

Multiproxy-Untersuchungen zur Paläoökologie und -hydrologie eines spätglazial- bis frühholozänen Flachsees im nordost-deutschen Küstengebiet (Glowe-Paläosee/Insel Rügen)

Reinhard Lampe, Wolfgang Janke, Manuela Schult, Stefan Meng, Matthias Lampe

How to cite: LAMPE, R., JANKE, W., SCHULT, M., MENG, ST. & LAMPE, M. (2016): Multiproxy-Untersuchungen zur Paläoökologie und -hydrologie eines spätglazial- bis frühholozänen Flachsees im nordostdeutschen Küstengebiet (Glowe-Paläosee/Insel Rügen). – E&G Quaternary Science Journal, 65 (1): 41–75. DOI: 10.3285/eg.65.1.03

Kurzfassung: Vorgestellt werden die Ergebnisse von Multiproxy-Untersuchungen an einem 3 m langen Sedimentprofil des Glowe-Paläosees, welches den Zeitraum Prä-Bölling bis mittleres Präboreal umfasst. Die spätglazial-frühholozäne Landschaftsentwicklung, die Klimaschwankungen, Gewässerentwicklung, Seespiegelvariation und Vegetationsgeschichte umfasst, wird mit Hilfe von Pollen-, Diatomeen-, Makrorest-, Mollusken- sowie sedimentologisch-geochemischen Analysen und ¹⁴C-Datierungen rekonstruiert. Der Paläosee entstand mit Schwinden des Permafrostes im Bölling und entwickelte sich im Allerød zu einem 3–4 m tiefen, artenarmen, makrophytenreichen Stillgewässer. Die Vegetationsbedeckung ging in der Jüngeren Dryas stark zurück, um im Präboreal schnell mit höherer Dichte zurückzukehren. Phasen kühleren Klimas können mit der Gerzensee-Schwankung, der Jüngeren Dryas sowie der Rammelbeek-Schwankung parallelisiert werden, die palynologisch jeweils zweigeteilt sind. Eindeutige Hinweise auf die Ältere Dryas fanden sich dagegen nicht. Die kühlen Phasen waren mit verstärkten allogenen Materialeinträgen in den See verbunden, wobei in der Jüngeren Dryas überwiegend solifluidale, in der Gerzensee- und in der Rammelbeek-Schwankung fluviale Transportprozesse dominierten. Die markanteste Veränderung der paläoökologischen Parameter des Paläosees wurde durch die schnelle Erwärmung zu Beginn des Präboreals verursacht. In den wärmeren Klimaphasen wurde die Vegetationsentwicklung beeinflusst durch die Nähe des Baltischen Eissees, die zu einer gegenüber südlicheren Gebieten verzögerten Ausbreitung der Kiefer führte. Die länger andauernden Klimawechsel bestimmten auch die Variation in der chemischen Zusammensetzung der Sedimente, der Diatomeenflora und der Makrophytenvegetation. Kleinskalige Schichtwechsel vor allem im älteren Teil des Profils können bisher nicht erklärt werden. Aus dem aufgeschlossenen Schichtenverlauf wird eine Kurve der Seespiegelentwicklung abgeleitet, die einen schnellen Anstieg im frühen Allerød und einen verlangsamten Anstieg bis zum Höchststand in der Jüngeren Dryas erkennen lässt. Im frühen Präboreal setzte eine schnelle Senkung des Seespiegels ein, die im mittleren Präboreal zur Verlandung des Sees führte.

Multiproxy investigations on the palaeoecology and -hydrology of a Lateglacial to Early Holocene shallow lake at the north-east German Baltic Sea coast (Glowe Palaeolake/Rügen Island)

Abstract: The paper presents results of multiproxy-investigations of a 3 m long sediment section from the Glowe Palaeolake, covering the period Pre-Bölling to the middle of the Preboreal. The Lateglacial and early Holocene landscape development comprising climate fluctuations, lake evolution, lake-level variations and vegetation history is reconstructed using pollen, diatom, macrofossil, molluscs as well as sedimentological and geochemical data based on ¹⁴C-dating.

The palaeolake appeared due to the decay of the permafrost during the Bölling and developed in the Allerød into a 3–4 m deep, species-poor and macrophyte-rich stillwater. The submerse vegetation and fauna decreased during the Younger Dryas, but returned fast and with higher density in the Preboreal. Phases of cooler climate can be parallelized with the Gerzensee oscillation, the Younger Dryas and the Rammelbeek oscillation, which each are palynologically bipartite. In contrast, indications for the Older Dryas were only scarce. The cooler phases were characterized by intensified allochthonous clastic input into the lake. During the Younger Dryas the input was dominated by solifluction processes, while during the Allerød and the Preboreal predominantly fluvial processes occurred. The most significant changes in the palaeoecology of the lake were caused by the rapid warming at the onset of the Preboreal. During the phases of warmer climate the vegetation development was influenced by the vicinity to the Baltic Ice Lake, which caused – compared to more southerly regions – a delayed spread of *Pinus*. Also, the long term climate changes determined the alterations in the chemical sediment composition, the diatom flora and the macrophyte vegetation. Short term variations, which caused the closely spaced sediment layering mainly in the older part of the sediment section cannot be explained so far.

The course of the outcropping stratigraphic units was used to construct a lake-level curve. It shows a rapid rise in the early Allerød and a subsequent slower rise until the highstand in the Younger Dryas. In the early Preboreal, a fast lake-level fall occurred, the palaeolake silted up and dried out in the middle of the Preboreal.

Keywords: Late Glacial, Early Holocene, northern Central Europe, palaeolake, pollen, diatoms, macrofossils, molluscs, geochemistry, radiocarbon dating, lake sediments, climate fluctuation, vegetation history, lake-level variation

Addresses of authors: R. Lampe*, M. Schult, St. Meng, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, 17487 Greifswald, Germany, E-Mails: lampe@uni-greifswald.de, schultm@uni-greifswald.de, stefan.meng@uni-greifswald.de; W. Janke, K.-Liebknecht-Ring 23, 17491 Greifswald, Germany, E-Mail: wofjanke@web.de; M. Lampe, Zöllnerstr. 4, 99423 Weimar, Germany, E-Mail: lampe@math.uni-leipzig.de; *corresponding author

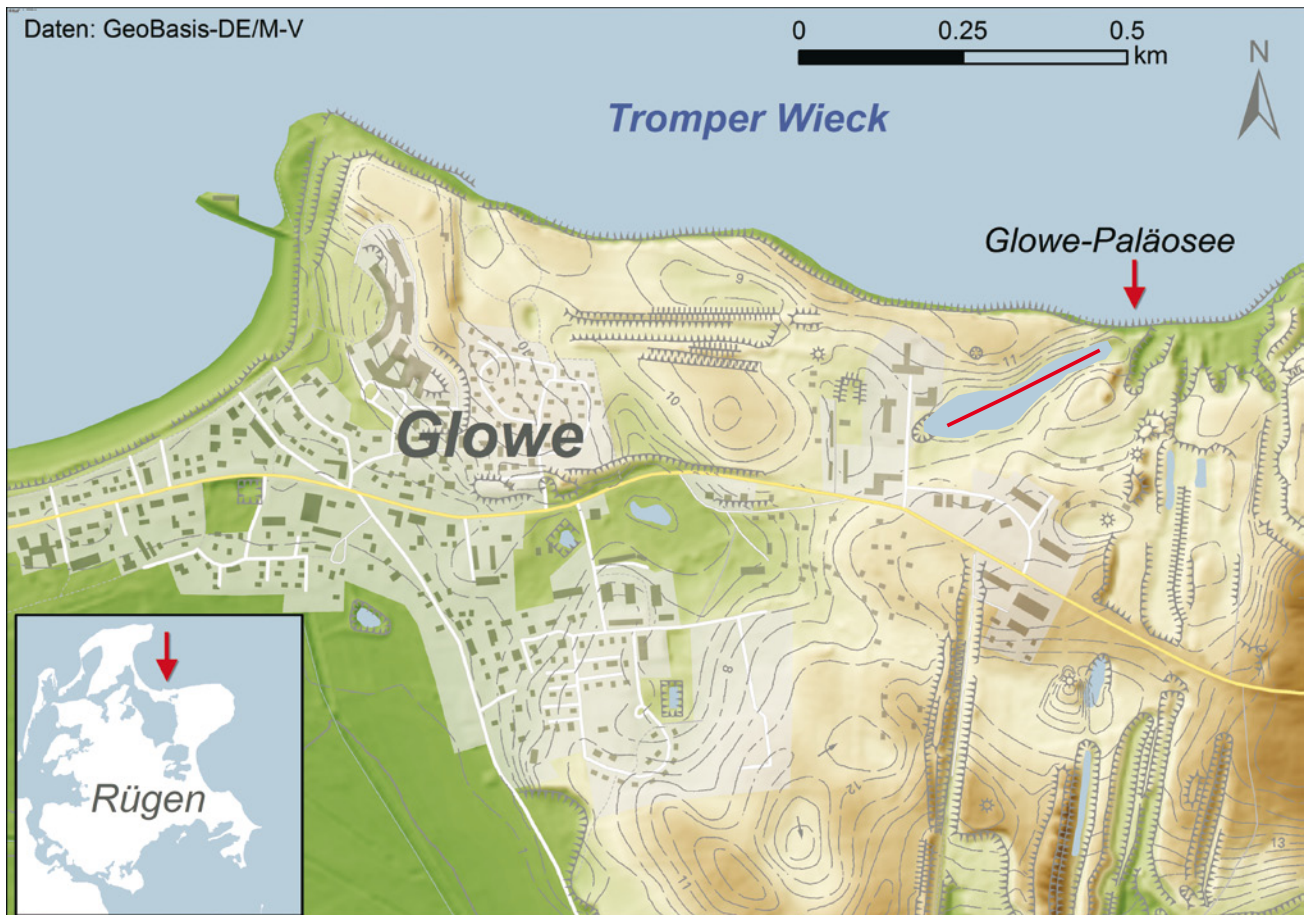


Abb. 1: Karte zur Lage des Untersuchungsgebietes östlich der Ortschaft Glowe. Erkennbar ist die NE-SW streichende Rinne eines Flachsees, in dessen nördlicher Verlängerung sich das Profil des GP am Steilufer befindet (roter Pfeil). Bohrungen entlang der Rinnenachse (rote Linie) haben gezeigt, dass die beiden Seen zu keinem Zeitpunkt miteinander in Verbindung standen.

Fig. 1: Map of the study area east of the village Glowe showing a NE-SW trending elongate shallow lake depression. The basin sediments of the Glowe palaeolake (GP, red arrow) are exposed along the cliff face in the NE extension of the depression. Drill cores taken along the axis of the lake depression (red line) indicated that both lakes were never connected.

1 Einleitung

Die Bildung und Akkumulation von Seesedimenten ist von vielen internen und externen Faktoren abhängig. Beckenmorphologie, Trophie, Mischungsverhältnisse und Ionengehalt des Seewassers, Relief und Reliefstabilität des Einzugsgebietes sowie weitere Parameter bestimmen maßgeblich, welche Sedimente mit welcher Akkumulationsrate abgelagert werden (HÅKANSON & JANSSON 1983). Mehrere der genannten Parameter werden ihrerseits vom Klima kontrolliert. Wasserbilanz, Temperatur und Windverhältnisse steuern den seeinternen Stoffumsatz sowie die Stoffeinträge aus dem Einzugsgebiet. Seesedimente sind deshalb ideale Geoarchive, anhand derer mit geeigneten Multiproxy-Analysen paläoökologische und paläoklimatische sowie anthropogene Eingriffe in den Naturhaushalt erschlossen werden können (DIGERFELDT 1986). Flachseen reagieren mit ihren geringen Wasservolumina und kleinen Einzugsgebieten besonders schnell auf veränderte Umweltbedingungen. Ihre Sedimente erfassen wegen des sehr begrenzten Akkumulationsraumes nur relativ kurze Zeitabschnitte. Wegen der meist intensiven Bioturbation und strömungsinduzierter Umlagerungen der Sedimente ist die erreichbare zeitliche Auflösung geringer als in Sedimenten

tiefer Seen, doch wird dies zum Teil kompensiert durch höhere Akkumulationsraten. Flachseen eignen sich in besonderem Maße zur Rekonstruktion von Seespiegelschwankungen, die wiederum Indikatoren der klimaabhängigen Landschaftswasserbilanz sind (DEARING 1997).

Im nordmitteleuropäischen Jungmoränengebiet sind Flachseen ein weitverbreitetes Phänomen der Grundmoränenlandschaften. Nach dem Abschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises entstanden sie zumeist in der Zeit zwischen Bølling und frühem Präboreal durch senkenbildenden Permafrostzerfall oder Toteisaustau (NITZ 1984, KAISER et al. 2012). In seltenen Fällen sind im südbaltischen Küstengebiet inzwischen verlandete Flachseen durch den holozänen Meeresspiegelanstieg und den damit verbundenen Rückgang der Steilküsten (UŚCINOWICZ 2006, HOFFMANN & LAMPE 2007, LAMPE et al. 2010a) angeschnitten worden und stellen leicht zugängliche Archive der spätpleistozän-frühholozänen Umweltverhältnisse dar. In der Literatur finden sich entsprechende Untersuchungsergebnisse von Seeprofilen bei Niechorze (KOPCZYŃSKA-LAMPARSKA et al. (1984), vom Żarnowiec-See (LATAŁOWA 1982), von Meschendorf (LORENZ & JANKE 2012), Ahrenshoop (KAISER 2001) sowie vom Niedersee (KOSSLER & STRAHL 2011, MENZEL-HARLOFF & STRAHL 2012) und Credner-See (KLEWE 1969), wobei die

Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung im Umland meist im Mittelpunkt dieser Analysen stand. Insbesondere wegen der Nähe zum spätglazialen Baltischen Eissees (BJÖRCK 1995, LAMPE 2005) und dessen Klimaeinfluss sowie der Nähe zur Grenze des kontinuierlichen Permafrostes (ISARIN 1997) haben diese Profile das Potenzial, Unterschiede in der Landschafts- und Klimaentwicklung im Vergleich zu südlicheren oder kontinentaleren Bereichen aufzuzeigen.

2 Untersuchungsgebiet und Voruntersuchungen

Seit Ende der 1990er Jahre werden am Steilufer der Tromper Wiek, ca. 1300 m östlich des Königshörn in der Gemeinde Glowe/Insel Rügen (54° 34,335 N, 13° 29,330 E) Sedimente eines verlandeten Sees (im Folgenden GP = Glowe-Paläosee) durch den Küstenrückgang freigelegt (Abb. 1). Der Aufschluss liegt in der nordöstlichen Fortsetzung eines etwa 250 m langen, SW-NE orientierten, rinnenförmigen und in starker Verlandung begriffenen Sees östlich des Glower Kreidesattels (PANZIG 1995, LUDWIG 2005). Im Winter 2014 durchgeführte Sondierungen entlang der Rinnenachse (Abb. 1) haben gezeigt, dass der GP durch eine breite Geschiebemergelschwellen von dieser Rinne getrennt ist und somit ein kleineres, separates Becken darstellt. 2001 betrug die Länge des Aufschlusses am Steilufer etwa 20 m, die Seesedimente hatten in ihrem Zentrum eine Mächtigkeit von ca. 1,5–2 m (Aktennotiz v. 26.1.2001, Landkreis Rügen, Bauamt-Bodendenkmalpflege), 2011 betrug die entsprechenden Werte bereits 27 m und 3,0 m, 2015 waren es 44 m und 2,4 m. Das Einfallen der Schichten der Seesedimente in Richtung Land und die beobachtete rasante Erweiterung des Aufschlusses lassen vermuten, dass das aufgeschlossene Profil sich dem Zentrum des GP nähert und die Ausdehnung des Aufschlusses sich in absehbarer Zeit verringern wird.

Das ehemalige Einzugsgebiet lässt sich nicht mehr bestimmen, muss aber relativ klein gewesen sein. Oberirdische Zu-, Ab- oder Durchflüsse sind nicht bekannt. Die

Fläche des GP betrug zur Zeit der größten Ausdehnung vermutlich kaum mehr als 0,2 ha, die maximale Tiefe kann, dem gegenwärtigen Relief nach zu urteilen, kaum mehr als 4 m betragen haben. Die geringe Ausdehnung der Seefläche und die Windabschattung durch die Ufervegetation haben zur Sedimentation von Mudde schon in Wassertiefen von wenigen Dezimetern geführt (vgl. HÅKANSSON & JANSSON 1983).

Die Sedimentfolge des GP lagert einem spätweichselzeitlichen Till auf. Bei 2009 erstmals durchgeführten Untersuchungen (Profil Glowe 2, LAMPE et al. 2010b) begann sie mit einem nur wenige Zentimeter mächtigen holzreichen Humushorizont (Erl-14741: 11842 ± 39 ¹⁴C BP), der von einer karbonathaltigen Organosilikatmudde überlagert wurde. Beide Sedimente waren auf einen rinnenartig stärker eingesenkten Zentralteil des Aufschlusses beschränkt und keilten lateral nach wenigen Metern aus (Abb. 2). Auffällig waren starke Schichtverwürgungen, die auf Kryoturbation zurückgeführt wurden (Detaildarstellung in Abb. 2). Ein Schwemmtorf in der Mitte des Profils legte nahe, dass es eine Phase deutlich verringerter Wassertiefe gab (Abb. 9 in LAMPE et al. 2010b).

Mit erweitertem Methodenspektrum wurde 2011 das Profil Glowe 3 bearbeitet. Bis dahin hatten sich infolge des Küstenrückgangs die Aufschlussverhältnisse geändert: relativ zum Meeresspiegel liegt seitdem die Basis des Seeprofiles etwas höher, die rinnenartige Vertiefung mit dem holzreichen Horizont und den Schichtverwürgungen sind verschwunden. Im Schichtverband zeigen die jüngeren Lagen nun eine gegen das Ufer gerichtete, transgressive Tendenz, so dass bis kurz vor der Verlandung des GP von einem Anstieg des Wasserspiegels und einer Vergrößerung der Seefläche ausgegangen werden kann. Der Ausbiss der Schichten war 2011 wegen voluminöser, dicht bewachsener Kliffhalden nicht einsehbar.

Seit 2011 beginnt das Profil mit einer geringmächtigen Humusanreicherung auf Till (Abb. 3). Mit unscharfem Übergang schließt sich im Hangenden eine ± paral-



Abb. 2: Aufschluss des Sedimentprofils GP im Jahr 2009 (1,2-fach überhöht, 3 m-Messlatte als Maßstab). Bemerkenswert sind die rinnenartige Einsenkung mit kryoturbaten Störungen der ältesten Sedimente im Beckenzentrum (s. Detaildarstellung rechts), der die Seesedimente überdeckende Torf sowie die ca. 1 m mächtige Schicht einer jungen (anthropogenen) Aufschüttung im Hangenden der Abfolge. Der allogene Umlagerungskomplex in der Mitte des Profils von 2011 ist noch nicht angeschnitten.

Fig. 2: Exposed GP lake sediments along the Glowe cliff in 2009 (exaggeration factor 1.2, 3 m rod for scale). Note the channel-like depression in the centre of the basin with cryoturbation structures in the oldest sediments (cf. close-up on the right side), the peat layer which covers the lake sediments, and the ca. 1 m thick unit of younger (anthropogenic) infill at the top of the sequence. The allogenic redeposition complex, later recognized in the central portion of the section (2011), was not yet exposed.

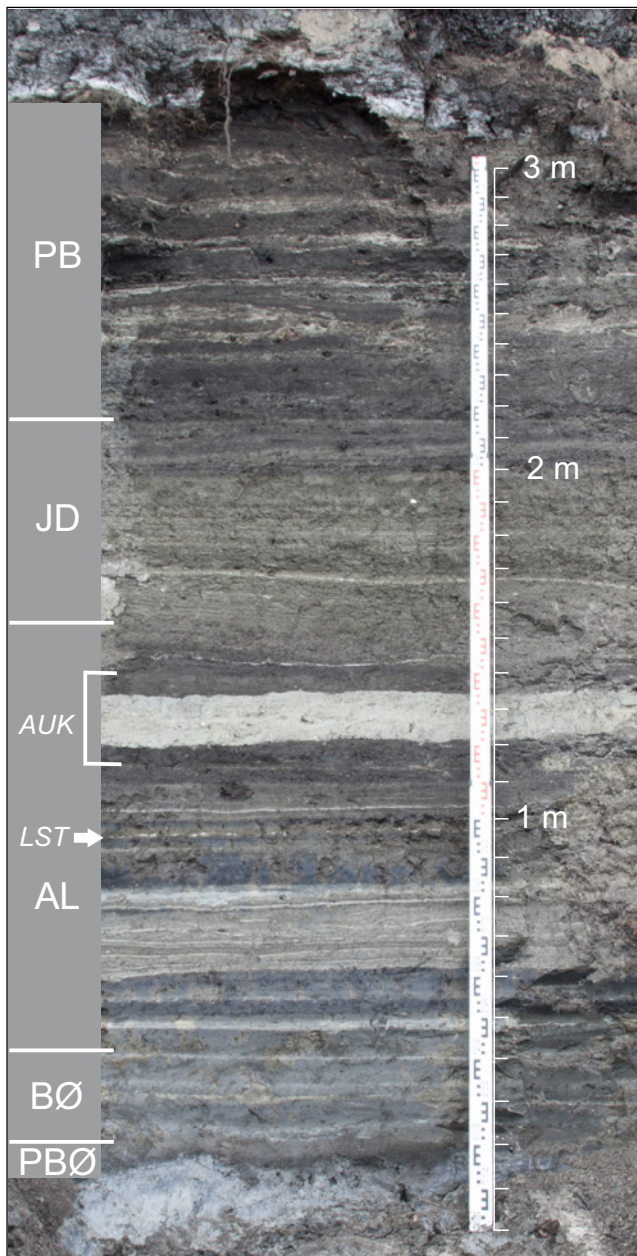


Abb. 3: 2011 untersuchtes Profil (zur Lage vgl. Abb. 13). Deutlich erkennbar ist der subparallel-schichtige Aufbau aus abwechselnd stärker organisch bzw. karbonatisch geprägten Sedimentlagen. In der Mitte des Profils befindet sich ein allogener Umlagerungskomplex (AUK), bestehend aus einem Diamikton und einhüllenden holzreichen Mudden. Etwa 25 cm unter dem Diamikton des AUK ist die Laacher See-Tephra (LST) erkennbar. Die palynostratigraphische Zuordnung entspricht den in Kap. 4.3 mitgeteilten Ergebnissen und war 2011 durch Voruntersuchungen in den Grundzügen bekannt.

Fig. 3: Sediment section investigated in the 2011 study (for position see fig. 13). The sequence architecture is dominated by clearly visible subparallel laminae with alternating levels of organic and calcareous content. Also note the allogenic redeposition complex (AUK), consisting of a diamicton and associated wood-rich mud beds exposed in the middle portion of the profile. About 25 cm below the diamicton of the AUK the Laacher See Tephra (LST) can be seen. The pollen stratigraphy corresponds to the results described in 4.3 and was known with its basic features from preliminary investigations.

lel geschichtete Wechselfolge von molluskenführenden Kalk- und Organosilikatmudden an. In den unteren 65 cm überwiegen stärker karbonatisch, darüber mehr organisch geprägte Ablagerungen. Die Schichtmächtigkeit nimmt

aufgrund des Trichtereffekts („sediment focusing“, LEHMAN 1975) in Richtung des Beckeninneren zu. Die Neigung der ehemaligen Unterwasserhänge ist gering, Störungen der subparallel-horizontalen Schichtlagerung sind – mit einer Ausnahme – nicht zu beobachten: Im Zentrum des Profils ist der holzreiche Schwemmtorf ersetzt durch holzärmeres, organikreiches, muddeartiges Sediment. Zwischen diesem tritt zusätzlich ein markantes diamiktisches Sediment auf (Abb. 3), das seitlich nach wenigen Metern auskeilt. Es liegt nur im zentralen Teil des Profils schichtkonkordant, insbesondere am westlichen Ende des Aufschlusses (Abb. 4) ist eine deutlich diskordante Lagerung erkennbar, die zeigt, dass das Diamikton nach oben in höher gelegene Schichten ausstreicht, die zum Zeitpunkt der Diamikton-Ablagerung bereits existiert haben müssen. Offenbar stellt das Diamikton ein allogenes Sediment dar, das – aus dem Uferbereich des Sees kommend – bis in den Zentralbereich des GP abgelagert wurde und aufgrund seiner hohen Dichte unter Verdrängung bereits abgelagerten Sedimentes akkumulierte.

Genese und Charakter des muddeartigen Sediments unmittelbar unter und über dem Diamikton waren zunächst unklar. Es wurde deshalb, im Gegensatz zum Diamikton, in alle Analysen einbezogen. Die dabei erhaltenen Daten sowie die bessere Aufschlussituation in den Nachfolgejahren haben gezeigt, dass beide Sedimente zusammen einen allogenen Umlagerungskomplex (AUK, Abb. 3) bilden, der in diesem Bereich eine Störung des stratigraphischen Zusammenhangs verursacht. In den Diagrammen ist der AUK deshalb als Sedimentabschnitt besonders hervorgehoben, wobei der muddeartige Teilkomplex grün, das Diamikton sandfarben markiert sind.

Einen stratigraphischen Leithorizont bildet die Tephra des Laacher See-Ausbruchs (LST, Abb. 3), die bereits 2009 gefunden und mikroskopisch (LAMPE et al. 2010) und geochemisch (S. WULF, GFZ Potsdam, pers. Mitt.) identifiziert wurde. Sie liegt als makroskopisch erkennbare Lage ca. 25 cm unter dem Diamikton des AUK, ist im Zentrum des GP bis 0,5 cm mächtig und teilweise linsenförmig aufgelöst. Die Lage dünnt uferwärts aus und ist in den Randbereichen nicht mehr sichtbar.

In den Seesedimenten sind häufig Hölzer zu finden, von denen einige Bissspuren des Bibers tragen (frdl. Mitt. R. SOMMER, Rostock, heute Kiel). Die ^{14}C -AMS-Datierung eines 2009 ca. 80 cm über Profillbasis entnommenen Holzes ergab 11413 ± 38 ^{14}C BP (Erl-14742, Abb. 9 in LAMPE et al. 2010b). Die Folge von stärker organisch geprägten Mudden endet am Beginn des oberen Profildrittels. Sie geht in einen, die weitgehende Füllung des Beckens anzeigenden, stärker siliziklastisch geprägten Abschnitt über, in den an den Beckenrändern sandig-kiesige Sedimente (oberer Schwemmfächer) und Fließerden eingeschaltet sind. Danach endet das Seeprofil abrupt und geht mit einem nur wenige Zentimeter breiten Übergang in einen Holztorf über.

In dem ca. 1 m mächtigen Holztorf sind zahlreiche Baumstümpfe und Stammstücke erhalten geblieben. Die Datierung eines einzelnen Holzstückes aus dem untersten Bereich des Torfes ergab ein Alter von 9444 ± 38 ^{14}C BP (Erl-14743), das wegen Übereinstimmung mit dem palynologisch bestimmten Alter als zuverlässig angesehen wird. Unter Berücksichtigung des oben genannten Datums von

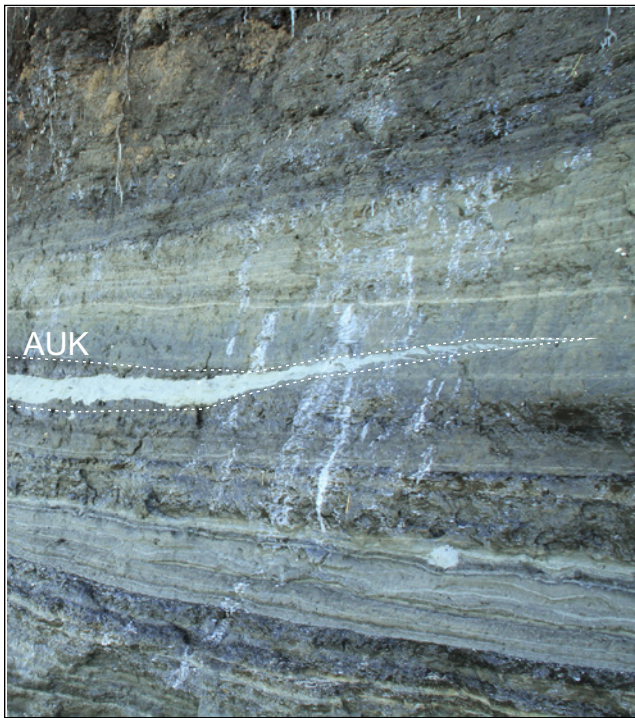


Abb. 4: Diskordante Lagerung des nach Westen aufwärts in jüngere Schichten auskeilenden Diamiktons des AUK, Winter 2012.

Fig. 4: Western part of the allogenic redeposition complex (AUK), where the diamicton dwindles upwards into younger sediments, winter 2012.

11842 ± 39 ¹⁴C BP (Erl-14741) aus dem untersten Humushorizont standen damit für die Ablagerung der 3 m mächtigen Mudden des Profils Glowe 3 ca. 2400 ¹⁴C-Jahre (3000 Kalenderjahre) zur Verfügung.

Ein an Holz ermitteltes Datum aus dem obersten Bereich des Torfes lieferte ein Alter von 3016 ± 38 ¹⁴C BP (Erl-14744). Aus den Untersuchungen von 2009 (LAMPE et al. 2010b) ist bekannt, dass das Torfwachstum zwischen jüngerem Präboreal und dem jüngeren Abschnitt des Älteren Atlantikums unterbrochen war und danach durch zunehmenden Grundwasseranstieg ein Versumpfungsmoor aufwuchs. Torf aus der Slawenzeit, der Zeit der deutschen Ostkolonisation und jüngeren Entwicklungsabschnitten konnte nicht nachgewiesen werden, was sich auch im fast völligen Fehlen von FAGUS, CARPINUS sowie Getreide- und Unkrautarten in den pollenanalytischen Befunden widerspiegelt. Etwa 1,30–1,35 m unter der Oberfläche von 2009 wurde im Torf eine artefaktführende Fundschicht identifiziert, die vermutlich neolithischen Alters ist (Aktennotiz v. 26.1.2001, Landkreis Rügen, Bauamt-Bodendenkmalpflege). Auf den Torf folgte eine 2009 noch ca. 1 m mächtige Schicht sandig-lehmigen Materials, dessen Herkunft vermutlich auf Erdarbeiten aus den Jahren 1938 und 1953 zurückgeht, als in diesem Gebiet ein Kanal von der Tromper Wieck zum Großen Jasmunder Bodden gebaut werden sollte (vgl. N-S verlaufende Gruben südlich des GP in Abb. 1). 2011 war diese Schicht nur noch etwa 0,6 m mächtig und könnte bei weiterem Küstenrückgang ganz verschwinden.

Im Frühjahr 2015 war nach umfangreichen winterlichen Küstenabbrüchen der Aufschluss des Paläosees bis zu einer Breite von 44 m angewachsen und die Kliffhalden waren weitgehend aufgearbeitet. Damit ergab sich erstmals die Möglichkeit, die für die Rekonstruktion der Seespiegelent-

wicklung erforderliche Ausbisshöhe der stratigraphischen Einheiten einzumessen. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind im Folgenden denen von 2011 hinzugefügt und der Gesamtdatensatz für die vorliegende Darstellung neu interpretiert worden.

3 Methodik

2011 erfolgte die Beprobung am geputzten Aufschluss (Abb. 3) mittels überlappender Stechkästen, aus denen im Labor nach Fotodokumentation 77 sich an Schichtgrenzen orientierende Proben (jeweils parallel zwei Volumenproben für die Bestimmung der Rohdichte (10 ml) und die palynologische Analyse (2 ml) sowie zwei weitere Proben für die sedimentologisch-geochemische und die Diatomeenanalyse) entnommen wurden. Für die Makrorestanalyse wurden aus dem Aufschluss 22 sich an Schichtgrenzen orientierende und deshalb unterschiedlich mächtige Proben entnommen. Die Mächtigkeit des 2011 beprobten Profilteils beträgt 300 cm und erfasst den liegenden Humushorizont (n=1), das gesamte Seeprofil (n=74) und den untersten Abschnitt des hangenden Holztorfes (n=2). Der auf einen Hiatus folgende obere Abschnitt des etwa 1 m mächtigen Torfes sowie die auflagernde Aufschüttung wurden nicht beprobt.

3.1 Pollenanalyse

In den Aufbereitungsprozess der Pollenproben mit HCl, KOH und Acetolyse wurde zwecks Reduzierung der silikatischen Beimengungen eine 24-stündige HF-Behandlung einbezogen. Den Proben wurden zur Bestimmung der Pollendichte *Lycopodium*-Sporen zugesetzt (STOCKMARR 1971). Die Pollenzählung erfolgte ausnahmslos an Flüssigpräparaten bei in der Regel 400-facher bzw. bei Detailuntersuchungen erforderlichenfalls 1000-facher Vergrößerung in Glycerin bzw. Ölimmersion. Als Ansprachehilfen bei schwer zu bestimmenden Pollen- und Sporentypen standen die Kompendien von MOORE, WEBB & COLLINSON (1991), BEUG (2004) und RELLE (1995, 1998, 1999) zur Verfügung. Die in den Proben enthaltenen Grünalgenarten, Schwammnadeln und sonstigen Schwammreste sowie Chironomidenreste wurden mit ausgezählt und bewertet. Auch Glühverlust (Gehalt an organischer Substanz = OS) und Kalkgehalt (KG) wurden für die Interpretation wie üblich herangezogen. Die Ansprache der PEDIASTRUM-Arten erfolgte nach KOMÁREK & JANKOVSKÁ (2001). Dem Vorschlag von DE KLERK & JOOSTEN (2007) folgend werden die lateinischen Bezeichnungen der Pollen- und Sporentypen mit Kapitälchen und die der Pflanzentaxa kursiv gekennzeichnet.

Der Aufbau des Pollendiagramms folgt im Wesentlichen IVERSEN (1954). Die den statistischen Auszählungen zugrunde liegende Grundsumme entspricht dabei der als 100 % gesetzten Summe der Baumpollen (BP), Strauchpollen (Str.) und terrestrischen Nichtbaumpollen (NBP), d. h. Σ (BP + Str. + terrestrische NBP) = 100 %. Alle dazu gehörenden sowie auch die weiteren Parameter – höhere Wasser-, Ufer- und Sumpfpflanzen als Lokalelemente sowie Farne, Moose, Algen und umgelagerte präquartäre Sporomorphen – werden auf diese Grundsumme bezogen. Letztere werden

im Diagramm getrennt von den Parametern der Grundsumme dargestellt. Als BP treten Kiefern, baumförmige Birken und Pappeln auf, als Sträucher dagegen Weiden, Wacholder, Sanddorn und Strauchbirken. Im Diagramm ist zusätzlich eine Rubrik „Pollen wärmeliebender Gehölze“ enthalten. In ihr sind die Pollen von Eiche, Linde, Ulme, Hainbuche, Hasel, Fichte und Tanne zusammengefasst, die als aus älteren Interglazialen umgelagert oder als durch äolischen Ferntransport herangeführt aufgefasst werden. Zusätzlich in den Text als Parameter einbezogen sind die Pollensumme je 1/10 mm³ Sediment (Pollendichte) und der PINUS ganze-Wert (= % PINUS-Pollen mit zwei Luftsäcken von PINUS gesamt, JANKE 2000). Liegt dieser Wert aufgrund erster regionaler Erfahrungen über 70 %, kann man von zusammenhängenden Wäldern ausgehen, deren Kiefernpollen zumeist relativ störungsarm in benachbarten Mooren und Seen zur Ablagerung kamen. Beträgt er weniger als 55 %, ist von vermehrten Störfaktoren vor bzw. während des Sedimentationsprozesses wie älteren glazialzeitlichen Umlagerungen, Hangrutschungen, Fernflug und erhöhter Gewässerdynamik auszugehen.

Die biostratigraphische Untergliederung des Profils folgt den Kriterien von IVERSEN (1942, 1954) und FIRBAS (1949 und 1952). Trotz verbleibender Unsicherheiten in der Parallelisierung werden die biostratigraphischen Zonen den von LITT et al. (2007) beschriebenen chronostratigraphischen Einheiten des Spätglazials und Frühholozäns gleichgesetzt und deren Terminologie übernommen. Die vorzustellende Gliederung des GP-Profiles in Palynozonen (PZ) erfolgt auf der Grundlage bisher publizierter Pollendiagramme des nordostdeutschen und nordpolnischen Tieflandes (u. a. LANGE et al. 1986, RALSKA-JASIEWICZOWA 1989, DE KLERK et al. 2001, DE KLERK 2002, ENDTMANN 2004, STRAHL 2005, KOSSLER & STRAHL 2011) und eines Pollendiagramms aus den Voruntersuchungen des GP (LAMPE et al. 2010b). Die PZ sind in der Regel scharf und durch vergleichbare Kriterien voneinander abgrenzbar. Dies sind 1. deutliche Wechsel im Verhältnis von BP + Str. zu NBP, 2. Häufigkeitswechsel von Baumbirke und Kiefer sowie 3. Stetigkeit und Häufigkeit des Auftretens von Sanddorn, Weide, Zwergsträuchern und lichtbedürftigen Krautpflanzen (z. B. ARTEMISIA und HELIANTHEMUM). Die Pollensubzonen PSZ lassen sich hingegen, vor allem infolge regionaler bis lokaler Besonderheiten, noch nicht vereinheitlichen. Ihre Abgrenzung erfolgt in der Regel aufgrund standortspezifischer Trennmerkmale. Die Diagrammdarstellung erfolgte mit der Software C2 (JUGGINS 2007).

3.2 Diatomeenanalyse

Für die Diatomeenanalysen wurden ein bzw. zwei cm³ Sediment durch Glühen im Muffelofen bei 550 °C von organischer Substanz und durch zehnmütiges Kochen in 10%iger Salzsäure von Kalk sowie weitgehend auch von Verkrustungen befreit. Es folgte das Kochen in 10%igem Wasserstoffperoxid zwecks weiteren Abbaus organischer Substanz und Sedimentdispersion. Nach mehrmaligem Waschen mit Aqua dest. wurden die Proben in Kanadabalsam eingebettet. Bei Sedimenten mit einem nur geringen Anteil potenziell diatomeenförender Korngrößenfraktionen wurden die Diatomeen zuvor durch mechanisches

Fraktionieren angereichert. Das angewandte Aufbereitungsverfahren ermöglicht auch den Nachweis von Tephren. Die Auszählung der Diatomeen erfolgte bei 1000-facher Vergrößerung unter Immersionsöl. In der Regel wurden Pollen und Diatomeen der gleichen Tiefe ausgezählt, bei Materialmangel musste in Einzelfällen auf Nachbarproben zurückgegriffen werden.

Zum Verständnis der Interpretation und der Abb. 6 ist Folgendes zu beachten. In fast allen Proben des Profils sind nur grobschalige und lösungsresistentere Diatomeenarten und Spongien vollständig erhalten geblieben, leichter lösliche bzw. zerbrechliche hingegen treten als Schill auf bzw. sind nicht mehr nachweisbar. Zu ersteren gehören neben größeren, zumeist rundlichen und elliptischen Arten vor allem die Schalen von Klein-Fragilarien (KF) der Untergattung *Staurosira* (nach KRAMMER & LANGE-BERTALOT (1986–1991)). Im Folgenden wird vereinheitlichend nur von KF gesprochen, unter denen im gesamten Profil *Fragilaria construens* f. *venter* vorherrscht. Untergeordnet vertreten sind *Fr. construens* f. *construens*, *Fr. pinnata* und *Fr. lapponica*. Die meisten Arten/Gattungen treten fast ausschließlich als Diatomeenschill auf, jedoch sind infolge starker Fragmentierung und Lösung vermutlich weniger als 50 % des erwarteten Artenspektrums in bestimmbar Zustand erhalten. Um die Überbewertung gegenüber komplett erhaltenen Arten zu reduzieren, wurde im Rahmen der statistischen und graphischen Auswertung die ausgezählte Anzahl von Frusteln aller typischen Schill-Arten halbiert. Trotzdem dürfte deren wirklicher Anteil noch etwas geringer gewesen sein als in Abb. 6 dargestellt. Die Autoren sind sich der Schwächen dieser Darstellungsmethode bewusst. Sie wird in dieser Arbeit erstmals angewandt und kommt der Realität näher als die Gleichsetzung vollständig erhaltener Frusteln robuster Arten mit Schalenresten leicht zerstörbarer Arten.

Der Schwerpunkt der Diatomeenauswertung lag in der Erfassung des Lebensmilieus, um daraus Hinweise auf die Seespiegel- und eventuell auch Klimaentwicklung zu erhalten. Die bestimmbar Individuen wurden dazu folgenden vier Milieugruppen zugeordnet: Klein-Fragilarien (*Staurosira*-Typ), epipelische und große epilithisch-epipsammische, epiphytische sowie planktische Arten. Die Zuordnung zu den Milieugruppen erfolgt dabei vorwiegend nach KRAMMER & LANGE-BERTALOT (1986–1991), PANKOW (1990) und SNOEIJNS et al. (1993–1997). Unsicherheiten verbleiben insofern, als dass einige der Arten (vor allem Gallerthafer) in mehreren der aufgeführten Lebensräume anzutreffen sind. Bei Dominanz mittel- bis grobschaliger Arten wurden 300 Exemplare je Probe ausgezählt, bei Vorherrschen der KF im Mittel 500 bis 1500. Schwammnadeln wurden sowohl bei der Pollen- als auch bei der Diatomeenanalytik miterfasst, ihr Anteil fällt aufgrund unterschiedlicher Bezugsgrößen zum Teil sehr verschieden aus. Die Bestimmung der Schwämme erfolgt nach EGGERS & EISELER (2007) sowie PRONZATO & MANCONI (2001). Die Diagrammerstellung erfolgte mit der Software C2 (JUGGINS 2007).

3.3 Makrorestanalyse

Die Proben mit einem Ausgangsvolumen von 30–52 ml wurden in 5%iger Kalilauge ca. 5 Minuten lang gekocht, um das Material zu lockern und Huminstoffe zu lösen. Danach

wurde mit Wasser gespült und mit Hilfe von Sieben in drei Fraktionen (≥ 1 mm, $\geq 0,5$ mm, $\geq 0,25$ mm) geteilt.

Die beiden größeren Fraktionen wurden mit einem Auflichtbinokular (ZEISS, bis 40fache Vergrößerung) und einem Durchlichtmikroskop (Zeiss Axiolab, 100–400fache Vergrößerung) vollständig nach Früchten und Samen durchgesehen, die kleinere zu einem Drittel. Diasporen sind als Stückzahlen (n), Gewebereste in Volumenprozent angegeben, jeweils berechnet auf 100 ml Sediment. Die Volumenprozent der einzelnen Makrofossilgruppen wurden von 5–100 % Anteil des Typs an der Probe auf 5 % Abstände geschätzt. Bei Anteilen unter 5 % erfolgte die Klassifizierung in 0,1 %, 1 % oder 2 %-Schritten. Die Diagrammerstellung erfolgte mit der Software C2 (JUGGINS 2007). Die Stufendarstellung verdeutlicht die unterschiedliche Mächtigkeit der einzelnen Proben (s. Kap. 4.3 und Abb. 7).

Zur Bestimmung der Makrofossiltypen wurde folgende Literatur verwandt: MATJUSCHENKO (1924), KATZ & KATZ (1933), BEIJERINCK (1947), KÖRBER-GROHNE (1964), KATZ et al. (1965), NILSSON & HELMQVIST (1967), GROSSE-BRAUCKMANN (1972), KATZ et al. (1977), SCHOCH et al. (1988), FRAHM & FREY (1992), GROSSE-BRAUCKMANN & STREITZ (1992) und MICHAELIS (2001).

3.4 Malakofauna-Analyse

Die Probennahmen für die Mollusken (Gastropoda, Bivalvia) erfolgten 2009 und 2015. Somit weichen die Tiefenangaben im Profil im Vergleich zur Aufnahme von 2011 wegen des fortschreitenden Kliffrückganges geringfügig ab, konnten aber nachträglich korreliert werden. Aus dem Profil wurden insgesamt 27 Proben mit jeweils etwa 1–3 l Sediment entnommen. Die Gewinnung der Schalenreste erfolgte im Wesentlichen nach den von LOŽEK (1964) beschriebenen Methoden durch Schlämmen, Sieben (0,5 mm Maschenweite) und Auslesen der Sedimentproben. Zur besseren Lösbarkeit der muddig-tonigen Sedimente wurden die Proben beim Schlammvorgang mit Wasserstoffperoxid versetzt.

3.5 Sedimentologisch-geochemische Analyse

Die sedimentologisch-geochemische Analyse umfasst die Bestimmung der Trockenrohichte TRD (Gewicht einer Volumenprobe nach Trocknung bei 105 °C), des Gehaltes an organischer Substanz (OS = Gewichtsverlust in % nach 2 h Glühen bei 550 °C), des Kalkgehaltes (KG in % nach Scheibler) sowie daraus berechnet der Menge der siliziklastischen Substanz (SIKLA in % = 100 % – OS % – KG %). Diese drei Fraktionen werden als Hauptbestandteile (HB) des Sedimentes bezeichnet. Die laserdiffraktometrische Bestimmung der Korngrößenverteilung in SIKLA (2 h Glühen bei 550 °C, 10 min Kochen in 10 % HCl) erfolgte nach Absiebung geringfügiger Kiesanteile (> 2 mm) auf einer Analysette 22 MicroTech plus der Firma Fritsch. Die Bestimmung der Sedimentart wurde nach KAISER (2001, basierend auf SUCCOW 1988) vorgenommen.

Für die Röntgenfluoreszenzanalyse wurden Subproben auf Korngrößen < 63 μm abgesiebt. Der Informationsverlust, der durch die Entfernung der Sandfraktion auftritt, wird wettgemacht durch den Wegfall des Verdünnungs-

effektes vorwiegend des Quarzes. Die milieuindikativen geochemischen Unterschiede in der verbleibenden Schluff- und Tonfraktion werden so stärker betont. Zur Entfernung von organisch und karbonatisch gebundenem Kohlenstoff wurden die Proben 2h bei 1000 °C geglüht und der verbleibende Rest unter Zusatz von LiBO_2 und $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ zu Tabletten geschmolzen. Probe 53 fehlt wegen zu geringen Probenumfangs, die Proben 51 und 52 mussten zu einer vereinigt werden. Die Messung der Proben sowie der Standards (AGV-2; BHVO-2; RGM-1; FK; BCR-2) erfolgten auf einer W2404-Anlage der Firma Philips. Die Diagrammerstellung erfolgte mit der Software C2 (JUGGINS 2007).

3.6 Statistik

Um den Datensatz für die statistischen Berechnungen homogen zu gestalten und um den Einfluss allogener Faktoren einzuschränken, sind Proben, die überwiegend nicht-lakustrinen Prozessen zuzuordnen sind, nicht weiter berücksichtigt worden: der humose Boden an der Basis der Sedimentsäule, die LST, das Diamikton des AUK sowie die beiden obersten Proben, die den hangenden Torf repräsentieren. Ein fehlender Datensatz wurde linear aus den Nachbarproben interpoliert (Probe 23). In dem verbleibenden Datensatz mit 69 Proben wurden 15 Werte, die um mehr als die dreifache Standardabweichung σ nach oben oder unten vom Mittelwert \bar{x} eines Parameters abweichen (Ausreißer), auf $\bar{x} \pm 3 \sigma$ gesetzt. Anschließend wurde der Gesamtdatensatz einer z-Transformation (Normierung auf den Mittelwert 0 und die Standardabweichung 1) unterzogen.

Die Hauptkomponentenanalyse (PCA) wurde mit SPSS Statistics vers. 21 (IBM Corp.), die depth-constrained Cluster Analysis (dcCA) mit ZONE, Modul SplitLSQ (JUGGINS 1991) durchgeführt.

3.7 ^{14}C -Datierung, Akkumulationsmodell und Sedimentationsrate

Makroreste, die für eine ^{14}C -Datierung geeignet sind, konnten aufgrund der insgesamt geringen Konzentration an Makroresten nicht gleichmäßig über das Profil verteilt gesammelt werden. Um Verfälschungen durch einen Reservoir-effekt zu umgehen, wurden ausschließlich Reste terrestrischen Ursprungs analysiert. Dabei musste in Kauf genommen werden, dass zwischen der Entstehung der Makroreste und ihrer Einbettung ins Sediment unterschiedlich lange Zeiträume gelegen haben können. Das Alter der datierten Sedimentschichten kann dadurch überschätzt werden.

Aus dem Profil von 2011 wurden fünf Makroreste datiert. Die Kalibrierung der konventionellen ^{14}C -Alter erfolgte mit OxCal v4.2.4 (BRONK RAMSEY 2009) unter Verwendung der Intcal13-Kurve (REIMER et al. 2013). Das Alter-Tiefe-Modell (ATM) basiert auf dem in OxCal bereitgestellten Akkumulationsmodell *P_Sequence* (BRONK RAMSEY 2008, BRONK RAMSEY & LEE 2013), welches die Ablagerung eines Sedimentes als einen Poisson-Prozess modelliert. Der freie Parameter des Modells, die Zahl k der Ablagerungsereignisse pro Längeneinheit, wurde ohne Beschränkungen als variabel vorgegeben.

Die Ausgabe der dem ATM entsprechenden Sedimentationsrate (SR) war mit der aktuellen Version von OxCal

nicht möglich. Deshalb wurden die Punkte, welche durch die Lage der datierten Proben im Profil und die Mediane der modellierten Wahrscheinlichkeitsdichte der entsprechenden Alter definiert sind, mit einer glatten Kurve interpoliert und die SR durch deren Differentiation bestimmt. Die Kurve wurde mit der Funktion `splinefun` in R (R-Project Core Team) durch zwei natürliche kubische splines parametrisiert, wodurch sowohl eine robustere Abschätzung der SR als mit einem einfachen spline als auch die gesuchte Darstellung der SR in Abhängigkeit von der Tiefe erreicht wurden.

Die Sedimentakkumulationsrate (SAR), die angibt, wie viel g Sediment (oder g eines Sedimentbestandteils X = spezifische Sedimentakkumulationsrate SAR-X) pro m² und Jahr akkumulierten, wurde wie folgt berechnet:

$$\text{SAR (g m}^{-2} \text{ a}^{-1}) = \text{TRD (g cm}^{-3}) * \text{SR (mm a}^{-1}) * 10^3$$

$$\text{SAR-X (g m}^{-2} \text{ a}^{-1}) = \text{SAR (g m}^{-2} \text{ a}^{-1}) * \text{X (Gew.-%)} * 10^{-2}.$$

4 Ergebnisse und Diskussion

Im Folgenden werden zuerst die Ergebnisse der palynologischen, diatomologischen, malakologischen und der makrorestanalytischen Untersuchungen vorgestellt, da damit der zeitliche und klimatische Rahmen abgesteckt wird, in dem sich die Gewässerentwicklung vollzog. Danach werden die Ergebnisse der sedimentologisch-geochemischen Analysen beschrieben und interpretiert. Die folgenden statistischen Analysen zeigen, in welchem Maße ausgesuchte Parameter die klimatischen, geomorphologischen und hydrologischen Bedingungen zur Zeit der Ablagerung der Seesedimente widerspiegeln. Aus der Tiefenverteilung datierter Proben wird ein ATM abgeleitet, welches die Akkumulationsgeschichte von der Seebeckenentstehung bis zur finalen Verfüllung beschreibt, woraus durch Kombination mit den paläoökologischen Proxies und der Vermessung des Schichtverlaufes im Aufschluss die Seespiegelentwicklung abgeleitet wird.

4.1 Pollenanalyse

Im Profil Glowe 3 ist das **Prä-Bølling (PBØ)** nur durch ein 2 cm mächtiges Basalsediment (300–298 cm Profiltiefe) über Geschiebemergel – ein dunkelbrauner, kalkhaltiger Sand – vertreten. Dieses eventuell als schwach humoses Ufersediment anzusprechende Band hebt sich pollenanalytisch vom Bølling vor allem durch seine PINUS-Dominanz (56 % der BP + Str-Pollen) ab (Abb. 5). Der NBP-Anteil ist gegenüber dem Bølling jedoch nicht erhöht und lässt keine starke Beteiligung typischer spätglazialer Offenlandvegetationsgesellschaften erkennen. Auffallend ist der für ein Stadial nur geringe Anteil von ARTEMISIA, CHENOPODIACEAE und RUMEX. Zwergsträucher, HIPPOPHAE, JUNIPERUS und HELIANTHEMUM fehlen völlig, ebenso Pollen höherer Gewässer- und Uferpflanzen einschließlich EQUISETUM. Ein vor Ort in so hoher Menge produzierter PINUS-Pollenanteil ist aus klimatischer Sicht jedoch unwahrscheinlich, auch weil Kiefern in Nähe der polaren Baumgrenze nur in klimatisch besonders günstigen Jahren, also relativ selten, zur Pollen- und Samenbildung kommen. Der PINUS-Anteil muss eine Fernflug-Komponente enthalten, wofür auch der äußerst niedrige PINUS ganze-Wert von 37 % spricht. Solange pa-

rallel zu pollenanalytischen Birken- und Kiefern-Funden solche von Makroresten fehlen, müssen Fernflug und Pollenlagerungen aus älteren Sedimenten stark beteiligt gewesen sein (BIRKS & BIRKS 2000). Dieses Problem stellt sich in abgeschwächtem Maße auch für die Baumbirken. Der Spongienbesatz ist im Pollendiagramm unerwartet hoch und nur durch die gleichzeitig noch äußerst niedrige Pollendichte und durch Infiltration erklärbar.

Mit dem molluskenführenden **Bølling (BØ)** (298–273 cm) beginnt die Seephase, und zwar mit einem steilen Anstieg der OS- und KG-Werte bis auf 15 bzw. 25 %. Pollenanalytisch setzt es mit dem Umschlag von einer PINUS- zu einer BETULA-Dominanz ein, die die gesamte Pollenzone über erhalten bleibt (Abb. 5). PINUS fällt in ihrem Verlauf bis auf im Mittel 14 % ab und ist nur untergeordnet vertreten. Der NBP-Anteil ist im Mittel um 24 % höher als im PBØ und auch um 10 % höher als im nachfolgenden Allerød. CYPERACEAE und EQUISETUM als Besiedler der Uferzone erreichen schnell hohe Werte. HIPPOPHAE tritt nur sporadisch auf. ARTEMISIA, CHENOPODIACEAE, THALICTRUM, Pollen vom HELIANTHEMUM-Typ und vereinzelt schon FILIPENDULA unterstreichen eine noch nicht allzu geschlossene Bewaldung des Seeumlandes.

In der Mitte des BØ erfolgt ein Anstieg des EQUISETUM- und Farn-Anteils, darunter von Farnen des montan verbreiteten CRYPTOGRAMMA CRISPA-Typs. See-Makrophyten kommen erst vereinzelt vor. Characeae (Abb. 7, s. a. 4.3 Makrorestanalyse) bilden hingegen den Hauptbewuchs des Seebodens. PEDIASTRUM-Arten sind seit Beginn, Klein-Krebse erst ab der Mitte des BØ stark vertreten. Der Spongien-Anteil fällt gleich zu Beginn des BØ steil ab, wahrscheinlich im Zusammenhang mit zunehmender Pollendichte.

Zwischengeschaltet ist ein kurzer Abschnitt (292–285 cm) mit leicht erhöhtem PINUS- und leicht rückläufigem BETULA-Anteil bei ebenfalls zurückgehender PEDIASTRUM-Kurve. Die stratigraphische Wertigkeit dieses aus nur drei Proben bestehenden Intervalls muss offen bleiben. Insgesamt wird für das BØ ein weitständiger Birken-Bestand über austauendem Permafrost angenommen. Der Anteil der beiden Hauptgehölzarten entspricht in etwa auch den von STRAHL (2005) für die meisten brandenburgischen Profile beschriebenen Verhältnissen. Die Pollendichte war zu jener Zeit schon ähnlich hoch wie im anschließenden Allerød-a (AL-a). Ob der im oberen BØ auffallende Rückgang der PINUS ganze-Werte dem Zeitraum der **Älteren Dryas (ÄD)** entspricht, kann durch andere Parameter nicht ausreichend belegt werden.

Der Übergang vom BØ zum **Allerød (AL)** ist durch eine merkliche Zunahme des BP- und Sträucheranteils zuungunsten der NBP gekennzeichnet. Das AL wird – vor allem aufgrund von Schwankungen im Verlauf der BETULA-, PINUS- und NBP-Kurven – in vier Pollensubzonen (PSZ) unterteilt. Die BETULA-dominierte PSZ AL-a (273–248 cm) weist dabei die höchste BP- und Sträucherdichte sowie den niedrigsten NBP-Anteil des Spätglazials auf und entspricht dem frühallerødzeitlichen Wärmeoptimum. PINUS breitet sich zunehmend aus. Ihr Anteil ist zu Beginn noch ausgesprochen niedrig und steigt bis zur PSZ AL-b stark und in AL-b verlangsamt weiter an. SALIX nimmt deutlich zu und die JUNIPERUS-Kurve erreicht einen geschlossenen Verlauf. POACEAE und CYPERACEAE sowie ARTEMISIA sind

rückläufig. Der ARTEMISIA-Anteil ist der niedrigste des gesamten Spätglazials.

Hauptmerkmale der PSZ AL-b (248–229 cm) sind ein leichter Rückgang der BP-Kurve bei merklich erhöhtem NBP-Anteil mit Zunahme von ARTEMISIA. Birken- und Kieferkurve nähern sich einander an. Spezifisch für die PSZ AL-b sind eine Zunahme umgelagerter Pollen von wärmeliebenden Gehölzen, sehr niedrige Pollendichte sowie abschnittsweise sehr niedrige PINUS ganze-Werte. Parallel mit letzteren tritt der zweite Spongien-Peak des Profils auf, wohl als Folge der niedrigen Pollendichte. Diese Parameter belegen eine Klimaveränderung.

In PSZ AL-c (229–210,5 cm) erfolgt zunächst ein leichter Anstieg der Birke. Noch vor der Ablagerung der Laacher See-Tephra (LST, s. Kap. 2 und 4.5) kommt es im Pollenbild zu einer Phase besonders hoher Birken- und niedriger PINUS ganze-Werte. Dieses Birken-Maximum lässt auf feuchtere und kühlere Klimabedingungen schließen. Die Ablagerung der LST bleibt offenbar ohne einschneidende Folgen für die terrestrische Vegetation (s. a. THEUERKAUF (2002, 2003). Lediglich eine Verschiebung im Anteil einiger Parameter ist zu beobachten. Das pollenanalytisch erfassbare bisherige Krautpflanzenpektrum bleibt in etwa erhalten und die FILIPENDULA-Kurve erreicht Höchstwerte.

Nach dem LST-Fall erfolgt in PSZ AL-d (210,5–163 cm) ein leichter Birken-Rückgang zugunsten der Kiefer. Des Weiteren kennzeichnen diese PSZ ein steiler Anstieg der EQUISETUM- und ein Rückgang der PEDIASTRUM-Kurven sowie ein weiterhin hoher FILIPENDULA-Anteil. Diese Komponenten sprechen ebenso wie der erhöhte Holzanteil in dem mit dem Diamikton assoziierten organikreichen Sediment für eine Ablagerung in der Uferzone.

Vom klimatischen Regime her entsprechen die vier PSZ des AL einem Wechsel von warm-feuchter (AL-a), kühl-trockenerer (AL-b), kühl-feuchter (AL-c) und warm-trockener Phase (AL-d). Die beiden kühlen Subzonen korrelieren wir mit der aus den Alpen beschriebenen Gerzensee-Schwankung (EICHER 1980), die als synchron mit dem GI-1b der Grönland-Eiskerne angesehen wird (WICK 2000, siehe auch RASMUSSEN et al. 2014). Die Gerzensee-Schwankung soll 413 GRIP-Jahre von 13213 bis 12800 GRIP-Jahre und damit bis 36 Jahre nach dem LST-Fall (12836 GRIP-Jahre) gedauert haben. Sie umfasst im Gerzensee fast 60 % der Dauer des AL (WICK 2000). Nach unserem ATM (s. u.) umfassen AL-b und AL-c zusammen 45 % der Dauer des AL. Der LST legen wir ein Alter von 12880 cal BP (BRAUER et al. 1999) zugrunde. Sie liegt im GP 6 cm unterhalb der AL-c-Obergrenze, was bei einer SR von 1,1 mm a⁻¹ 55 Jahren entspricht. Im Rahmen der zeitlichen Toleranzen stimmt damit das Ende des AL-c im GP mit dem beschriebenen Ende der Gerzensee-Schwankung überein.

Die Jüngere Dryas (JD) ist pollenanalytisch zweigeteilt. Die kürzere PSZ JD-a (163–151 cm) trägt mit steigendem NBP- und abnehmendem Birkenanteil Übergangscharakter, der sich u. a. auch in zunächst noch erhöhten Werten von FILIPENDULA, THALICTRUM und MENYANTHES sowie noch niedrigen Werten von CHENOPODIACEAE und ARTEMISIA und dem Fehlen der Zwergsträucher äußert. Weiterhin auffallend ist ein erhöhter POLYPODIALES-Anteil, darunter Sporen des CRYPTOGRAMMA CRISPA-Typs, bei noch hohem EQUISETUM-Besatz. Daraus wird auf eine

gut entwickelte Vegetation des Ufersaumes geschlossen.

Ihren Höhepunkt erreicht die JD erst in der PSZ JD-b (151–104 cm). Der stete Anteil von Zwergsträuchern und die hohen NBP-Werte lassen auf eine strauchreiche Krauttundra bis äußerst lichte Waldtundra mit Birke als Haupt- und Kiefer als Zweitgehölz schließen. Als Leitparameter im Pollenbild von JD-b dienen des Weiteren der hohe ARTEMISIA-Anteil, das Vorkommen von Pollen des HELIANTHEMUM-, GENTIANA- und RUMEX-/OXYRIA-Typs sowie von Pollen wenigporiger feinkörniger CARYOPHYLLACEAE (cf. GYPSOPHILA REPENS-Typ) und das stetige Vorkommen von Zwergsträuchern bei Dominanz von EMPETRUM und *Betula nana* als Offenlandpflanzen (vgl. Abb. 7). Die ältere Hälfte von JD-b ist durch einen stark erhöhten Anteil umgelagerter Pollen wärmeliebender Gehölze gekennzeichnet, worin ein Beleg für eine Destabilisierung des Reliefs gesehen wird. JUNIPERUS zeigt erst ab Mitte JD erhöhte Werte und damit eine moderate Erwärmung an (WEBER et al. 2011). Ebenso wie im BØ dominieren die CYPERACEAE vor den POACEAE. POLYPODIALES und EQUISETUM sind stark rückläufig. Makrophyten tieferer Gewässer fehlen nahezu völlig. Eine Zunahme hingegen verzeichnen Pollen des RANUNCULUS ACRIS- und CALTHA-Typs sowie Steinkerne von *Potamogeton* und vereinzelt Blattstacheln von CERATOPHYLLUM. Die Pollendichte ist während der gesamten JD niedrig. Besonders auffallend sind der kräftige Anstieg der PEDIASTRUM-Kurve, die gegen Ausgang dieser Pollenzone die höchsten Werte des Profils erreicht, sowie ein stetig hoher Schwammnadelanteil. Aufgrund sehr niedriger Pollendichte sind ihre Anteile als überhöht aufzufassen. Auffallend hohe PEDIASTRUM-Werte für die JD beschreiben auch KARASIEWICZ et al. (2014). Eine Besonderheit bildet auch das Auftreten von Algen des RADIOCOCCUS NIMBATUS-Typs in der oberen Hälfte der JD. Sie treten vorwiegend im Plankton kleiner Wasseransammlungen (Tümpel und kleine Seen) auf (KOMAREK & FOTT 1983). Zuckmückenlarven sind fast während der gesamten JD vertreten und dabei häufiger als in den anderen Pollenzonen des Diagrammes (Abb. 7). Aus diesen Beobachtungen wird auf einen zunächst relativ niedrigen Wasserstand geschlossen, der erst gegen Ende der JD einen schnellen Anstieg erfährt. VAN ASCH et al. (2012) ermittelten anhand von Chironomiden-Bestimmungen für JD-zeitliche Diagrammabschnitte von Profilen aus der ca. 60 km südlicher gelegenen Friedländer Großen Wiese relativ hohe Juli-Mitteltemperaturen von ca. 14,0 bis 14,8 °C.

Der Vergleich mit südmecklenburgischen und brandenburgischen Profilen, z. B. anhand der dort höheren Kiefer- und niedrigeren NBP-Anteile (Serwest: MÜLLER 1967, Stinhorst: SCHOKNECHT 1996, Mürzitz: LAMPE et al. 2009) belegt, dass dort die Walddichte während der JD nicht so stark zurückging wie in den nördlicher gelegenen Profilen Mecklenburg-Vorpommerns, die einen höheren Anteil an Offenlandvegetation aufweisen. STRAHL (2005) zufolge zeigen etwa zwei Drittel der ausgewerteten brandenburgischen Pollendiagramme eine durchgehende Kieferndominanz während der JD. Als weitere Belege für „ein Überdauern der Kiefer in Teilen Berlin-Brandenburgs“ führt STRAHL Makrorestbelege aus dem Berliner Raum (BRANDE 1980; 1988) und Stammfunde aus dem Tagebau Cottbus-Nord (KÜHNER et al. 1999, SPURK et al. 1999) an. KOSSLER

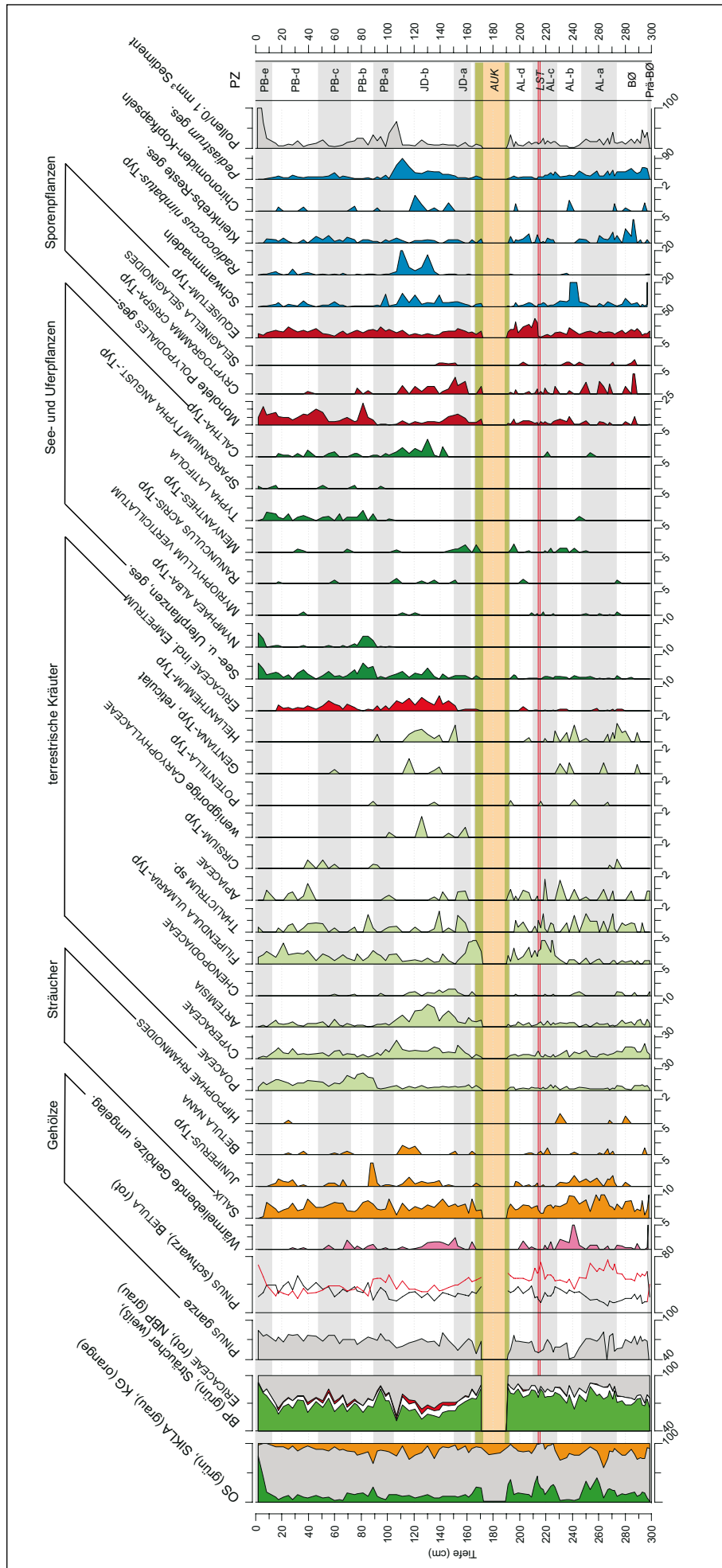


Abb. 5: Pollendiagramm des Profils Glowe 3, alle Angaben in % (außer Pollendichte). Abszisse beginnt bei 0, wenn nicht anders vermerkt. PZ = Pollenzonen, AUK = allogener Umlagerungskomplex, LST = Laacher See-Tephra.
 Fig. 5: Pollen diagram of the Glowe 3 sediment section, all values in % (except pollen density). Abscissa starts at 0, unless noted otherwise. PZ = pollen zones, AUK = allogenic redeposition complex, LST = Laacher See Tephra.

(2010: 370) spricht aufgrund von Makrorestanalysen im Bereich des Paddenluchs sogar von einem durchgehenden Fortbestehen der „schon im Allerød etablierten lichten Wälder aus Baumbirken, Waldkiefern und Pappeln“. Die Glowe-Profil im Vergleich mit Pollendiagrammen aus Süd-Mecklenburg und Brandenburg bestätigen in etwa die u. a. von BRANDE (1995), DE KLERK & STOLZE (2002) sowie TERBERGER et al. (2004) und VAN ASCH et al. (2012) für die JD postulierten pflanzengeographischen bzw. paläoklimatischen Unterschiede zwischen N-Vorpommern und dem zu jener Zeit wärmeren Brandenburg. THEUERKAUF & JOOSTEN (2012) geben 53° N als ungefähre nördliche Verbreitungsgrenze der Kiefer in Mitteleuropa an und sehen die Ursache vor allem im nach Norden hin zunehmenden Auftreten von Permafrost.

An der Wende Spätglazial/Holozän findet der markanteste Temperaturanstieg des gesamten Profils, stärker als der zum Beginn von AL-a, statt. Das ältere und mittlere **Präboreal (PB)** (104 cm bis Obergrenze) lässt sich dabei pollenanalytisch in fünf PSZ (PB-a bis PB-e) mit zwei wärmeren, Birken-dominierten Subphasen zu Beginn und am Ende des Profils (PB-a und PB-e), zwei mit vorherrschender Kiefer (PB-b und PB-d) und einer mittleren PSZ (PB-c) mit nur leichter Birkendominanz gliedern. Das jüngere PB ist im Profil nicht mehr vertreten.

Die Subzone PB-a (104–90 cm) entspricht der Friesland-Schwankung (BEHRE 1966). Sie ist durch den höchsten BP-Anteil des gesamten Profils bei weiter zunehmender BETULA-Dominanz, sehr niedrige NBP-Werte (u. a. BEHRE 1966, BOHNCKE & HOEK 2007, THEUERKAUF & JOOSTEN 2012) und hohe Pollendichte gekennzeichnet. Des Weiteren fallen der CYPERACEAE- und ARTEMISIA-Rückgang, die letztmals niedrige POACEAE-Kurve und der Anstieg von FILIPENDULA ULMARIA und EQUISETUM mit für das Präboreal typisch hohen Werten auf.

Mit Beginn der PSZ PB-b (90–72 cm) erfolgten eine schnelle Kiefern- und NBP-Zunahme sowie parallel dazu ein starker Rückgang der Birke, großenteils vergleichbar mit der Vegetationsentwicklung während des AL-b. Der NBP-Anstieg könnte auf eine Vergrößerung des Verlandungsgürtels infolge fallenden Seespiegels hindeuten. Ab der jüngeren Hälfte des PB-b kommt im Seeumland zunehmend die Krähenbeere vor, während ARTEMISIA äußerst niedrige Werte aufweist. Die Zahl der Pflanzen der Uferflora (z. B. TYPHA LATIFOLIA), der POLYPODIALES und die der pollenanalytisch nachweisbaren Seemakrophyten, darunter vor allem NYMPHAEA ALBA, die bis zu 2 m tiefe Gewässer besiedelt (HANNON & GAILLARD 1997), steigt an. Das schlammigen Untergrund bevorzugende Hornkraut (CERATOPHYLLUM sp.) ist durchgehend in geringer Anzahl vertreten. Die Pollendichte bleibt weiterhin hoch. PEDIAS-TRUM fällt aufgrund der angestiegenen Pollendichte auf durchschnittliche Werte von 10–20 % zurück.

Pollenanalytische Hauptmerkmale der PSZ PB-c sind ein leichter Birkenanstieg, gegenüber PB-b erniedrigte POACEAE-Werte, das präboreale EMPETRUM-Maximum sowie eine Zunahme von ARTEMISIA. Die See- und Uferflora weist weiterhin relativ hohe Werte auf. PEDIAS-TRUM nimmt erneut zu, wohl als Folge erneut stark abnehmender Pollendichte. Des Weiteren rückläufig sind die Kurven von EQUISETUM und POLYPODIALES.

In den Niederlanden wird der Zeitabschnitt des kühleren und trockener-kontinentalen PB-b der Rammelbeek-Phase zugeordnet (u. a. BOHNCKE & HOEK 2007 sowie Bos et al. 2007, Namensgebung durch WIJMSTRA & VIN 1971). BOHNCKE & HOEK (2007) begründen den Birkenrückgang mit zunehmender Sommer-trockenheit und die Zunahme der NBP, vorwiegend verursacht – wie auch beim GP – durch die Zunahme der POACEAE und der Uferpflanzen, mit einer Auflichtung der Wälder. Die gleichen Hauptmerkmale – PINUS-Dominanz und hoher POACEAE-Anteil – prägen auch die PZ IVb des Seeprofiles Müritz-2 (LAMPE et al. 2009) aus dem Süden von Mecklenburg-Vorpommern.

Alle aufgeführten Diagramme weisen für den Zeitraum, der im GP-Profil dem PB-b und PB-c entspricht, für Kiefer, Birke und NBP ähnliche Kurven auf: im PB-b hohe Kiefern- und NBP-Werte, im PB-c Zunahme der Birke und Rückgang der NBP. In den niederländischen Profilen und im Müritz-Profil fehlt EMPETRUM im gesamten Zeitraum nahezu völlig. Im GP-Profil setzt der EMPETRUM-Anstieg in der zweiten Hälfte des PB-b ein und erreicht in PB-c das Maximum. Im polnischen Profil Jezero Żarnowieckie (LATAŁOWA & TOBOLSKI 1989) ist die EMPETRUM-Dominanz auf das PB-c beschränkt. Das GP-Profil stellt aufgrund seiner geographischen Lage das Bindeglied zwischen den westlichen und den östlichen Profilen dar. Es bleibt aber derzeit unklar, ob sich in dem Unterschied der Vegetationsentwicklung ein West-Ost- oder nicht auch ein Nord-Süd-Gradient ähnlich wie bei der Kiefernverbreitung während der JD abbildet. Aufgrund der Zunahme der Offenlandvertreter sowie der sehr niedrigen Pollendichte ordnen die Autoren die PSZ PB-c ebenfalls der Rammelbeek-Phase zu.

Die PSZ PB-d (48,5–11,8 cm) weist die höchsten PINUS-Werte des gesamten Profils bei weiterhin geschlossener EMPETRUM-Kurve und zeitweise erhöhten JUNIPERUS-Werten auf. ARTEMISIA ist weiterhin stark erhöht. PB-d unterscheidet sich von PB-c außerdem durch höhere Seggen-, Farn- und Schachtelhalmanteile, die auf eine Zunahme der Ufervegetation und somit eine Beschleunigung des Verlandungsprozesses hinweisen.

Insgesamt gesehen handelt es sich bei den drei kiefernreichen PSZ PB-b bis PB-d um einen kontinentaleren, lichtereren und trockneren, bei PB-b und -c auch etwas kälteren Klimaabschnitt, in dessen Verlauf zunehmend Beckenzusandung und -verlandung stattfinden. In PSZ PB-e (11,8–0 cm) erfolgt die endgültige Gewässerverlandung und auf den Moor- und Verlandungsflächen entsteht bei extrem hoher Pollenproduktion für eine kurze Übergangszeit ein Birkenwald. ARTEMISIA, JUNIPERUS, EQUISETUM und PEDIAS-TRUM gehen stark zurück. Nur in der obersten Probe des Profils sind die wärmeliebenden Gehölze CORYLUS, QUERCUS und ULMUS mit je 0,4 % vertreten und weisen auf den Übergang zum jüngeren PB.

Der Zeitraum zwischen dem Trockenfallen des GP und der Neuvermoorung im Atlantikum (LAMPE et al. 2010b) betrug mindestens 2500 Jahre. Derartige, zumindest das ältere Boreal umfassende Zeitlücken sind aus mehreren Profilen Rügens, z. B. dem Herthamoor (LANGE et al. 1986) und der Bohrung KJB 3 aus dem Kleinen Jasmunder Bodden (LAMPE et al. 2002, LAMPE et al. 2010b) sowie aus Seen des NW-polnischen Küstenraumes (Drużno, Żarnowieckie, Niechorze, Woryty, Gopło und Miłno: u. a. LATAŁOWA

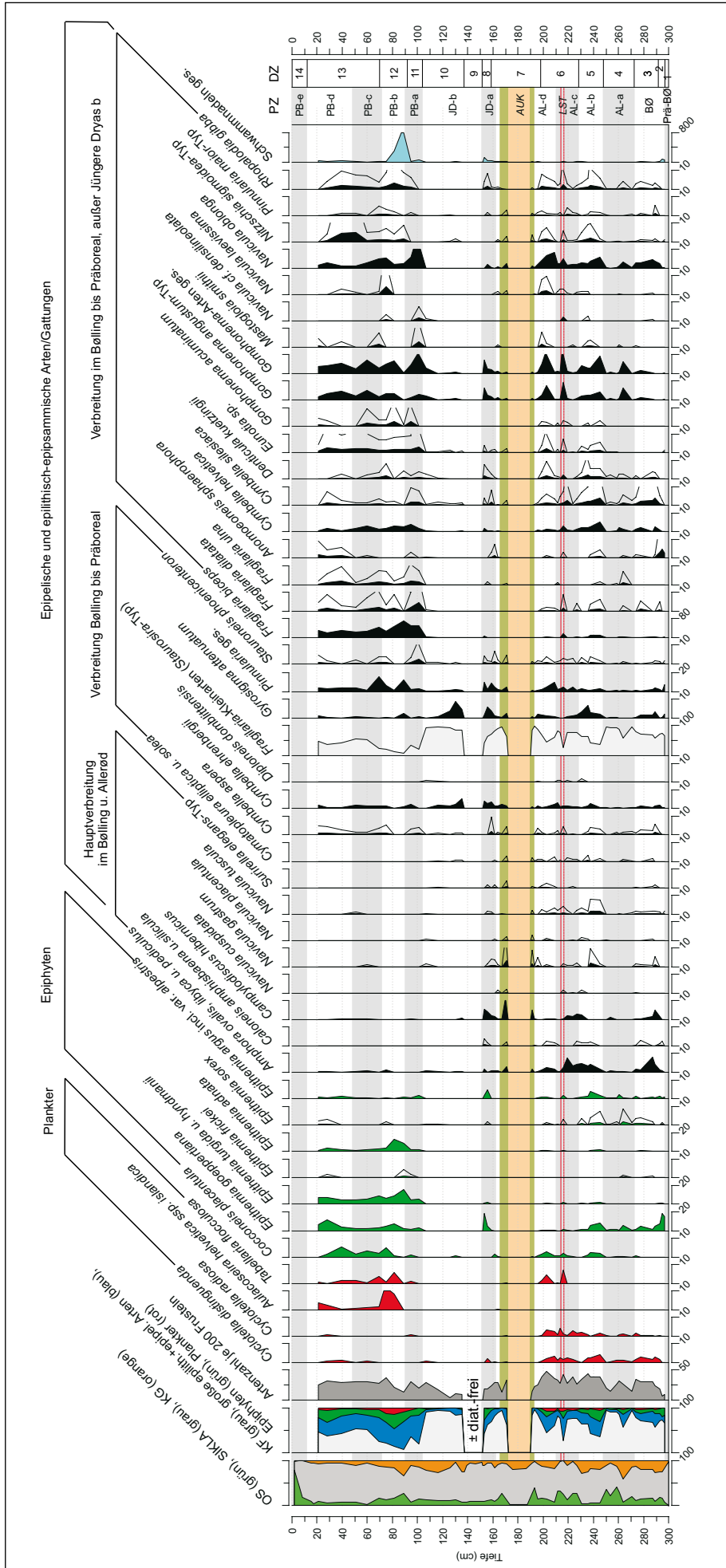


Abb. 6: Diatomeendiagramm des Profils Glowé 3, alle Angaben in % (außer Artenzahl). Abszisse beginnt bei 0, wenn nicht anders vermerkt, Überhöhungen 5x. PZ = Pollenzonen, DZ = Diatomeenzonen, AUK = allogener Umlagerungskomplex, LST = Laacher See-Tephra.

Fig. 6: Diatom diagram of the Glowé 3 sediment section, all values in % (except species number). Abscissa starts at 0, unless noted otherwise, exaggeration factor 5. PZ = pollen zones, DZ = diatom zones, AUK = allogenic redeposition complex, LST = Laacher See Tephra.

1982, RALSKA-JASIEWICZOWA 1989, RALSKA-JASIEWICZOWA & RZĘTKOWSKA 1987) bekannt. Über eine fast das gesamte Boreale und das Atlantikum umfassende Sedimentationslücke berichten am Beispiel des Paddenluchs bei Rüdersdorf (Brandenburg) auch STRAHL (2005) und KOSSLER (2010). In einigen Pollendiagrammen mit Spätglazialanteil von Rügen reicht diese Sedimentationsunterbrechung jedoch noch viel weiter in Richtung Gegenwart, so bei den Diagrammen Rugar, Jarnitzer Gehege, Gingster Haide und Gingster Moor, während anderen wiederum jeglicher Hiatus fehlt, z. B. Credner-See und Rappin (LANGE et al. 1986). HELBIG (1999) beschreibt Flachbecken des küstennahen Raumes, deren minerogene Auffüllung schon während der Jüngeren Dryas so weit fortgeschritten war, dass sich darüber erst im Verlaufe des Subatlantikums eine Torfdecke ausbilden konnte. Vor allem in tieferen See- und Moorbecken sowie in einem Teil der größeren Seen fehlt dieser frühholozäne Hiatus, so auch im Zentrum des Herthamoeres (ENDTMANN 2004), wo die spätglazial/frühholozäne Seephase im Verlaufe des mittleren Boreals in bis zur Gegenwart andauerndes Torfwachstum übergeht.

4.2 Diatomeenanalyse

Einleitend sei auf bestehende Wechselwirkungen zwischen wichtigen untersuchten Parametern hingewiesen. So korreliert im gesamten Diagramm (Abb. 6) hoher Karbonatgehalt mit hohen PEDIASTRUM-, Chara-, Spongien- und Epiphyten-Werten. Die drei Spongienmaxima des Profils fallen mit Maxima der Epiphyten-Verbreitung zusammen und dürften stärker beruhigten, wärmeren und vegetationsreicheren Seephasen entsprechen. Verstärktes Auftreten von Planktern lässt ebenfalls auf eine größere Wassertiefe und nicht zu kaltes Klima schließen. Des Weiteren korrelieren während des AL und der frühen JD höhere OS-Werte und Maxima der KF miteinander, letztere mit mindestens 5 dominanten Maxima. Die drei ausgedehnten Maxima bestanden wahrscheinlich ohne Unterbrechung über mehrere Jahrzehnte hinweg.

Alle KF-Maxima gehen mit einer Artenverarmung einher und sind ärmer an Planktern als Profilschnitte mit Dominanz epipelischer und epiphytischer Arten. Die Zahl der Spezies mit über 2 % Frustelanteil erreicht in ihnen nur 1 bis 3 gegenüber 7 bis 12 bestimmbar erhaltenen Arten in an Großdiatomeen reicheren Abschnitten. *Fragilaria construens* var. *construens* und var. *venter* werden als an der Sedimentoberfläche lebende, sandiges bis schluffiges Substrat mit erhöhtem Organik-Anteil bevorzugende Substrathaft basischer oligo- bis mesotropher Flachseen beschrieben (WECKSTRÖM et al. 1997, SCHMIDT et al. 2004, BUCZKO et al. 2009, SIENKIEWICZ 2013). So sind auch die von HÜBENER et al. (2009) für den Zeitraum Mittelalter bis Gegenwart vom Bistensee, Kleinen Plöner See und Gudower See (Schleswig-Holstein) beschriebenen *Fragilaria construens* var. *venter*- (= *Staurosira venter*-) Vorkommen an organogenreichere Sedimente gebunden. KF vertragen BUCZKO et al. (2009) zufolge offensichtlich stärkere Gewässertrübung mit dadurch reduzierter Lichtversorgung. SOLOVIEVA & JONES (2002) sowie LARSEN et al. (2006) zufolge treten KF in den frühen Phasen der spät- und postglazialen Seentwicklung oft als dominierende Pionierarten in

artenarmen Diatomeengesellschaften auf, insbesondere in der Uferzone arktischer Seen.

Im Einzelnen weist die Diatomeenzone (DZ-1) des PBØ (300–298 cm) acht nur sehr vereinzelt auftretende litorale Diatomeenarten auf. Die Probe ist quantitativ nicht auszählbar und eine Infiltration von Frusteln aus den darüber folgenden Seesedimenten nicht auszuschließen. Der anschließende frühböllingzeitliche Seespiegelanstieg erfolgte sehr schnell. Zwischen 298 und 292 cm Profiltiefe (älterer Teil des BØ; DZ-2) entwickelt sich eine Litoral-Gesellschaft des Uferbereichs eines elektrolytreichen Sees mit hohem PEDIASTRUM-, Spongien- u. Epiphyten-Anteil bei sich verdoppelnder Artenzahl. Unter den Epiphyten dominiert bis einschließlich DZ-5 (PSZ AL-b) *Epithemia goeppertiana*, eine Art mit montanem und borealem Verbreitungsschwerpunkt. Die hohe Epiphyten-Beteiligung spricht für eine aus Makrophyten bestehende Ufer- u. Wasservegetation mit deutlichem *Characeae*-Anteil. Gegen Ende dieses Abschnitts treten erste Plankter auf. In der zweiten Hälfte des BØ (292–273 cm, DZ-3) besteht erstmals eine artenreichere Litoral-Gesellschaft mit hohem Anteil epipelisch und epiphytisch lebender Arten. Plankter sind nur in geringer Anzahl vertreten.

Zu Beginn und während der gesamten zweiten Hälfte der DZ-4 (273–248 cm = PSZ AL-a) dominieren KF-Arten bei Rückgang des epipelischen, epiphytischen und planktischen Anteils sowie auch der Artenzahl. In der ersten Hälfte der DZ-4 ist ein kürzerer Abschnitt mit erhöhtem Anteil epiphytisch und epipelisch lebender Arten zwischengeschaltet. Die PSZ AL-b entspricht in etwa der DZ-5 (248–229 cm) mit dem höchsten Anteil epiphytischer und epipelischer Arten im Spätglazial des GP bei deutlichem Rückgang der KF. Die Artenzahl ist hoch und bleibt es im weiteren Verlauf des AL. Gegen Ende der DZ-5 erfolgt erneut eine kräftige Zunahme der KF bei gleichzeitig starkem Rückgang der Epiphyten, die ab jetzt im gesamten jüngeren AL nur noch untergeordnet vertreten sind. Plankter sind weiterhin nur geringfügig präsent. DZ-6 (229–198 cm = PSZ AL-c und teilweise AL-d) beginnt mit einer weiteren Zunahme der KF bei in etwa gleich bleibendem Anteil epipelisch und sehr starkem Rückgang epiphytisch lebender Arten sowie leichtem Anstieg der Plankter auf 4–7 % der Individuen. Die KF-Dominanz setzt sich bis etwas über die LST (213,5 cm) hinaus fort und wird im Bereich nur einer Probe (215–217 cm) von einem kurzen KF-Rückgang auf nur 18 % unterbrochen. Im oberen Drittel von DZ-6 (unterster Teil der PSZ AL-d) dominieren wieder epipelische Arten bei gleichzeitig auftretendem spätglazialen Plankter-Maximum. Die DZ-7 (198–158 cm = PSZ AL-d bis Anfang JD-a) umfasst eine KF-dominierte Phase von kurz unter bis oberhalb des oben beschriebenen AUK. Epiphyten und Plankter fehlen nahezu und die Artenzahl geht auf ca. 2/3 der DZ-5 und -6 zurück. Dominante epipelisch lebende Arten/Artengruppen sind *Campylodiscus hibernicus*, *Cymbella ehrenbergii* sowie *Pinnularia*-Arten. Die DZ-8 (1,58–1,52 m = Übergang PSZ AL-d/JD-a) fällt durch starken Rückgang der KF bei gleichzeitiger Epiphyten-Zunahme und sehr hohen Werten glatter Makroskleren auf. Insgesamt weist das AL-zeitliche Diatomeenbild des GP infolge des mehrfachen Wechsels von KF-Dominanz einerseits sowie epipelischer und epiphytischer Großarten andererseits einen unruhigen Verlauf auf.

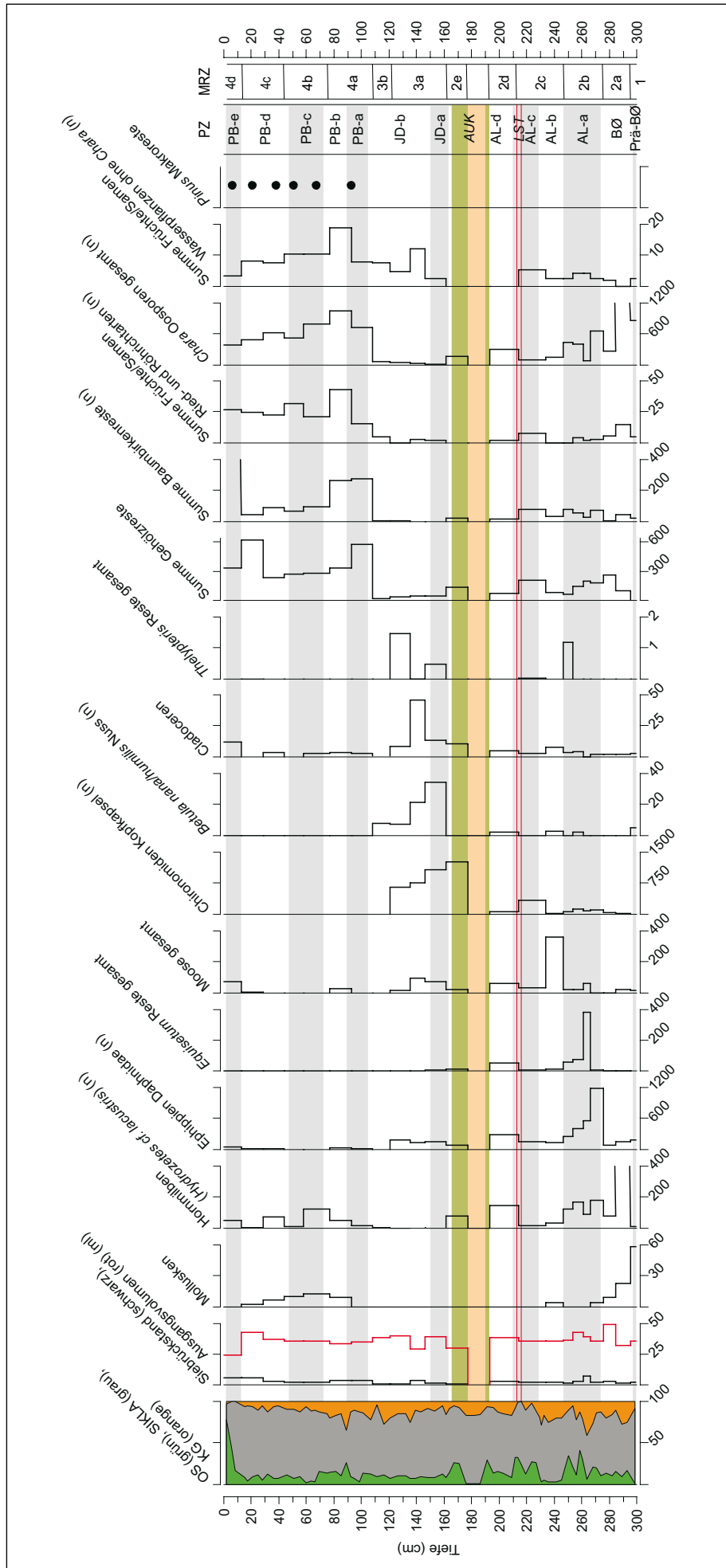


Abb. 7: Makrorestdiagramm des Profils Glowe 3, berechnet auf 100 ml Sediment. Summe Gehölzreste: Holz, Blattfragmente, Gehölzradizellen, Periderm; Summe Baumbrückerreste: Nüsse, Frucht- und Knospenschuppen; Summe Früchte/Samen Ried- und Röhrichtarten: *Carex spec.*, *C. curta*, *C. rostrata*, *Comarum palustre*, *Juncus*, *Lycopus europaeus*, *Menyanthes trifoliata*, *Poaceae*, *Sparanium*, *Triglochin*, *Typha*, *Urtica dioica*, *Viola palustris*; Summe Früchte/Samen Wasserpflanzen ohne Chara: *Batrachium*, *Ceratophyllum demersum*, *Najas marina*, *Nymphaea alba*, *Potamogeton*; Angaben für Diasporen als Stückzahl, für Gewebereste in Vol.-%, gefüllter Kreis = Nachweis von MR. Abszisse beginnt bei 0, wenn nicht anders vermerkt, Überhöhung 100x. PZ = Pollenzonen, MRZ = Makrorestzonen, AUK = allogener Umlagerungskomplex, LST = Laacher See-Tephira.

Fig. 7: Macrofossil diagram of the Glowe 3 sediment section, calculated to 100 ml sediment. Summe Gehölzreste = sum of wood remains (wood, leaf fragments, wood radicles, periderm); Summe Baumbrückerreste = sum of *Betula pubescens/pendula*: nuts, bud scales, female catkin scales; Summe Früchte/Samen Ried- und Röhrichtarten = sum of diaspores of reed plants: *Carex spec.*, *C. curta*, *C. rostrata*, *Comarum palustre*, *Juncus*, *Lycopus europaeus*, *Menyanthes trifoliata*, *Poaceae*, *Sparanium*, *Triglochin*, *Typha*, *Urtica dioica*, *Viola palustris*; Summe Früchte/Samen Wasserpflanzen ohne Chara = sum of diaspores of aquatic plants without Chara: *Batrachium*, *Ceratophyllum demersum*, *Najas marina*, *Nymphaea alba*, *Potamogeton*; values for diaspores as number of items, for tissue in vol.-%, filled circle = proof of macro remains. Abszisse starts at 0, unless noted otherwise, exaggeration factor 100. PZ = pollen zones, MRZ= macrofossil zones, AUK = allogenic redeposition complex, LST = Laacher See Tephira.

Die gesamte JD ist extrem artenarm bei fast ausschließlichem Auftreten von KF. Die abrupt einsetzende DZ-9 (152–137 cm = basaler Abschnitt der PSZ JD-b) ist nahezu diatomeenfrei und quantitativ nicht auszählbar. Gleichzeitig sind im Pollendiagramm jedoch Zuckmückenlarven, Kleinkrebse, glatte Schwammnadeln und PEDIASTRUM nachweisbar, die beiden letzteren sogar mit leichten Maxima. Das fast völlige Fehlen bestimmbarer Kieselalgen kann durch Si-Lösung im basischen Milieu verursacht sein (KRAMMER & LANGE-BERTALOT 1986–1991). Der durchgehend hohe Gehalt an allo genen Alumosilikaten (vgl. Kap. 4.5) lässt starke und häufige Trübungen wegen des (diskontinuierlichen?) Eintrags feinkörniger Substanz in Form von Fließerden als Ursache annehmen. Die DZ-10 (135–104 cm), die dem jüngeren Teil der PSZ JD-b entspricht, ist durch eine sehr niedrige Arten- und Individuenzahl sowie eine durchschnittlich 90,6 % betragende Dominanz der KF bei fast völligem Fehlen von Epiphyten und Planktern sowie dorniger Makro- und Mikroskleren charakterisiert. In diesem Profilbereich treten – außer KF – nur wenige weitere epipelisch bzw. epipelisch/epilithisch lebende Diatomeenarten auf. Es sind dies insbesondere *Amphora ovalis*, *Cymbella ehrenbergii*, *Gyrosigma attenuatum* und *Pinnularia*-Arten. Das Pollenbild dieses Tiefenbereichs weist jedoch einen sehr hohen, zur Obergrenze hin ansteigenden PEDIASTRUM-Anteil sowie die planktisch lebende Grünalge *Radiococcus nimbatus* auf. Letztere kann ebenso wie die KF sehr flache Gewässer besiedeln (KOMÁREK & FOTT 1983). Während der gesamten JD zeigen KF Massenvorkommen und im Pollenbild tritt PEDIASTRUM überaus stark auf, während Schwämme – nur als glatte Makroskleren nachweisbar – in geringer Anzahl ständig mitvertreten sind.

An der Grenze Spätglazial/Holozän (Grenze DZ-10 zu DZ-11) erfolgen die stärksten Änderungen in Artenspektrum und -häufigkeit. So gehen *Amphora*-Arten, *Campylo discus hibernicus*, *Navicula gastrum* und *Navicula tuscula* sowie *Gyrosigma attenuatum* anteilmäßig stark zurück, während *Gomphonema*-Arten, *Fragilaria biceps*, *Fr. dilatata* und *Fr. ulna* an Häufigkeit zunehmen. Auch bei den Planktern erfolgte ein Artenwechsel, anstelle der Spätglazialart *Cyclotella distinguenda* tritt ab jetzt z. B. *Aulacoseira islandica* ssp. *helvetica* auf. Milieu- und Artenwandel erfolgen sehr schnell. In DZ-11 (104–92 cm = PSZ PB-a) kommt es zu einer starken Zunahme epipelischer und epiphytischer Diatomeen und in DZ-12 (92–70 cm = PSZ PB-b) zum höchsten Plankter-Anteil des gesamten Profils. KF fallen in den DZ-11 und DZ-12 auf unter 20 % zurück. Erstmals in größerer Individuenzahl treten z. B. *Cocconeis placentula*, *Epithemia turgida*, *E. adnata*, *Fragilaria biceps* (oligotroph lebende Art montaner Bereiche, KRAMMER & LANGE-BERTALOT 1986–1991), *F. ulna*, *Tabellaria flocculosa* und *Nitzschia sigmoidea* auf. Parallel dazu geht der prozentuale Anteil vieler epipelisch lebender Arten zurück, so von *Amphora* sp., *Campylo discus hibernicus* und *Gyrosigma attenuatum*. DZ-11 und DZ-12 weisen die niedrigsten KF- und PEDIASTRUM-Werte des Profils auf. In DZ-12 werden die präborealen Maxima von Epiphyten, Planktern und Spongien erreicht. Die Epiphyten sprechen – ebenso wie NYMPHAEA (Abb. 5) und *Characeae* (Abb. 7) als deren Hauptwirtspflanzen – für reich entwickelten Makrophytenbewuchs.

In DZ-13 (70–12 cm = PSZ PB-c und PB-d) erfolgt ein

leichter Rückgang der Epiphyten und Plankter sowie zwischen 65 und 40 cm Profiltiefe zur Zeit der Rammelbeek-Oszillation (PSZ PB-c) eine Zunahme der KF bei gleichzeitig rückläufigem Plankteranteil. Die Artenzahl ist weiterhin hoch bei in etwa gleichem Artenspektrum wie bisher im PB. Die PEDIASTRUM-Werte hingegen sind merklich höher als in den DZ-11 und DZ-12 und oberhalb von 35 cm erfolgt nochmals eine leichte Epiphyten-Zunahme bei Rückgang der KF. DZ-14 (12–0 cm = PSZ PB-e) entspricht der Phase der endgültigen Seeverlandung mit abschließender geringmächtiger Torfbildung. Während in der gesamten DZ-14 fast keine Diatomeen mehr nachweisbar sind, klingen Spongien und PEDIASTRUM erst gegen Zonenende aus.

Die Diatomeen des GP-Profiles sind vorwiegend epiphytisch bis epipelisch/epilithisch lebende Arten des gemäßigten Klimabereichs und charakteristisch für das Litoral eines basischen, elektrolytreichen, oligo- bis mesotrophen Sees. Ein hoher Anteil von Epiphyten belegt einen relativ dichten Bewuchs durch submerse Makrophyten, vor allem durch *Characeen*. Auch die durchweg aus Kleinarten bestehende Molluskenfauna bestätigt für den Zeitraum Bølling-Allerød ein pflanzenreiches Flachgewässer. Ausschließlich arktische und subarktische Diatomeenarten konnten nicht festgestellt werden. Einige Arten haben ihren Verbreitungsschwerpunkt jedoch in subarktischen bis arktischen Gewässern wie die KF bzw. in montanen und borealen Gewässern, so *Fragilaria biceps*, *Pinnularia maior* und die auch im Präboreal noch stark vertretene *Epithemia goeppertiana* (KRAMMER & LANGE-BERTALOT 1986–1991). Die drei Schwammnadel-Maxima sind an Seephase mit niedrigerem KF-Anteil gebunden.

4.3 Makrorestanalyse

Die Ergebnisse der Analyse der Makroreste (MR) sind in Abb. 7 dargestellt. Die unterste Makrorestzone (MRZ-1) umfasst den Abschnitt von 300–295 cm und wird nur von einer Probe mit wenigen MR repräsentiert. Sie wird dominiert von Sand, der noch der Uferfazies angehört oder durch Wind oder Einschwemmungen eingetragen worden ist. Daneben treten Mollusken, Ostrakoden, Ephippien Daphnidae und *Chara*-Oosporen auf, die ein Gewässer belegen. In der Probe wurden außerdem *Homalothecium nitens* und *Carex rostrata*-Nüsse gefunden, die die Vegetation des nassen Ufersaums repräsentieren. *Carex rostrata* tritt an Ufern oligo- bis mesotropher Seen auf (ROTHMALER 1994). Diese Probe wird palynologisch an die Grenze PBØ/BØ gestellt und dokumentiert den Übergang vom terrestrischen in das lakustrine Milieu.

Die anschließende MRZ-2 (295–161,5 cm) wird durch verschiedene Gehölzreste wie Laubholzperiderm, Holz, Gehölzradizellen und Blattfragmente charakterisiert, sowie durch *Betula*-Frucht- und Knospenschuppen und -Nüsse. Sie belegen ein Birkenwachstum in unmittelbarer Nähe des GP im BØ und AL. In der Subzone MRSZ-2a (295–273,5 cm) sind mit Ostrakoden, Mollusken, *Batrachium*-Nüssen, *Chara*-Oosporen und Ephippien Daphnidae viele Gewässerindikatoren vertreten. *Chara*-Arten kommen je nach Lichtverhältnissen bis in eine Wassertiefe von 10 m und mehr vor (HAAS 1994). *Batrachium*-Arten wachsen bis zu einer Wassertiefe von 3 m (HANNON & GAILLARD 1997). *Carex*

rostrata-Nüsse und *Homalothecium nitens* weisen auf nährstoffarme, nasse Verhältnisse am Uferstrand hin (ELLENBERG et al. 1992, ROTHMALER 1994). Diese MRSZ umfasst das BØ.

Die Zeit des AL wird von den MRSZ-2b bis MRSZ-2d widergegeben. Die MRSZ-2b (273,5–248 cm) wird durch zahlreiche Ehippien Daphnidae, Fischreste, Reste der Schlammfliegenlarve (*Sialis*, type 248 und 249), *Cristatella mucedo*, *Batrachium*-Nüsse, *Nitella*-Oosporen, *Potamogeton*-Steinkerne und *Chara*-Oosporen charakterisiert. Damit sind zahlreiche Vertreter einer Gewässerfauna und -flora gefunden worden. Das Auftreten von *Equisetum fluviatile*-Gewebe weist auf das Wachstum von Teich-Schachtelhalm in der Nähe des bearbeiteten Profils hin und zeigt eine geringe Uferentfernung an. Die Art tritt bis zu einer Wassertiefe von 1 m auf (HANNON & GAILLARD 1997). Es wurden *Aulacomnium palustre*, *Bryum neodamense*, *Helodium blandowii* und *Rhizomnium pseudopunctatum* nachgewiesen. Diese Moose wachsen im nassen Ufersaumbereich (ELLENBERG et al. 1992). In MRSZ-2c (248–214,5 cm) finden sich weniger *Chara*-Oosporen und Ehippien Daphnidae als in der vorherigen MRSZ. Bei Untersuchungen zum Verhältnis der Vegetation und der Diasporenbank von Küstengewässern zeigten die leichten *Chara*-Oosporen die Tendenz, aus Bereichen mit hoher Vegetationsbedeckung in größere Wassertiefen (> 2,5 m) verlagert zu werden, in geringer Anzahl aber auch in den Flachwasserbereich (< 0,25 m) (STEINHARDT & SELIG 2007). Als weitere Wasserpflanzen wurden *Batrachium* und *Potamogeton* nachgewiesen. Wasserhahnenfuß tritt bis in eine Wassertiefe von 3 m auf und Laichkrautarten bis 6 m (HANNON & GAILLARD 1997). Zum ersten Mal wurden *Populus*-Knospenschuppen im Profil nachgewiesen, womit eine Art belegt ist, deren Pollen wegen meist schlechter Erhaltung schwer nachzuweisen ist. Das Auftreten von *Aulacomnium palustre*, *Bryum spec. Climacium dendroides*, *Homalothecium nitens* und verschiedenen *Cyperaceae*-Resten weist auf eine nährstoffarme, braunmoosreiche Seggenflora als Ufersaumvegetation hin. Für die MRSZ-2d (214,5–193,5 cm) sind weniger Gehölzreste charakteristisch. Das könnte auf ein weiter entferntes Ufer hinweisen, also einen höheren Wasserstand. Eine große Anzahl an *Chara*-Oosporen unterstreicht diese Interpretation (STEINHARDT & SELIG 2007). In dieser Probe wurden keine weiteren Wasserpflanzen nachgewiesen, aber Ostrakoden, Ehippien Daphnidae, Fischknochen, *Plumatella* und Reste der Schlammfliegenlarve (*Sialis*) sind weitere Gewässerindikatoren. Das Auftreten von *Equisetum fluviatile*-Gewebe, *Menyanthes trifoliata*-Samen, *Aulacomnium palustre* und *Homalothecium nitens* belegt eine mesotrophe Ufervegetation (ELLENBERG et al. 1992, ROTHMALER 1994). Die MRSZ-2e (177,5–161,5 cm) wird von den anderen Subzonen der MRZ-2 durch ein diamiktisches Sediment (als Teil des AUK) getrennt. Aufgrund ähnlicher Werte bei der Summe der Gehölzreste, dem Fehlen von Wasserpflanzen außer *Chara*, dafür aber dem Auftreten von Ostrakoden, Ehippien Daphnidae, *Plumatella* und Resten der Schlammfliegenlarve (*Sialis*) als Gewässerindikatoren wird diese Subzone zur MRZ-2 gezählt und somit dem AL zugeordnet.

Kennzeichnend für die MRZ-3 (161,5–108 cm) ist die geringe Anzahl an botanischen Makroresten. Baumbirkenreste fehlen bzw. treten nur mit geringen Werten auf, ebenso vegetative Gehölzreste. Charakterisiert wird diese Zo-

ne durch das Auftreten von *Betula nana/humilis*-Nüssen. Die Strauchbirken zeigen nasse, nährstoffarme Bedingungen an (ELLENBERG et al. 1992, ROTHMALER 1994). *Chara*-Oosporen sind in dieser Zone mit den geringsten Werten des gesamten Profils vertreten, aber *Nitella*, *Potamogeton*, Ostrakoden, Cladoceren, Chironomiden-Kopfkapseln und Ehippien Daphnidae belegen die permanente Existenz eines Gewässers am Standort während der JD. Die allgemein im GP-Profil anzutreffende aquatisch lebende Hornmilbe *Hydrozetes cf. lacustris*, die zwischen Torfmoosen und submersen Pflanzenwuchs von Gewässern zahlreich auftritt (KNÜLLE 1978), ist in dieser MRZ kaum vertreten. Die JD wird darum als Phase mit ungünstigen Bedingungen für dichten Pflanzenbewuchs interpretiert. Als Ursache können das Gewässer trübende fluidale, solifluidale und/oder äolische Einträge feinkörnigen Sediments angesehen werden, die im Zusammenspiel mit den ungünstigen klimatischen Bedingungen während der JD den Pflanzenbewuchs limitierten. Verschiedene Moose, wie *Calliergon giganteum*, *Calliergonella cuspidata*, *Sphagnum teres* und *Homalothecium nitens* sowie bikarpellate *Carex*-Nüsse, *Menyanthes trifoliata*-Samen und *Thelypteris palustris*-Gewebe kennzeichnen die MRSZ-3a (161,5–120,5 cm) und belegen nasse mesotrophe Standortverhältnisse für den Uferstrand (ELLENBERG et al. 1992, ROTHMALER 1994). Für die MRSZ-3b (120,5–108 cm) ist das Fehlen von Moosen und das Auftreten von *Cyperaceae*-Blattscheidenepidermis, *Carex curta*-Nüssen und trikarpellaten *Carex*-Nüssen typisch. Sie zeigen eine Seggenvegetation am GP zum Ende der JD an, die an nährstoffarme und nasse Bedingungen gebunden ist (ELLENBERG et al. 1992).

Der oberste Abschnitt im Profil (MRZ-4, 108–2 cm) gehört palynostratigraphisch zum PB und wird durch zahlreiche *Chara*-Oosporen, Früchte und Samen von Wasserpflanzen, Ried- und Röhrricharten, Gehölzreste sowie das Auftreten von *Pinus*-Makroresten (Periderm und Zapfen) charakterisiert. Für die MRSZ-4a (108–76,5 cm) sind zahlreiche Reste von Baumbirken charakteristisch, die wieder verstärkt in der Umgebung des GP wachsen. Samen von *Juncus*, *Lycopus europaeus*, *Carex rostrata*, *Menyanthes trifoliata* weisen auf eine Ufervegetation hin, die einen fluktuierenden Wasserstand um 1 m toleriert (HANNON & GAILLARD 1997). Mit *Nymphaea alba* und *Najas marina* sind Wasserpflanzen nachgewiesen, die Flachwasser (< 2 m) bevorzugen (HANNON & GAILLARD 1997). *Najas marina* tritt in sommerwarmen mesotrophen Seen auf und *Nymphaea alba* in meso- bis eutrophen Seen (ROTHMALER 1994). In MRSZ-4b (76,5–45,5 cm) treten weniger *Betula*-Reste auf. Es wurden vermehrt *Populus*-Knospenschuppen gefunden, was auf Pappelwachstum im Uferbereich hinweist. *Batrachium*-Nüsse, *Potamogeton*-Steinkerne und *Nymphaea alba*-Samen, *Ceratophyllum demersum*-Früchte und Mollusken sind Gewässerindikatoren. Mit *Lycopus europaeus* und *Carex rostrata* sind typische Elemente des Uferbereichs eines Gewässers nachgewiesen. Die MRSZ-4c (45,5–13 cm) zeichnet sich durch Samen von *Juncus*, *Comarum palustre*, *Carex rostrata*, *Menyanthes trifoliata* und *Typha* aus, typischen Vertretern des Uferbereichs, die einen wechselnden Wasserstand tolerieren (HANNON & GAILLARD 1997). *Comarum palustre*, *Carex rostrata*, *Menyanthes trifoliata* sind kennzeichnend für mesotrophe Nährstoffverhältnisse (EL-

LENBERG et al. 1992). Außerdem treten folgende Wasserpflanzen auf: *Batrachium*, *Potamogeton* und *Nymphaea alba*. Des Weiteren wurden zahlreiche Statoblasten von *Cristatella mucedo*, einem im Wasser lebenden Moostierchen gefunden (KOSSLER 2010). Kennzeichnend für die MRSZ-4d (13–2 cm) sind sehr viele *Betula*-Reste, *Populus* und *Salix*-Knospenschuppen sowie *Pinus*-Makroreste. Sie repräsentieren das Gehölzspektrum im Präboreal. Das Auftreten von Ried- und Röhrichtarten, wie *Typha*, *Carex rostrata*, *Lycopus europaeus* und *Juncus* belegt eine gut ausgebildete Ufervegetation am GP.

4.4 Malakofauna-Analyse

Während aus der mitteleuropäischen Region und dem nördlichen Europa zahlreiche Studien zur nacheiszeitlichen Entwicklung der Mollusken-Faunen bekannt sind (z.B. MANIA 1973, LOŽEK 1982, KOPCZYŃSKA-LAMPARSKA et al. 1984, GEDDA 2001, MEYRICK 2001, MEYRICK & PREECE 2001, SANKO et al. 2008), liegen aus Mecklenburg-Vorpommern bisher nur verhältnismäßig wenige Daten vor

(z.B. JAECKEL 1949, KROLOPP et al. 1977, KOSSLER & STRAHL 2011, MENZEL-HARLOFF & STRAHL 2012). Im Kliffprofil von Glowé konnten mit der vorliegenden Bearbeitung vor allem das BØ, das AL und die JD malakologisch untersucht werden (Tab. 1). Die ÄD wurde dabei nicht belegt. Zudem liegen ausschließlich limnische Mollusken vor und die für die Klima- und Landschaftsgeschichte aussagekräftigeren terrestrischen Elemente fehlen bisher völlig.

In den kryoturbat gestörten Mudden des BØ (Abb. 2, zur stratigraphischen Einordnung s. Abb. 3 und 5) überwiegen vor allem Kleinmuscheln, wie z. B. *Sphaerium corneum*, *Pisidium nitidum*, *P. milium*, *P. hibernicum* sowie *P. obtusale* mit der kaltzeitlichen Reaktionsform *lapponicum*. Gastropoden werden nur vereinzelt mit *Radix* sp. oder *Gyraulus crista* belegt. Die kalkreichen Mudden aus dem AL enthalten arten- und individuenreichere Süßwasser-Faunen. Sehr häufig sind wieder die Kleinmuscheln, wie z.B. *P. nitidum*, *P. obtusale* f. *lapponicum*, *Sphaerium corneum* (Tab. 1). Zudem konnten auch Fragmente von Großmuscheln (Unionidae) nachgewiesen werden. Vermutlich handelt es sich dabei um stark zerfallene Reste der Teichmuschel *Anodon-*

Tab. 1: Mollusken und Fischreste aus dem Kliff-Profil von Glowé (Probennahmen von 2009 und 2015), Frg.: nur Fragmente erhalten.

Tab. 1: Molluscs and fish remains from the Glowé cliff section (sampled in 2009 and 2015), Frg.: only fragments preserved.

Zuordnung [nach Palynostratigraphie]	Bølling	Allerød	Jüngere Dryas	Präboreal
Gastropoda				
<i>Valvata cristata</i> O.F. MÜLLER 1774		X	X	
<i>Valvata</i> aff. <i>piscinalis</i> [O.F. MÜLLER 1774]		X	X	Frg.
<i>Radix</i> sp.	X	X		
<i>Gyraulus crista</i> [LINNAEUS 1758]	X	X		
<i>Gyraulus acronicus</i> [A. FÉRUSSAC 1807]		X		
<i>Gyraulus laevis</i> [ALDER 1838]		X		
<i>Hippeutis complanatus</i> [LINNAEUS 1758]		X		
Bivalvia				
Unionidae		Frg.		Frg.
<i>Sphaerium corneum</i> [LINNAEUS 1758]	X	X	X	
<i>Pisidium casertanum</i> [POLI 1791]		X		
<i>Pisidium hibernicum</i> WESTERLUND 1894	X	X	X	
<i>Pisidium milium</i> HELD 1836	X	X	X	
<i>Pisidium nitidum</i> JENYNS 1832	X	X		
<i>Pisidium obtusale</i> f. <i>lapponicum</i> CLESSIN 1877	X	X		
<i>Pisidium subtruncatum</i> MALM 1855	X	X	X	
<i>Pisidium</i> spp.	X	X	X	Frg.
Pisces				
Cyprinidae		X		
<i>Perca fluviatilis</i> LINNAEUS 1758	X	X		

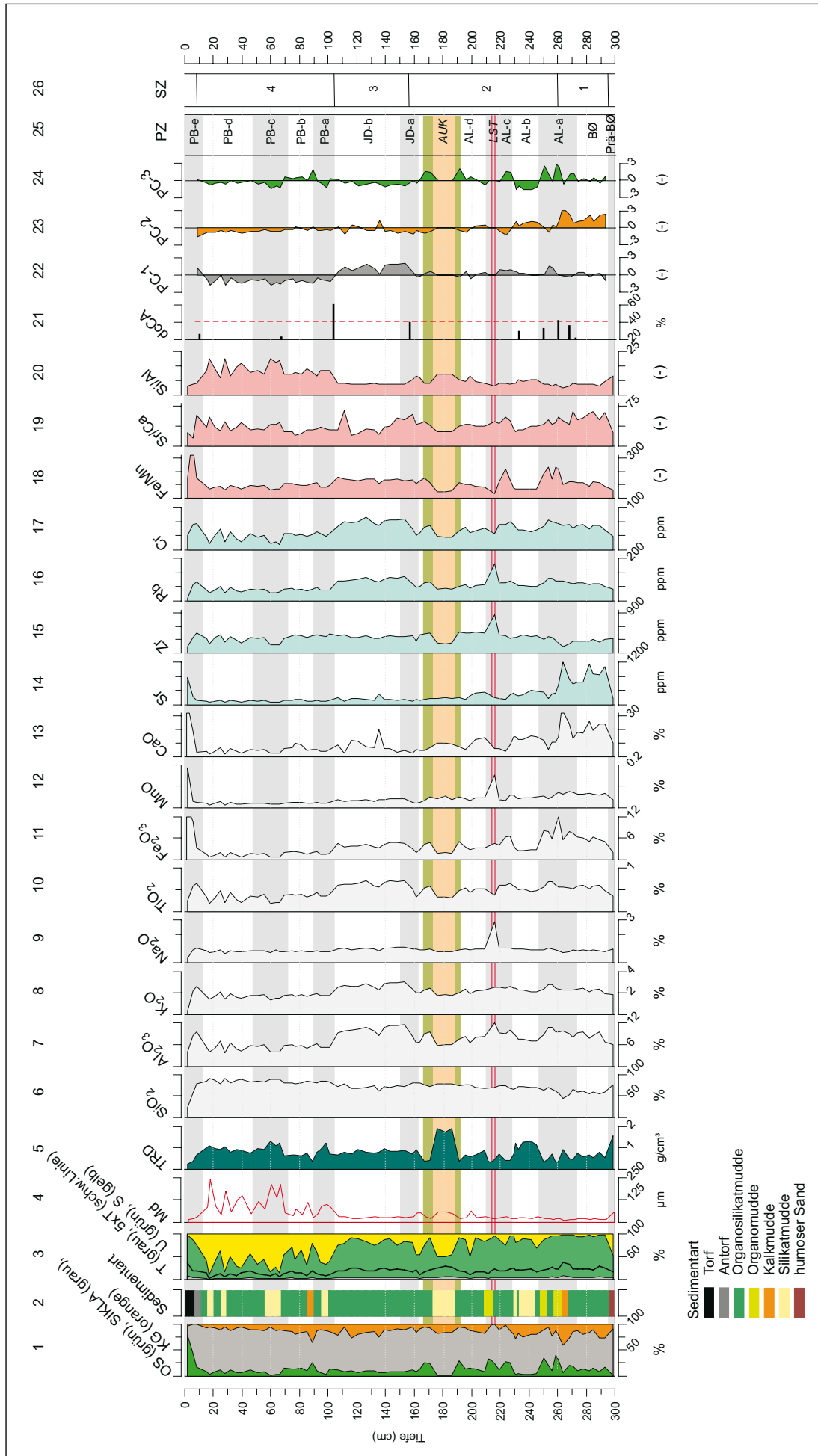


Abb. 8: Sedimentologisch-geochemische Parameter des Profils Glowe 3. Abszisse beginnt bei 0, wenn nicht anders vermerkt. OS = organische Substanz, SIKLA = siliziklastische Substanz, KG = Kalkgehalt, TRD = Trockenrohdichte, T = Ton, U = Schluff, S = Sand, Md = Median der Korngrößenverteilung in SIKLA, dCCA = Signifikanzniveau der Clustergrenzen nach 'depth-constrained cluster analysis', PC = Hauptkomponente, PZ = Pollenzonen, SZ = Sedimentzonen, AUK = allogener Umlagerungskomplex, LST = Laacher See-Tephra.

Fig. 8: Sedimentological-geochemical parameters from the Glowe 3 section. Abscissa starts at 0, unless noted otherwise. OS = organic material, SIKLA = siliciclastic material, KG = calcareous material, TRD = dry bulk density, T = clay, U = silt, S = sand, Md = median of the grain size distribution in SIKLA, dCCA = significance level of depth-constrained cluster limits, PC = principal component, PZ = pollen zones, SZ = sediment zones, AUK = allogenic redeposition complex, LST = Laacher See Tephra.

ta sp. Die Gastropoden-Fauna wird jetzt durch *Valvata* aff. *piscinalis* dominiert. Die im GP vertretene Form mit stark gewölbten Umgängen ist im kaltzeitlichen Kontext Norddeutschlands weit verbreitet. Ihr Artstatus gilt bisher als unsicher (MENZEL-HARLOFF & MENG 2015). Weiterhin finden sich auch *Valvata cristata*, *Radix* sp., *Gyraulus crista*, *G. acronicus*, *G. laevis* sowie *Hippeutis complanatus*. Insgesamt ist die im GP nachgewiesene Mollusken-Gemeinschaft eine ausgesprochene Stillgewässer-Fauna. Häufig sind im BØ und im AL des GP auch isolierte Skelettelemente von Fischen zu finden (Tab. 1). Vor allem ist der Flussbarsch *Perca fluviatilis* mit Schuppen und Kieferresten vertreten. Im AL fanden sich zudem auch Schuppenreste von nicht näher bestimmten Karpfenähnlichen (Cyprinidae).

Die folgenden Mudden der JD enthalten nur in den stärker kalkhaltigen, unteren Bereichen zahlreiche Mollusken-schalen. Insgesamt ist die JD durch einen verstärkten Eintrag von allogenen Material geprägt, der sich auf das Ökosystem durch stärkere Gewässertrübung offenbar negativ auswirkte. Im Vergleich zum AL sind die individuenreichen Faunen der unteren JD relativ artenarm. Möglicherweise steht dies in Zusammenhang mit einer Verringerung der Wassertemperaturen. Die Fauna wird jetzt ganz überwiegend von *Valvata* aff. *piscinalis* und *Pisidium hibernicum* dominiert. Besonders die Kleinmuschel *P. hibernicum* bevorzugt Gewässer mit schlammigen Gründen (ZETTLER & GLÖER 2006).

Aus dem Bereich des PB liegen nur einige Fragmente von *Sphaerium corneum* und *Valvata piscinalis* vor, die keine näheren Aussagen zulassen.

4.5 Sedimentologisch-geochemische Analyse

Seesedimente können grundsätzlich in drei Fraktionen gegliedert werden, die sich ihrer Herkunft nach unterscheiden: die allogene Fraktion, deren Quelle außerhalb des Sees liegt (Ufererosion, Oberflächenabfluss, äolischer Eintrag), die endogene Fraktion, die Prozessen in der Wassersäule und am Gewässerboden entstammt (v. a. der Bioproduktion mit phyto- bzw. zooendogener Subfraktion) und die authigene Fraktion, die innerhalb der Sedimentsäule infolge einsetzender Diagenese gebildet wird (Porenwassertransport, Neubildung von Mineralphasen). Die unterschiedlichen Anteile der beiden erstgenannten Fraktionen spiegeln sich v. a. in den HB OS, SIKLA und KG (Abb. 8, Sp. 1) wider und zeichnen sich auch makroskopisch im Profil ab (Abb. 3). Aus den Konzentrationen der HB wird die Sedimentart ermittelt (Abb. 8, Sp. 2). Es handelt sich überwiegend um Organosilikat- und Silikatmudden, die 70% bzw. 15% aller Proben ausmachen. Organo- (6%) und Kalkmudden (3%) sind auf wenige, nur einige Zentimeter mächtige Sedimentlagen beschränkt. Der die Seesedimente unterlagernde Protoboden wird durch humosen Sand, die Verlandung des Gewässers durch eine Antorf- und zwei Torfproben am oberen Ende des Profils angezeigt. Die Korngrößenverteilung des siliziklastischen Anteils (< 2 mm) wird durch Tongehalte zwischen 0,5 und 7 %, Schluffgehalte zwischen 15 und 85 % und Sandgehalte zwischen 1 und 95 % bestimmt, wobei der Anteil der größeren Fraktionen von unten nach oben zunimmt. Markante Änderungen v. a. in den Schluff-/Sand-Anteilen sind an die Grenzen zwischen den PSZ AL-

a/-b und JD-b/PB-a gebunden. Die im Mittel feinsten silikatischen Bestandteile sind im BØ/AL-a zu finden (durchschnittlicher Median $Md_0 = 17 \mu\text{m}$, Abb. 8, Sp. 4), wo der SIKLA-Anteil aber insgesamt am geringsten ist (\emptyset 61,8 %). Ab dem AL-b – das überwiegend als Silikatmudde ausgebildet ist (Abb. 8, Sp. 2) – treten signifikante Sandanteile auf, die auf allogene Einträge hindeuten. Ein möglicher Zusammenhang mit einem am Westrand des Profils seit 2015 sichtbarem fluvialen Schwemmfächer kann auf Grund der ungenügenden Aufschlussituation bisher nur vermutet werden (Abb. 12, vgl. auch Kap. 5). Der Abschnitt der JD ist v. a. durch vergleichsweise gering variierende Korngrößenverteilungen ($Md_0 = 30 \mu\text{m}$) bei gleichzeitig höherem SIKLA-Anteil im Sediment (\emptyset 75,7 %) ausgezeichnet. Der Ton-/Feinschluffanteil im Sediment der JD erreicht dadurch ähnliche Werte wie im BØ/AL-a (11–12 %). Das PB ist durch einen schlagartig einsetzenden hohen, zunehmend grobkörnigeren und auf einzelne Sedimentlagen konzentrierten Sandanteil (Md bis $250 \mu\text{m}$, Abb. 8, Sp. 4) ausgezeichnet, der vor allem in den PSZ PB-c und PB-d auf Anteile von durchschnittlich 65 % in SIKLA und 55 % im Gesamtsediment ansteigt. Die Sandlagen lassen sich lateral in einen Schwemmfächerkomplex verfolgen, der am Westrand des GP aufgeschlossen ist (oberer Schwemmfächer, Abb. 12) und auf die vorwiegend (hang-)fluviale Herkunft des Materials verweist.

Die Trockenrohdichte TRD (Abb. 8, Sp. 5) ist invers eng korreliert mit dem Parameter OS (Abb. 8, Sp. 1). Da Kalk eine ähnliche Dichte wie Quarz besitzt, sollten sich Phasen erhöhter SIKLA-Konzentration kaum von denen unterscheiden, die sich durch erhöhten KG auszeichnen. Dass sich das AL-b, das Diamikton des AUK, das PB-a und PB-c dennoch deutlich durch höhere TRD auszeichnen, verweist auf den in diesen Fällen überwiegenden Einfluss von SIKLA. Das kalkreiche AL-a zeichnet sich dagegen wegen auch erhöhter OS-Anteile kaum ab.

Die HB (Abb. 8, Sp. 1), Haupt- und Spurenelemente (Abb. 8, Sp. 6–17) sowie ausgewählte Elementverhältnisse (Abb. 8, Sp. 18–20) können als Proxies der folgenden Prozesse gelten: Si steht für die Gegenwart von Quarz und/oder anderen Silikaten (Alumosilikate) sowie für den Bio-Opal der Kieselalgen, wobei letzterer wegen der relativ geringen Konzentration unberücksichtigt bleibt. Al, Fe, Ti, K, Cr und Rb zeigen zusammen mit Si Alumosilikate an; Fe, Ti, Cr und Zr können auch Bestandteil von Schwermetallen sein. Sie alle werden durch Erosion der Ufer, der Flachwasserbereiche oder aus dem Umland eingetragen (z.B. HOŠEK et al. 2014) und sind im Parameter SIKLA zusammengefasst, der die allogen-detritische Komponente repräsentiert. Ca ist zwar ebenfalls Bestandteil der Alumosilikate, zeigt aber ganz überwiegend die endogen gebildete karbonatische Komponente KG an, an die außerdem auch Sr und teilweise Mn gebunden sind. KG ist wie OS ein Indikator für die Produktivität des Gewässers. Das Si/Al-Verhältnis zeigt den relativen Anteil von Quarz (und Bio-Opal) und Alumosilikaten in SIKLA an. Bei hohen Werten ist Quarz die dominierende Komponente im silikatischen Detritus. Das Fe/Mn-Verhältnis ist wegen der redoxpotenzialabhängigen Löslichkeit der jeweiligen Verbindungen als Indikator der Paläo-Redoxbedingungen (DAVISON 1993, STUMM & MORGAN 1996) im See sowie in den Böden

des Einzugsgebietes nutzbar. ZHANGDONG JIN et al. (2015) beschreiben einen Zusammenhang zwischen den Sr- und Ca-Konzentrationen in Seesedimenten und den Zuflussverhältnissen aus dem Einzugsgebiet. LAND et al. (2000) und DARLING et al. (2013) nutzen das Sr/Ca-Verhältnis als Proxy für die Intensität des Ionenaustausches in den Böden des Einzugsgebietes. WEGWERTH et al. (2014) nutzen das Sr/Ca_{bulk}-Verhältnis in Sedimenten des Schwarzen Meeres, um das Auftreten der Karbonatspezies Aragonit (Sr/Ca * 10⁴ > 100) und Kalzit zu trennen. Sie schlussfolgern aus dem Zusammenhang zwischen dem Sr/Ca-Verhältnis im Sediment auf entsprechende Schwankungen im Salzgehalt (mariner Einfluss).

Entsprechend dem subparallel-schichtigen Aufbau der Sedimentfolge aus stärker organisch oder karbonatisch geprägten Lagen im unteren Teil (BØ bis Beginn der JD) und mehr oder weniger klastisch geprägten Schichten im oberen Teil (ab Beginn der JD bei 162,5 cm) sind abschnittsweise starke Werteschwankungen zu konstatieren. Jedoch ist am Konzentrationsverlauf von OS eine leichte Abnahme des vermutlich überwiegend endogenen Organik-Anteils zum Hangenden hin zu beobachten. Einen besonders klaren Trend zur generellen Zunahme zum Hangenden hin zeigen SIKLA sowie SiO₂, das zusammen mit einem erhöhten Si/Al-Verhältnis einen größeren Quarzanteil in der siliziklastischen Komponente vor allem im PB anzeigt. Auch die rasch zunehmende Korngröße ist charakteristisch für den Prozess der finalen Auffüllung des Beckens im mittleren PB (Abb. 8, Sp. 4). Die JD zeichnet sich dagegen bei vergleichsweise geringen Sandanteilen v. a. durch deutlich höhere Gehalte von Al, Ti, K, Cr und Rb ab. KG durchläuft im Profil mehrere relative Maxima; vor allem im älteren BØ, im AL-a und AL-b, sowie zwischen der oberen JD-b und dem ausgehenden PB-b (135–74 cm) sind höhere Konzentrationen anzutreffen. Dabei ist im älteren Teil des Profils bis zum Beginn der JD der KG mit dem Auftreten makroskopisch erkennbarer Schalenreste von Mollusken verbunden, die im jüngeren Bereich nicht mehr nachweisbar sind (vgl. Kap. 4.4).

Besonders auffällig ist eine ca. 25 cm unter dem Diamikton auftretende, etwa 0,5 cm mächtige, z. T. in Linsen aufgelöste Lage der Laacher See-Tephra (LST), deren Glaspartikel infolge von Turbationsprozessen auch in den unmittelbar benachbarten Proben zu finden sind. In den RFA-Analysen lässt sich die Tephra als Maximum-Peak von Na, Mn und Rb (Abb. 8) identifizieren und wegen des prominenten Zr-Peaks überwiegend der ersten Phase (LLST) des Ausbruchs des Laacher See-Vulkans zuordnen (WÖRNER & SCHMINKE 1984, SCHMINKE et al. 1999, WULF et al. 2013).

Die Ausgliederung von Sedimentzonen (SZ) ist auf der Basis der Sedimentartbestimmung nach KAISER (2001) nicht möglich, da dabei der stratigraphische Zusammenhang nicht berücksichtigt werden kann. Für die Identifikation von SZ ist die ‚depth-constrained cluster analysis‘ (dcCA, GRIMM 1987, JUGGINS 1991) geeignet, bei der nur unmittelbar benachbarte Proben zu Clustern vereint werden. In Abb. 8, Sp. 21 ist die Abgrenzung derartiger Cluster dargestellt, deren Trennung durch das vom Zuwachs an erklärter Varianz bestimmte Niveau und damit durch den Kontrast in der Zusammensetzung der SZ (Abb. 8, Sp. 26) bestimmt wird. Danach kommt der Grenzziehung bei 104 cm (Grenze

zwischen JD und PB) das größte Gewicht zu, gefolgt von den Abgrenzungen bei 260 cm und 156 cm. Diese vier Cluster gliedern das Profil in eine unterste, organik- und karbonatreichste SZ-1 die den Bereich des BØ und des unteren AL-a umfasst. Die ähnlich zusammengesetzte, aber etwas silikatreichere SZ-2 nimmt den restlichen Bereich des AL sowie den unteren Teil der Übergangscharakter tragenden JD-a ein. Die SZ-2 endet damit deutlich oberhalb der bei 168 cm palynologisch bestimmten Grenze zwischen AL und JD. Die SZ-3 mit höheren Kalkgehalten sowie erhöhten Konzentrationen vorwiegend silikatisch gebundener Elemente wie Al, K, Ti und Cr ist nahezu ausschließlich auf die PSZ JD-b beschränkt. Die oberste, quarzreiche, organik- und kalkärmste SZ-4 repräsentiert den präborealen Teil des Profils. Eine weitergehende Gliederung würde zur Ausweisung mehrerer geringmächtiger SZ im unteren Teil des Profils führen (Abb. 8, Sp. 21) und wird nicht für sinnvoll erachtet.

Die Sedimentzonierung zeichnet auf diesem Verallgemeinerungsniveau die Stadien der Vegetations- und damit die klimagesteuerte Landschaftsentwicklung im Umfeld des Paläosees nach. Die Schwankungen in der Sedimentzusammensetzung innerhalb der ausgewiesenen SZ werden dagegen nicht als klimabedingt interpretiert, sondern als durch seeinterne Variationen des Stoffhaushalts verursacht angesehen (vgl. Kap. 5). Eine Sonderstellung nimmt der AUK ein. Während das Diamikton eindeutig nichtlakustriner Natur ist, sind in dem assoziierten organikreichen Sediment Hölzer, Pollen, Diatomeen und lakustrine Makroreste nachgewiesen. Es handelt sich offensichtlich um subaerisches bis subaquatisches Sediment der Uferzone aus der Zeit des AL-d, das beim Eintrag des Diamiktons mitgerissen wurde. Es bestehen deshalb nur undeutliche geochemische und paläoökologische Unterschiede zu den „echten“ Seesedimenten. Auch die Übergänge zu diesen sind teilweise fließend. 2015 gefundene Spuren mehrfach gradiert Lagerung deuten darauf hin, dass es sich bei dem Eintrag um ein mehrphasiges Ereignis handelte. Welche Prozesse letztlich zur Bildung des Umlagerungskomplexes geführt haben – hangfluviale, solifluidale oder fluviale Erosion, Kollaps eines Steilhangs oder ähnliches – war nicht Gegenstand der Untersuchung. Dieses Extremereignis war für den Stoffhaushalt und die Biozönose des Sees trotz der damit verbundenen starken Trübung vermutlich nur kurzfristig von Bedeutung. Wichtiger ist die Beobachtung, dass der AUK das augenfälligste Ergebnis zahlreicher Umlagerungsvorgänge darstellt, deren Ablagerungen in den Randbereichen des Sees seit 2015 aufgeschlossen sind.

Die funktionalen Abhängigkeiten der einzelnen Sedimentparameter untereinander werden mit Hilfe einer Hauptkomponentenanalyse (PCA) auf Basis der Korrelationsmatrix und anschließender Varimax-Rotation auf wenige Hauptkomponenten (PC) zurückgeführt. Bei Berücksichtigung der in Tab. 2 aufgeführten Parameter wurden in einer ersten PCA drei Hauptkomponenten (PC-1 bis -3, Abb. 8, Sp. 22–24) identifiziert, die 90,3 % der Gesamtvarianz erklären. Parameter, deren Verteilung wesentlich durch die jeweilige Hauptkomponente erklärt werden (Grenzwert +/- 0,66), sind darin farblich unterlegt.

Die 43,0 % der Gesamtvarianz erklärende Komponente PC-1 zeigt hohe Parameter-Scores für Ti, Al, K, Mg, Na,

Cr und Rb, wie sie für Silikatminerale erwartet werden (Tab. 2). Diese bilden zusammen mit Quarz den Parameter SIKLA. Da die PC-1 aber nahezu unabhängig von SIKLA ist und für SiO₂ sogar ein (nicht signifikant) negativer Score vorliegt, muss sie innerhalb von SIKLA einen Antagonisten zu Quarz repräsentieren. Zudem weist der negative Score für Md auf feinkörniges Material hin. Der Einfluss der PC-1 ist in der JD besonders stark und im PB besonders niedrig (Abb. 8, Sp. 22). Wir schließen daraus, dass hohe Scores für allogene, feinkörnige Alumosilikate stehen, die vorwiegend in der JD in den See gelangten. Die Herkunft des Materials wird deshalb überwiegend in der Aufarbeitung und Umlagerung von hauptsächlich solifluidal in den GP gelangenden Fließerden gesehen. Auch eine untergeordnete fluviale oder äolische Komponente ist in Betracht zu ziehen. Damit verbunden war vermutlich eine starke Wassertrübung, die das Wachstum der submersen Vegetation und der damit assoziierten Fauna eingeschränkt haben muss (vgl. Kap. 4.2 und 4.3). Der Rückgang der Besiedlung des Sees in der JD ist deshalb vielleicht kein rein klimatisch verursachtes Phänomen. Die im PB beobachteten negativen Scores repräsentieren dagegen deutlich gröbere, quarzbetonte Klastika, die im PB durch hangfluviale oder fluviale Prozesse eingetragen wurden. Dieser Wechsel im Eintragsgeschehen wird sehr klar auch durch das Si/Al-Verhältnis (Abb. 8, Sp. 20) abgebildet.

Die 28,4 % der Gesamtvarianz erklärende PC-2 (Abb. 8, Sp. 23) wird durch die die karbonatische Komponente repräsentierenden Parameter KG, CaO, MnO und Sr auf der einen Seite und eine SiO₂-Komponente auf der anderen Seite bestimmt (Tab. 2). Die PC-2 besitzt hohe Ladungen vor allem im BØ und unteren AL-a (= SZ-1), ist während des restlichen AL und in der JD (= SZ-2 und SZ-3) durch ohne erkennbaren Trend um den Mittelwert schwankende Ladungen und im PB (= SZ-4) durch fast ausnahmslos negative Ladungen ausgezeichnet. Die Zusammensetzung der Sedimente wird daher in der Frühphase der GP-Entwicklung verstärkt durch kalkfallende Prozesse des seeinternen Stoffwechsels, v. a. die Photosynthese, bestimmt, während die negative Ladung im PB einen überwiegenden Einfluss quarzreicher Einträge aus dem Umland signalisiert. Damit erfolgen – wie auch durch PC-1 angedeutet – die größeren, quarzreicheren Sedimenteinträge nicht während der reliefinstabilen JD, sondern erst während des PB, für das gewöhnlich eine schnelle Reliefstabilisierung durch die Vegetation angenommen wird.

Die noch 18,9 % der Gesamtvarianz erklärende PC-3 (Abb. 8, Sp. 24) repräsentiert v. a. die Verteilung der organischen Komponente OS, die sich antagonistisch zu SIKLA, jedoch indifferent zu KG verhält (Tab. 2). Die sich gegenseitig ersetzenden Komponenten OS und SIKLA spiegeln die relative Bedeutung endogener bzw. allogener Stoffe (und

Tab. 2: Ergebnisse der PCA (rot/blau – signifikante positive/negative Ladungen).

Tab. 2: PCA results (red/blue – significant positive/negative scores).

Parameter	PC-1	PC-2	PC-3	PC-1a	PC-2a	PC-3a
TRD	-0,22	-0,06	-0,92			
SIKLA	-0,12	-0,58	-0,68	-0,15	-0,57	-0,70
OS	0,14	-0,02	0,98	0,16	-0,05	0,98
Fe ₂ O ₃	0,54	0,41	0,62	0,58	0,36	0,66
SiO ₂	-0,51	-0,81	-0,25	-0,54	-0,79	-0,26
KG	0,02	0,80	-0,08	0,03	0,81	-0,05
CaO	0,13	0,97	0,06	0,16	0,96	0,08
Sr	0,09	0,90	0,15	0,13	0,89	0,16
MnO	0,45	0,74	0,35	0,47	0,71	0,38
Md	-0,70	-0,42	-0,34			
TiO	0,94	0,24	0,20	0,95	0,21	0,17
Al ₂ O ₃	0,95	0,22	0,18	0,96	0,18	0,16
K ₂ O	0,98	0,11	0,11	0,99	0,08	0,09
MgO	0,82	0,51	0,21			
Na ₂ O	0,89	-0,28	0,01			
Cr	0,93	0,23	0,24	0,95	0,20	0,20
Rb	0,94	0,20	0,18	0,96	0,16	0,15
Erklärte Varianz [%]	43,0	28,4	18,9	61,1	19,9	10,7

entsprechende Prozesse wie seeinterne Primärproduktion bzw. Erosionseinträge aus dem Umland) im Stoffhaushalt des GP wider. OS und KG ersetzen sich dagegen nicht, sie sind beide überwiegend endogener Natur und an den Einfluss photosynthetischer Prozesse gebunden. Dieser ist hoch im wärmeren AL-a, -c und -d, negativ im vergleichsweise kühlen AL-b (welches auch einen etwas höheren allogenen Quarzeintrag zeigt, s. PC-1 in Abb. 8), sehr niedrig während der kalten JD (SZ-3), aber auch niedrig ab dem PB-b, ab dem sich allogene Stoffeinträge aus dem Uferbereich stärker bemerkbar machen. Die hohe negative Ladung für TRD erklärt sich aus dem starken Dichtekontrast zwischen OS einerseits und den anorganischen Kompo-

nenten SIKLA und KG andererseits, die annähernd gleiche Dichte aufweisen. Die TRD eines Sedimentes wird deshalb ganz überwiegend vom OS-Anteil variiert. Fe_2O_3 ist wegen der effektiven sulfidischen Bindung in stark organisch geprägten Sedimenten etwas mehr durch PC-3 repräsentiert als durch die beiden anderen PC.

Wenn Parameter, deren Beitrag zur Erklärung seeinterner Prozesse als gering eingeschätzt wird (z. B. Md, TRD u. a.), nicht in die PCA einbezogen werden, wächst der Anteil erklärter Varianz weiter an. Eine PCA mit Varimax-Rotation unter Einbeziehung der Parameter OS, KG, SIKLA, SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , K_2O , Cr , Rb und Sr liefert ebenfalls drei PC, die 91,7 % der Gesamtvarianz er-

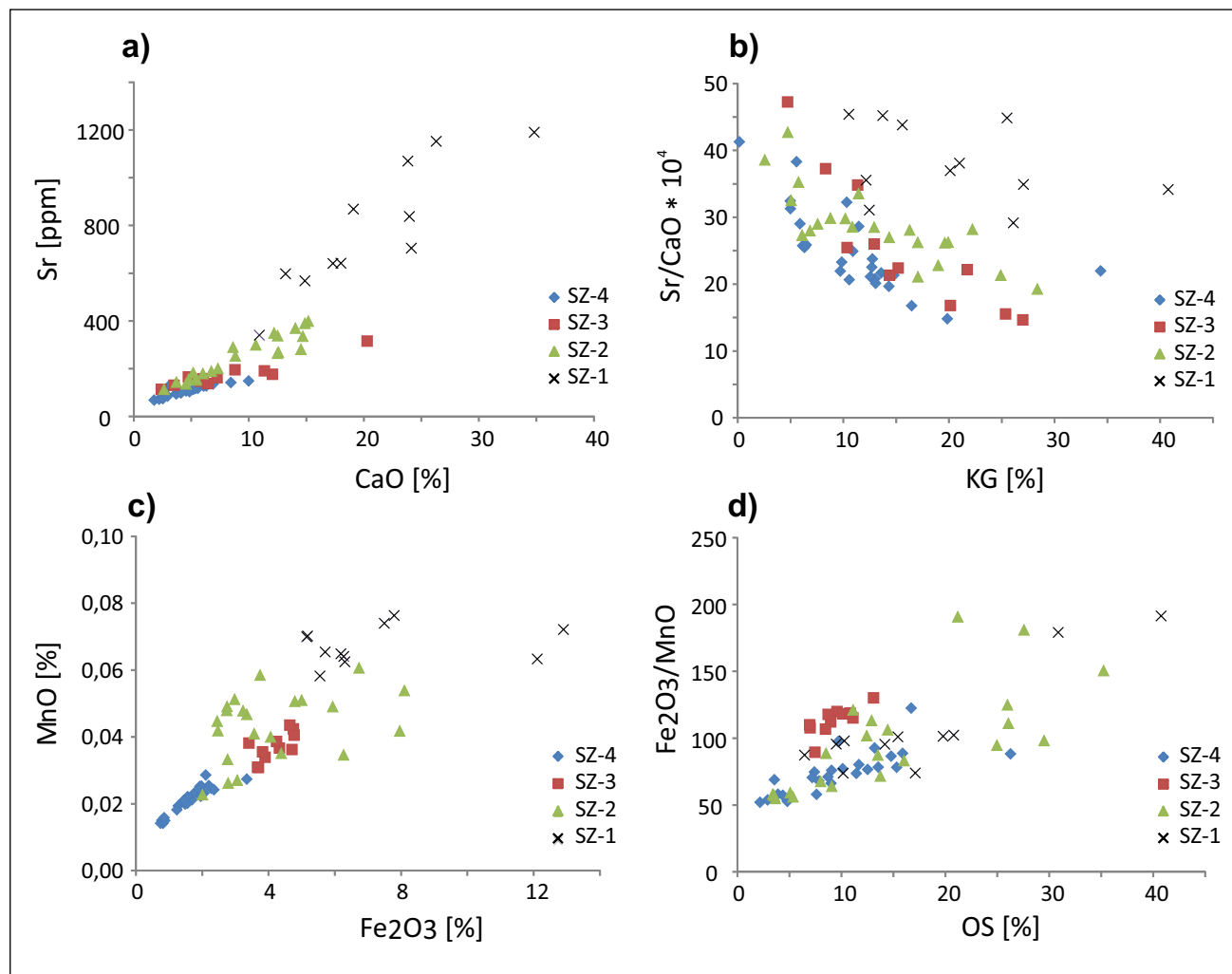


Abb. 9: Sr-CaO- und Sr/CaO-KG-Verhältnisse sowie Fe_2O_3 -MnO- und $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$ -OS-Verhältnisse in den vier Sedimentzonen SZ entsprechend dcCA.

a) Das abweichende Sr/CaO-Verhältnis im BØ und unteren AL-a (SZ-1) wird durch einen stärkeren Zufluss alten Grundwassers erklärt.

b) Das Sr/CaO-Verhältnis sinkt mit steigendem KG: bei sehr geringem KG entspricht das Verhältnis dem in siliziklastischer Substanz, bei hohem KG dem in Karbonaten.

c) Die hohen Fe_2O_3 - und MnO-Werte des BØ und unteren AL-a (SZ-1) werden auf den Eintrag durch altes, anaerobes Grundwasser zurückgeführt.

d) Das höhere $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$ -Verhältnis in den Sedimenten der JD (SZ-3) wird mit dem Eintrag feinkörniger Alumosilikate (solifluidal und/oder äolisch) erklärt.

Fig. 9: Sr-CaO and Sr/CaO-KG ratios as well as Fe_2O_3 -MnO and $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$ -OS ratios in four sediment zones SZ according to dcCA.

a) The deviating Sr/CaO ratio during the Bølling and lower Allerød-a period (SZ-1) is probably due to a stronger influx of fossil ground water into the basin during these times.

b) The Sr/CaO ratio decreases with increasing carbonate content KG; at very low KG the ratio is equal to the ratio in siliciclastic materials, at high KG it is equal to the ratio in carbonates.

c) High Fe_2O_3 and MnO concentrations during the Bølling and lower Allerød-a (SZ-1) are explained by an influx of fossil oxygen-free ground water.

d) The higher $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$ ratio in the sediments of the Younger Dryas JD (SZ-3) originates from a strong influx of fine grained alumosilicates (by solifluction and/or aeolian input).

klären. Die rotierte Komponentenmatrix ist in den Spalten 5–7 in Tab. 2 dargestellt. Die Interpretation der Hauptkomponenten PC-1a bis 3a ist identisch mit der ersten PCA.

Für die Rekonstruktion seeinterner wie auch von Umland-See-Relationen ist darüber hinaus die Diskussion der beiden Verhältnisse Sr/Ca und Fe/Mn interessant, die durch die PCA nicht abgebildet werden. An den Daten aus dem GP fällt auf, dass die SZ jeweils verschiedene Sr/Ca-Verhältnisse besitzen (Abb. 8, Sp. 19 und Abb. 9a), wobei sich die drei jüngeren SZ aus dem AL, der JD und dem PB stark ähneln, obwohl eine schwache Tendenz zu immer weniger Sr-Einbau zu erkennen ist, je jünger die SZ sind. Die ältesten Sedimente (SZ-1: BØ - unteres AL-a) aus der Phase des initialen Wasserspiegelanstiegs und der See-Entstehung weisen dagegen eine andere, durch wesentlich höhere Sr-Konzentrationen geprägte Verteilung auf. In der Literatur hat sich nur bei GOSLAR et al. (1999: Abb. 6) eine vergleichbare Beobachtung finden lassen, allerdings wird sie nicht interpretiert. Ein artspezifischer Einbau in Molluskenschalen (BÖRNER et al. 2013) o. ä. kann wegen der gleichbleibenden Zusammensetzung der Fauna im GP als Ursache ausgeschlossen werden. Auch eine den Sr-Einbau fördernde Aragonitbildung, die in der Frühphase der Seebildung infolge der höheren Ionenkonzentrationen im zufließenden Grundwasser stattgefunden haben könnte, wird auf Grund der im Sediment gemessenen niedrigen Verhältnisse von Mg/Ca ($< 0,5$, MÜLLER et al. 1972) sowie Sr/C $\cdot 10^4$ (< 75 , WEGWERTH et al. 2014) vorerst ausgeschlossen.

Die folgende Interpretation muss deshalb als erster Versuch gewertet werden, das Phänomen zu deuten: DARLING et al. (2013) beobachteten in südeinglichen Glazialsedimenten, die über Kreide lagern, eine starke Erhöhung der Sr-Konzentration im Grundwasser, wenn dieses langsam durch unverwitterten Till perkoliert, während im schneller fließenden Grundwasser in verwittertem, oxidierten Till die Sr-Konzentration gering ist. Übertragen auf die Situation des GP wird für das erhöhte Sr/Ca-Verhältnis in der Phase der Seeentstehung deshalb ein Zufluss aus gealtertem Grundwasser aus auftauendem, noch unverwittertem Till als Ursache angenommen. Spätere Perioden sind durch schnellere Grundwassererneuerung, damit geringeren Ionenaustausch, relativ stärkeren Oberflächenabfluss und soweit entwickelte Böden ausgezeichnet, dass sich das Sr/Ca-Verhältnis auf einen niedrigeren Wert einpegelt (Abb. 9a). In allen SZ sinkt das Sr/Ca-Verhältnis mit steigendem KG (Abb. 9b). Bei sehr geringem KG entspricht es dem in siliziklastischer Substanz, bei sehr hohem KG dem in Karbonaten (end-member, vgl. LIXIN JIN et al. 2012).

Auch die erhöhten Fe- und Mn-Konzentrationen in den Mudden des BØ und frühen AL-a (SZ-1, Abb. 8) lassen sich mit einem solchen Zufluss von altem Grundwasser mit niedrigem Redoxpotenzial aus dem tieftauenden Permafrost und nachfolgender Bindung als Oxyhydrat oder Sulfid in den Organosilikatmudden erklären. Ein hohes Fe/Mn-Verhältnis zeigt potenziell reduzierende Bedingungen an, da Fe-Verbindungen bei gegebenem pH-Wert bei niedrigeren Redoxpotenzialen ausfallen als die entsprechenden Mn-Verbindungen. Allerdings ist in Betracht zu ziehen, dass das Verhältnis a) auch von der Zufuhr aus den Böden des Einzugsgebietes abhängig ist und b) wegen der unter reduzierenden Bedingungen hohen Fe- und Mn-

Mobilität postsedimentär verändert sein kann (TYLMANN 2005). In den GP-Sedimenten wird das nur mäßig erhöhte Fe/Mn-Verhältnis in der SZ-1 auf primär höhere Fe-, vor allem aber sehr hohe Mn-Einträge über mäßig anaerobes Grundwasser und deren nachfolgende Festlegung im Sediment zurückgeführt (Abb. 8, Sp. 11, 12, 18, Abb. 9c). In den nachfolgenden SZ gehen im Mittel sowohl die Fe- als auch die Mn-Konzentrationen zurück, wenn auch in unterschiedlichem Maße. Das Fe/Mn-Verhältnis ist besonders niedrig in den Teilen des AL und PB, die auch niedrige OS-Konzentrationen haben, d.h. durch höheres Redoxpotenzial charakterisiert sind. Die Sedimente der JD (SZ-3) zeigen dagegen ein höheres Fe/Mn-Verhältnis, obwohl das Verhältnis Fe/Mn zu OS nahezu das gleiche ist wie im AL oder PB (Abb. 9d). Hier macht sich der höhere Eintrag von Fe bemerkbar, das an Alumosilikate gebunden ist (PC-1 in Abb. 8, Sp. 22). Die höchsten Werte werden in wenigen, besonders organikreichen Lagen des AL-a und -c beobachtet, die stark reduzierende Bedingungen im Sediment anzeigen. Die erhöhten Fe/Mn-Werte an der Schichtgrenze unterhalb des Torfs am oberen Profilende werden dagegen als junge sekundär-oxidative Fe-Anreicherung aus perkolierendem Niederschlagswasser gedeutet (Abb. 8, Sp. 22). Damit werden die Sr/Ca- und Fe/Mn-Verhältnisse stark auch durch allogene Faktoren beeinflusst.

4.6 ^{14}C -Datierungen, Akkumulationsmodell und Sedimentationsrate

Aus den Voruntersuchungen standen drei AMS- ^{14}C -Daten von Holzresten zur Verfügung, die den pedogenen Humushorizont an der Basis des Profils (Erl-14741, Nr. 11 in Tab. 3), den organikarmen Sedimentabschnitt bei 230 cm (Erl-14742) und die basale Lage des hangenden Torfs (Erl-14743) datieren (LAMPE et al. 2010b, Nr. 1 in Tab. 3). Das 2011 beprobte Profil lag infolge des Küstenabbruchs etwa 2 m landeinwärts. Der mittleren Probe konnte darin keine exakte Position zugeordnet werden. Die untere und die obere Probe entstammen nicht den Seesedimenten, so dass mit zu jungem (Nr. 1) bzw. zu hohem (Nr. 11) Alter zu rechnen ist. Die Position der Daten im AT-Diagramm unterstreicht diese Vermutung. Die Alter dieser Proben grenzen aber den Zeitraum der Seeentwicklung ein.

Aus dem GP-Profil konnten fünf Makroreste für Datierungen gesammelt werden (Nr. 2, 3, 5, 8, 10 in Tab. 3), wovon zwei für die Formulierung des ATM nicht berücksichtigt wurden. Im Fall der Datierung 3 ist dies durch die Altersinversion begründet. Datierung 8 hingegen ergäbe zusammen mit den benachbarten Datierungen eine unrealistisch hohe Sedimentationsrate von $\sim 3 \text{ mm a}^{-1}$ im AL-a, so dass auch in diesem Fall von einem zu alten Datum auszugehen ist.

Wegen der verbleibenden geringen Zahl an Datierungen wurden als zusätzliche Stützstellen für das ATM folgende Alter angenommen: für die LST 12880 cal BP (BRAUER et al. 1999) sowie für den Beginn des AL 13350 cal BP, der JD 12680 cal BP und des PB 11590 cal BP (LITT et al. 2001). Unter Berücksichtigung realistischer Unsicherheiten konnte die Übertragbarkeit der beiden letztgenannten Werte auf den Raum Nord-Rügens an dem nur wenige Kilometer entfernt gelegenen und durch 31 ^{14}C -Daten eng datierten

Pollenprofil Hertha-See (Profil HM 95/1, ENDTMANN 2004) bestätigt werden.

Da der insgesamt 27 cm mächtige AUK (Diamikton und assoziierte Mudde) innerhalb des AL-d das Modell in diesem Abschnitt stark verzerren würde, wurde er unter der Annahme, dass es sich bei der Akkumulation zwar um ein mehrphasiges, aber dennoch singuläres, nicht in das normale Sedimentationsgeschehen gehörendes Kurzzeitereignis handelt, bei den nachfolgenden Berechnungen nicht berücksichtigt. Für die Berechnung des ATM wurde deshalb den über dem AUK gelegenen Proben eine 27 cm größere Tiefenlage zugeordnet (Tab. 3: Sp. 3). Bei der Formulierung des Modells wurden für die Alter der PZ-Grenzen sowie das Alter der LST eine Normalverteilung mit Standardabweichungen von 100 a bzw. 10 a angenommen. Diese Werte reflektieren auch die Unsicherheiten der Positionen im Profil, die als solche nicht direkt in dem Modell berücksichtigt werden können. Das ATM wurde mit den Datierungen 2, 4, 5, 6, 7, 9 und 10 (Tab. 3) berechnet (Abb. 10).

Generell sind ATM mit Vorsicht zu interpretieren (TEL-

FORD et al. 2004), da zahlreiche Fehlerquellen und Unsicherheiten und nicht zuletzt die Wahl der Methodik verschiedene Lösungen zulassen. Entsprechendes gilt auch für die aus dem ATM abgeleitete SR. Außerdem ist die post-sedimentäre Kompaktion zu berücksichtigen, wodurch die SR in älteren, lithostatisch stärker belasteten Schichten geringer ausfällt. Unterschiedliche Zeitabschnitte innerhalb der Sedimentsäule sind dadurch schlecht miteinander vergleichbar. Das Problem lässt sich durch Bestimmung der SAR bzw. der SAR-X umgehen, bei der die Kompaktion über die TRD berücksichtigt wird.

Die Stützpunkte sowie die Graphen des ATM und der SR sind in Abb. 11 in Sp. 2 und 3 dargestellt. Die Sedimentation setzt im BØ mit hoher Rate von $\sim 1,8 \text{ mm a}^{-1}$ ein, die im AL-a bis AL-c langsam auf Werte um $1,1 \text{ mm a}^{-1}$ zurückgeht. Ein schneller Rückgang setzt im AL-d ein, der in einem ausgeprägten, schmalen Minimum in der JD-a mündet ($\sim 0,4 \text{ mm a}^{-1}$). Danach steigt die SR im Verlauf der JD-b erneut auf Werte um $1,1 \text{ mm a}^{-1}$ am Beginn des PB an, um im PB-d das absolute Maximum von fast 2 mm a^{-1} zu

Tab. 3: Radiokarbondatierungen und ergänzende Alter als Grundlage des Alter-Tiefe-Modells. Die Kalibrierung der ^{14}C -Alter erfolgte mit OxCal v4.2.4 (BRONK RAMSEY 2009, <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>) unter Verwendung des IntCal13-Datensatzes (REIMER et al. 2013). Als kalibriertes Alter ist der Median der kalibrierten Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion angegeben. Die angegebenen Abweichungen entsprechen dem 1σ -Bereich. Für die übrigen Alter wurde eine Normalverteilung angenommen und die Standardabweichung geschätzt.

Tab. 3: Radiocarbon dates and additional ages which form the basis for the presented age-depth model. The ^{14}C -ages were calibrated with OxCal v4.2.4 (BRONK RAMSEY 2009, <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>) using the IntCal13 data set (REIMER et al. 2013). The median together with the 1σ -range of the calibrated probability density function is shown as the calibrated age. All other ages were assumed to have a normal distribution and their standard deviations were estimated.

Nr.	Tiefe [cm]	korrigierte Tiefe [cm]	Lab Code	^{14}C -Alter [^{14}C BP]	kalibriertes Alter [cal BP]	Material	Bemerkung
1	6	33	Erl-14743	9444 ± 38	$10676 +53/-81$	Holz	paludales Milieu
2	28	55	Poz-60069	9850 ± 50	$11251 +33/-45$	Pinus Zapfen	
3	93	120	Poz-60085	10460 ± 50	$12398 +140/-160$	Holz	zu alt
4	101	128			11590 ± 100		palynol. Beginn PB
5	155	182	Poz-60084	10440 ± 50	$12329 +192/-157$	Holz	
6	164	191			12680 ± 100		palynol. Beginn JD
7	213,5	213,5			12880 ± 10		LST
8	246	246	Poz-60083	11500 ± 60	$13348 +62/-58$	Nüsse von <i>Betula</i> , <i>Carex</i> , <i>Urtica</i> , <i>Betula</i> Fruchtschuppen, Knospenschuppen	zu alt
9	271	271			13350 ± 100		palynol. Beginn AL
10	296	296	Poz-60082	11630 ± 50	$13461 +83/-50$	Holz	
11	299	299	Erl-14741	11842 ± 39	$13660 +60/-55$	Holz	terrestrisches Milieu

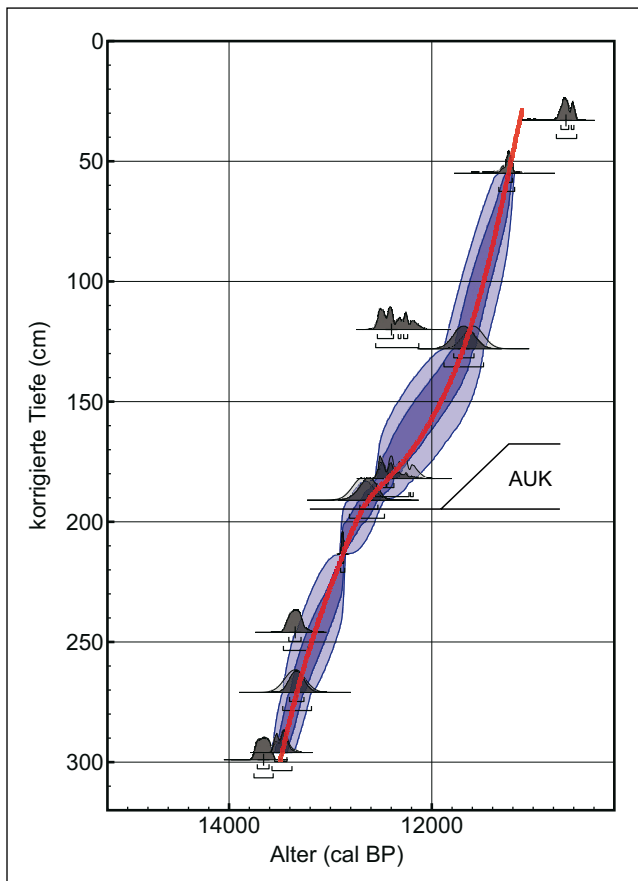


Abb. 10: Alter-Tiefe-Modell des Profils Glowe 3, erstellt mit OxCal (zur Datengrundlage s. Tab. 3). Die dunkel- bzw. hellblauen Bänder zeigen den 1 σ - bzw. 2 σ -Bereich. Die Ableitung der interpolierenden Kurve (rot) innerhalb des 1 σ -Bereichs ergibt die Sedimentationsrate SR.

Fig. 10: Age-depth-model of the sediment section Glowe 3, calculated using OxCal (for data base see tab. 3). The dark resp. light blue shadings show the 1 σ resp. 2 σ range. The derivative of the interpolating curve (red) within the 1 σ range gives the sedimentation rate SR.

erreichen. Der Verlauf dieser Kurve ist stark von der Verteilung der Stützpunkte abhängig und kann die Entwicklung bestenfalls tendenziell wiedergeben. So könnte die SR im AL-a auch ein ausgeprägtes Maximum erreicht haben, wenn man das Alter 8 (Tab. 3) als realistisch ansehen würde. Auch darf angenommen werden, dass im gesamten Verlauf der JD die SR niedrig war und am Beginn des PB weit schneller anstieg, als durch die Kurve nahegelegt wird. In jedem Fall bleibt aber die Tendenz bestehen, dass im BØ bis frühen AL sowie im PB die höchsten, in der JD die niedrigsten SR erreicht wurden. Wir interpretieren das als eine Klimasteuerung des Stoffhaushaltes des GP mit hohen SR in Warmphasen und geringen SR in Kaltphasen.

Die Graphen für die SAR und die SAR-X der Hauptbestandteile OS, KG und SIKLA sind in Abb. 11, Spalten 3–6, dargestellt. Generell müssen die SAR- und SAR-X-Kurven dem Verlauf der SR-Kurve folgen, wobei die SAR-SIKLA-Kurve entsprechend des hohen Anteils von SIKLA am Aufbau des Sediments der SAR-Kurve am ähnlichsten ist. SAR-OS zeigt ebenfalls einen ähnlichen Kurvenverlauf, im Detail ist aber eine Koinzidenz zwischen Maxima der SAR und Minima der SAR-OS im AL-b, -c sowie im PB-a, -b und -c zu beobachten. Hinter dieser negativen Korrelation verbirgt sich der Einfluss der Reliefinstabilität im Umland des

GP, d. h. der Eintrag allogener Substanz, die verdünnend auf den im See gebildeten organischen Sedimentanteil OS wirkt. Die SAR-KG-Kurve zeigt eine derartige Korrelation nicht, wohl aber die beiden generellen Maxima. Infolge der starken Konzentration des KG auf einzelne Lagen ist der Verlauf der Kurve im BØ/AL besonders unruhig. Auffällig ist die hohe SAR-KG im AL-b, die nicht aus der Produktivität des Makrophytobenthos (geringe Zahl der MR, geringe SAR-OS) hergeleitet werden kann. Die geringe Pollendichte, der höhere Anteil umgelagerter wärmeliebender Pollen sowie die hohe SAR-SIKLA lassen eher auf eine teilweise allo gene Herkunft des Karbonats schließen. Dass die o. g. negative Korrelation zwischen SAR-SIKLA und SAR-OS zwischen SAR-SIKLA und SAR-KG nicht beobachtet wird, lässt sogar eine ständige Beteiligung allo genen Karbonats am Eintrag aus dem Umland vermuten. Die unmittelbare Nähe des GP zum Glower Sattel (LUDWIG 2005), in dem oberkretazische Kreide bis auf wenige Meter unter die Relief oberfläche aufgefaltet ist, liefert dafür ein starkes Argument.

Besonders hervorzuheben sind zwei lokale Maxima der SAR-SIKLA. Das erste findet sich im AL-b, das zweite im PB-c/-d. Beide sind mit kühlen Phasen assoziiert, der Gerzensee- bzw. der Rammelbeek-Phase. Beide sind auch durch stärkeren Sandeintrag charakterisiert, der in der weit kälteren JD etwas geringer ausgeprägt ist. Wir deuten diesen Umstand so, dass die allo genen Einträge im AL und PB (und verstärkt in den genannten kühlen Phasen) durch überwiegend hangfluviale Prozesse, in der trockeneren JD dagegen weit überwiegend durch solifluidale Vorgänge erfolgten. Erstere sind mit Sedimentsortierung und dem Eintrag von Sanden verbunden, letzteren fehlt die Sortierung des Sedimentes, so dass vorrangig feinmaterialreiche Umlagerungsprodukte den GP erreichen.

4.7 Seespiegelentwicklung

Aus dem Relief der Umgebung, dem Sedimentcharakter, den Makrorest-, Malakofauna- und Diatomeenanalysen kann lediglich abgeleitet werden, dass der See nach kurzer Phase terrestrischer Bodenbildung im PBØ schnell an Wassertiefe gewonnen hat und dabei Tiefen von 4 m kaum überschritten worden sind. Bis zur Verlandung im PB ist der See im Bereich des Untersuchungspunktes niemals trocken gefallen.

2015 wurden durch den Küstenrückgang erstmals die ufernahen Schichtausbisse der stratigraphischen Einheiten aufgeschlossen. Nicht alle Subzonen konnten zweifelsfrei vom untersuchten Profil Glowe 3 bis an die Peripherie des GP verfolgt werden, aber die Haupteinheiten waren mit nur geringen Höhenunterschieden auf beiden Seiten des Aufschlusses einsehbar (Abb. 12). Am Ostende schnitt ein künstlich verändertes Hangprofil die Sedimentfolge ab, am Westende begrenzten umfangreiche, mehrphasige Schwemmfächer die Schichtfolge. Die Ausstriche waren teilweise erodiert, im Westen aber soweit erhalten, dass daraus eine Seespiegelkurve rekonstruiert werden konnte. Der Fehler, der infolge der Erosion auftritt, wird auf maximal wenige Dezimeter geschätzt. Unbekannt bleibt, zu welchem Zeitpunkt innerhalb einer stratigraphischen Einheit der Wasserspiegel den höchsten Stand erreicht hat. Pauschal ist deshalb der Mindestwasserstand mit der Ober-

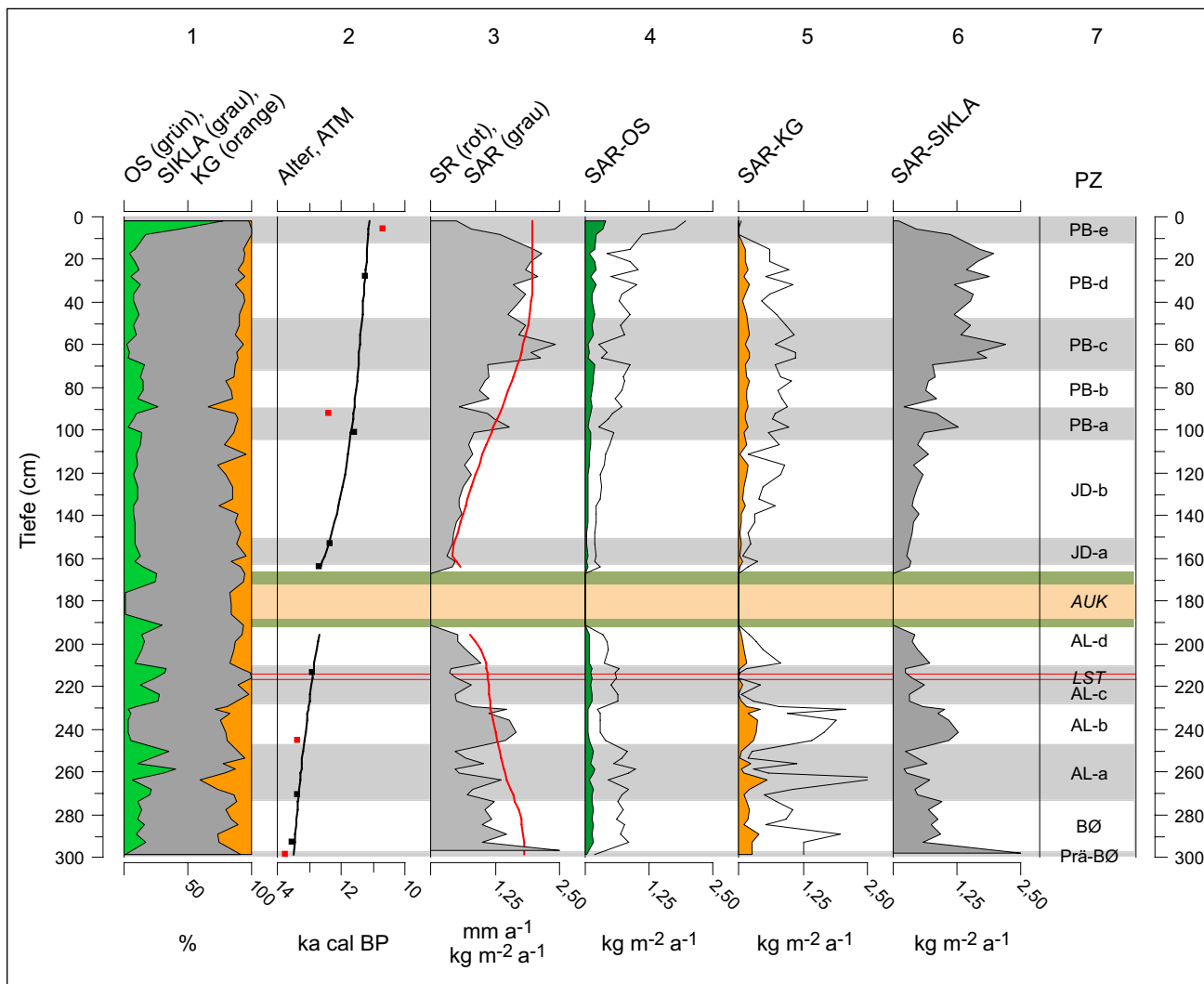


Abb. 11: Sedimentakkumulation im GP. Spalte (Sp.) 1: Hauptbestandteile; Sp. 2: Alter-Tiefe-Modell (ATM) mit Stützpunkten (vgl. Tab. 3, nicht verwendete Alter sind rot markiert); Sp. 3: Sedimentationsrate (SR, rote Linie) und Sedimentakkumulationsrate (SAR); Sp. 4–6: spezifische Sedimentakkumulationsraten (SAR-X) für die Hauptbestandteile OS, KG und SIKLA. Beachte die 5-fache Kurvenüberhöhung in SAR-OS und SAR-KG; Sp.7: Palynostratigraphie; Abszisse beginnt bei 0, wenn nicht anders vermerkt, AUK = allogener Umlagerungskomplex, LST = Laacher See-Tephra.

Fig. 11: Sediment accumulation in the GP. Column (Col.) 1: Main components; col. 2: age-depth model (ATM) and supporting age data (for data base cf. tab. 3, not considered ages in red); col. 3: sedimentation rate (SR, red line) and sediment accumulation rate (SAR); col. 4–6: specific sediment accumulation rates (SAR-X) for main components OS, KG, and SIKLA. Note the 5-fold exaggeration of SAR-OS and SAR-KG; col. 7: palynostratigraphy, abscissa starts at 0, unless noted otherwise, AUK = allogenic redeposition complex, LST = Laacher See Tephra.

kante der ausstreichenden Einheit (= Höhe Ausbiss 2015) gleichgesetzt worden. Bezogen auf den höchsten Punkt des untersuchten Seeprofiles von 2011 (NP11) ergibt sich die in Abb. 12 dargestellte Entwicklung des Seespiegels (SSP). Die Entwicklung der Wassertiefe (WT) unter Berücksichtigung der Sedimentakkumulation ist ebenfalls aus Abb. 12 zu entnehmen. Dabei zeichnen die SOF-Kurven die Position der Sedimentoberflächen (SOF) nach, wie sie sich nach dem ATM (SOF 2011) bzw. der Position der stratigraphischen Einheiten im Profil von 2015 (SOF 2015) ergeben. Die Kurve der WT ergibt sich aus der Differenz von Höhe Ausbiss 2015 – SOF 2015.

Wir interpretieren die Entwicklung so, dass vom BØ bis in das erste Drittel des AL ein schneller SSP-Anstieg erfolgte. Nach verlangsamt weiterem SSP-Anstieg wird die größte WT im Verlauf des AL-d erreicht. In der JD setzt sich der SSP-Anstieg abermals verlangsamt fort (eine Diskriminierung der Anstiegsraten innerhalb der JD ist bislang nicht möglich) und führt gegen Ende der JD zum

höchsten Wasserstand in der Entwicklung des GP. Der von USINGER (1981) von mehreren Seeprofilen Norddeutschlands beschriebene Hiatus am Übergang AL-JD und der ihn verursachende Wasserspiegelabfall können für den GP damit nicht bestätigt werden. Allerdings beginnt die WT infolge der zunehmenden Beckenfüllung in der JD bereits zu schrumpfen. Dieser Prozess verstärkt sich deutlich mit Beginn des PB. Noch in den obersten Zentimetern des Seeprofiles wird *Nymphaea* nachgewiesen, die auf eine Wassertiefe von mehreren Dezimetern hinweist. Die nachfolgende Verlandung ist offenbar sehr schnell verlaufen. Die Geschwindigkeit des Vorgangs erklärt sich durch ein schnell einsetzendes, massives Defizit in der klimatischen Wasserbilanz. Infolge des Mangels an datierbaren Makroresten wird die Rasanze der Verlandung im ATM trotz der hohen SAR vermutlich unterschätzt.

Die Kurve der SSP- bzw. WT-Entwicklung (Abb. 12) zeigt deutliche Übereinstimmung mit den Wasserstandsschwankungen im nahegelegenen Profil Niedersee (Koss-

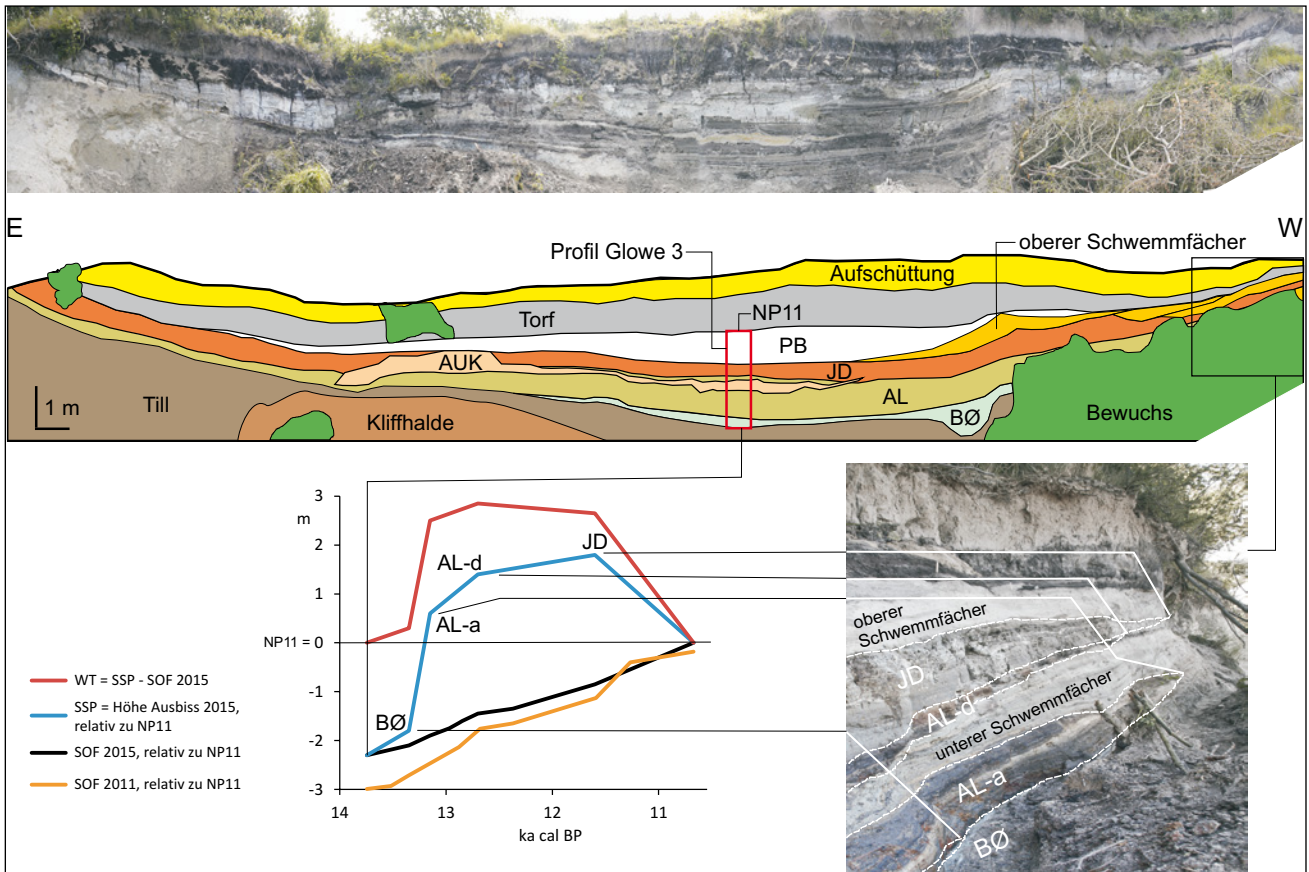


Abb. 12: Seespiegel- (SSP-) und Wassertiefen- (WT-) Entwicklung im GP nach Höhenlage der Schichtausbisse 2015. Die Panoramadarstellung (1,2-fach überhöht) zeigt den GP-Aufschluss im Juni 2015. Die rechte (westliche) Seite - wegen des Bewuchses der Kliffhalde frontal nicht einsehbar - ist im unteren Foto von Osten her gesehen dargestellt. Die ungefähre Lage des 2011 entnommenen Profils Glowe 3 wird durch den rot gezeichneten Rahmen im Zentrum des Aufschlusses angedeutet. Der Nullpunkt des Profils von 2011 (NP11) entspricht der Torfunterkante im Zentrum des GP.

Die Sedimentoberfläche SOF 2011 am Profil Glowe 3 ergibt sich aus der Einmessung der stratigraphischen Einheiten 2011 in Bezug auf NP11, die SOF 2015 aus der Einmessung 2015 an gleicher Stelle. Das Seeprofil 2015 ist wegen der Verlegung der Aufschlusswand durch den Küstenrückgang 0,7 m kürzer als das Seeprofil von 2011.

Die blaue Kurve SSP gibt die 2015 gemessene höchste Position des Auftretens einzelner stratigraphischer Einheiten wieder (bezogen auf NP11), die mit der Minimumhöhe des Wasserspiegels in dieser Zeit gleichgesetzt wird. Die rote Kurve WT ist gleich der Differenz SSP-SOF 2015 und gibt die Entwicklung der Wassertiefe wieder.

Fig. 12: Water table and water depth development within the GP reconstructed based on altitudinal positions of outcropping strata in 2015. The panoramic view (vertical exaggeration factor 1.2) shows the GP exposure in June 2015. From the distance the western end of the section is obscured by dense vegetation, but the sediments can be accessed at the cliff face (see right hand image photographed from an easterly direction). The approximate position of the sediment section sampled in 2011 is marked by the red frame in the centre of the outcrop. The base-line of the GP sediment section in 2011 (NP11) corresponds to the bottom edge of the cover peat in the centre of the GP outcrop.

(Till = till, Aufschüttung = landfill material, Bewuchs = vegetation, AUK = allogenic redeposition complex, Torf = peat, PB = Preboreal, JD = Younger Dryas, AL = Allerød, BØ = Bølling, oberer Schwemmfächer = upper alluvial fan).

The sediment surface SOF 2011 at the Glowe 3 section is based on a survey of the stratigraphic positions of the exposed strata in 2015 referenced to NP11, the SOF 2015 from the survey in 2015 at the same position. As a result of continuing coastal retreat the total thickness of exposed lake sediments has decreased from 3.0 m in 2011 to 2.3 m in 2015.

The blue curve ('SSP') connects the uppermost limits of individual stratigraphic units and provides information on the minimum lake level height during the period they represent. The benchmarks were surveyed in 2015, relative to NP11. The red curve ('WT') equals the difference SSP-SOF 2015 and shows the development of the water depth in the basin.

LER & STRAHL 2011). Dort ist das gesamte AL nach der See-phase im Meiendorf/BØ allerdings eine Phase mit „woody fen peat“, weil der – wie im GP – nur noch langsam steigende Wasserstand die Verlandung des kleinen Gewässers nicht verhindern konnte. Die JD weist wieder eine Gewässerphase mit merklichem Wasserspiegelanstieg in der jüngsten Phase auf. Das PB bildet eine, im Unterschied zum GP, deutlich länger anhaltende Seephase. Auf einen noch im PB einsetzenden Hiatus erfolgte eine Neuvertorfung im Atlantikum (vgl. Kap. 2).

Weiterhin berichtet KOSSLER (2010) auf der Grundlage von Makrorestanalysen über Wasserspiegelschwankungen

vom Paddenluch (bei Rüdersdorf, Brandenburg). Sie unterscheidet eine „Phase ausreichender Wasserführung“ im ersten Teil des AL, gefolgt von einer Phase niedriger Wasserstände sowie einer Phase „zunehmender Wasserzufuhr“ im jüngsten AL oberhalb der LST. Ein ähnliches Seespiegel-Schwankungsmuster beschreiben auch HOEK & BOHNCKE (2002) und BOS et al. (2006) für Seen aus den Niederlanden. Die bei KAISER et al. (2012) zusammenfassend dargestellten Seespiegelkurven norddeutscher Gewässer zeigen Unterschiede zum GP vor allem für den Zeitraum des AL, welches dort durch tiefere Wasserstände als im BØ gekennzeichnet ist. Das Maximum des Wasserstandes wird nach

KAISER et al. (2012) in der Mitte der JD erreicht, gefolgt von einem schnellen bis in das frühe PB reichenden Rückgang des Wasserspiegels.

5 Synthese

In der folgenden Zusammenschau aller Untersuchungsergebnisse soll ein konsistentes Bild der spätglazialen Landschaftsentwicklung an der Nordküste Rügens abgeleitet werden, wie es sich in den Sedimenten des GP widerspiegelt. In Abb. 13 wurden dazu die Verteilungen der dargestellten Parameter gegen das aus dem ATM abgeleitete kalibrierte Alter aufgetragen, wodurch der auf ein kurzes Ereignis zurückgehende AUK nur noch durch eine Linie angedeutet wird. Wenn nicht anders angegeben, beziehen sich alle nachfolgenden Spaltenverweise auf diese Abbildung.

Wie in den meisten Seen des mitteleuropäischen Tieflands beginnt die Entwicklung des GP im BØ/AL (BER 2006, KAISER et al. 2012, BŁASZKIEWICZ et al. 2015). Während sich in vielen norddeutschen Seen ein Basistorf nachweisen lässt, der eine Entstehung der Hohlformen infolge von tief-tauendem Toteis erst während des AL anzeigt (u. a. KAISER et al. 2012), ist die Hohlform des GP offenbar nicht durch begrabenes Eis versiegelt gewesen. Eine PBØ-zeitliche initiale Bodenbildung (Tab. 3, Nr. 11: 13660 +60/-55 cal BP) erfolgt zunächst störungsfrei direkt in dem Substrat eines hochweichselglazialen Tillis. Der hohe BP-Anteil, vor allem von PINUS, weist auf Ferntransport und Umlagerungen hin und überdeckt den vorherrschenden Offenlandcharakter. Schwammnadeln, Pediastron und erste Diatomeen werden als aus dem Hangenden infiltriert aufgefasst. Der zunehmend hydromorphe Standort ist damit als noch terrestrisch anzusehen.

Mit dem einsetzenden Zerfall des Permafrostes im BØ beginnt die Entwicklung des Sees infolge eines erhöhten Grundwasserzulaufs in die Depression des GP. Die nur 2009 in einem sehr begrenzten, rinnenartig eingetieften Bereich angetroffenen kryptoturbaten Lagerungsstörungen (Abb. 2) müssen im älteren Teil des BØ entstanden sein, da die Verwürgungen die Bodenbildung und BØ-zeitliche Seesedimente einschließen bzw. von ihnen umgeben sind und von jungböllingzeitlichen Seeablagerungen störungsfrei horizontal überlagert werden. Der Seespiegel kann in dieser Zeit nur unwesentlich über den Bereich der rinnenartigen Eintiefung hinausgereicht haben (Sp. 11). Noch im BØ muss sich der SSP-Anstieg beschleunigt haben, da sich die jungböllingzeitlichen Sedimente lateral über den weiteren Bereich der Hohlform ausbreiten. Das gesamte BØ ist durch kalkreiche Organosilikatmudden (Sp. 1) gekennzeichnet, deren erhöhte Sr-, Mn- und Fe-Gehalte die unveränderte hohe Beteiligung von gealtertem Grundwasser am SSP-Anstieg erkennen lassen (DARLING et al. 2013). Die artenarme, aber individuenreiche Kleinmolluskenfauna und Diatomeenflora belegen einen makrophytenreichen, kalkoligo- bis kalkmesotrophen See, in dem der Makrorestanalyse nach Characeen dominierten (Sp. 3–5). Auch Fischreste werden regelmäßig angetroffen. Die Malakofauna wird ausschließlich von Stillwasserarten charakterisiert, die überwiegend durch Kleinmuscheln (z.B. *Pisidium*) und die Süßwasserschnecke *Valvata* aff. *piscinalis* dominiert wer-

den. Mit *Pisidium obtusale* f. *lapponicum* wurde für das BØ (und das nachfolgende AL) auch die einzige kaltzeitliche Reaktionsform des Profils nachgewiesen. Die Vegetation des Seeumlandes besteht aus einem sehr lockeren Birkenwald mit hohem Anteil an Krautpflanzen. Der Kälterückfall der ÄD im Übergang zwischen BØ und AL-a deutet sich nur in einem ersten Maximum der KF (Sp. 3), einem Minimum der PINUS ganze-Werte und einem Minimum der die Karbonatakkumulation anzeigenden Hauptkomponente PC-2 an (Sp. 8), ist aber sonst durch keinen weiteren der untersuchten Parameter zu belegen. Vielmehr setzt sich die Akkumulation der kalkreichen Organosilikatmudden bis in die Mitte des AL-a fort, in dem die Phase des schnellen SSP-Anstiegs (Sp. 11) und die SZ-1 enden.

Das palynologisch in vier PSZ zu unterteilende AL (vgl. KOSSLER & STRAHL 2011) ist durch stärkere Variationen in den Ablagerungsbedingungen charakterisiert, wobei überwiegend organisch bzw. karbonatisch geprägte Sedimentlagen abwechseln. AL-a, AL-c und das jüngere AL-d sind durch höhere OS-Konzentrationen gekennzeichnet, die darauf hinweisen, dass sich der GP spätestens ab dieser Zeit in einem mesotrophen Zustand befand. Das AL-b fällt v. a. durch höhere SIKLA-Werte (Sp. 1) und Sandgehalte auf. Signifikant ist die Abnahme des KG zugunsten von OS ab Mitte des AL-a sowie eine überproportionale Abnahme des mit KG korrelierten Sr-Gehalts (Abb. 8, 10a, 10b). Diese Änderungen führen zur Abtrennung der das restliche AL umfassenden SZ-2. Im AL variieren die HB (Sp. 1) sowie die TRD nahezu konform mit den Grenzen der PSZ (Sp. 12), woran eine entsprechende Variation der SAR (Sp. 10) gekoppelt ist. Eine ebensolche Variation ist bei der Verteilung der Diatomeengruppen zu erkennen, wobei die KF eine mit OS gleichlaufende Variation zeigen. Die Großdiatomeen, vor allem die Epiphyten, weisen dagegen eine Korrelation mit erhöhtem Karbonatgehalt auf (Sp.1 u. 3). Planktische Diatomeen treten verstärkt im AL-c und unteren AL-d auf. Die Malakofauna des AL ist mit 7 Gastropoden-Arten und 9 Arten von Bivalven artenreicher als alle anderen stratigraphischen Einheiten. Palynologisch ist v. a. das AL-b durch den Rückgang der BP und eine niedrige Pollendichte auffällig. Makroreste von Wasserpflanzen (ohne *Chara*) treten verstärkt in AL-a und AL-c auf (Sp. 5). Als Ursache dieser komplexen Wechselwirkung werden nachfolgend erläuterte Änderungen des Wasserhaushaltes vermutet.

Im AL-a nehmen die Bewaldung und damit zunächst die Landschaftsverdunstung zu, wodurch der Grundwasserspiegel fällt und der unterirdische Zufluss zum GP geringer wird. Parallel zum sinkenden Grundwasserspiegel wächst der Anteil der Kiefer, die die zunehmende Trockenheit besser verträgt als die Birke. Im AL-b nimmt wegen zurückgehender Temperaturen der Einfluss der Verdunstung zunächst ab. Inwieweit das auch durch geringeren Niederschlag kompensiert wird, lässt sich nicht belegen. Höhere SIKLA- und Sandanteile sowie die Zunahme umgelagerter Pollen wärmeliebender Arten, niedrige PINUS ganze-Werte und eine sehr niedrige Pollendichte verweisen auf Erosionsprozesse im Umland. Eventuell wurde auch der untere Schwemmfächer am W-Ufer des Aufschlusses (Abb. 12, Foto rechts unten) in dieser Zeit gebildet. Die Zunahme der Uferpflanzen im Pollendiagramm (Abb. 5) deutet einen fallenden Wasserstand an. In der Diatomeenflora hingegen

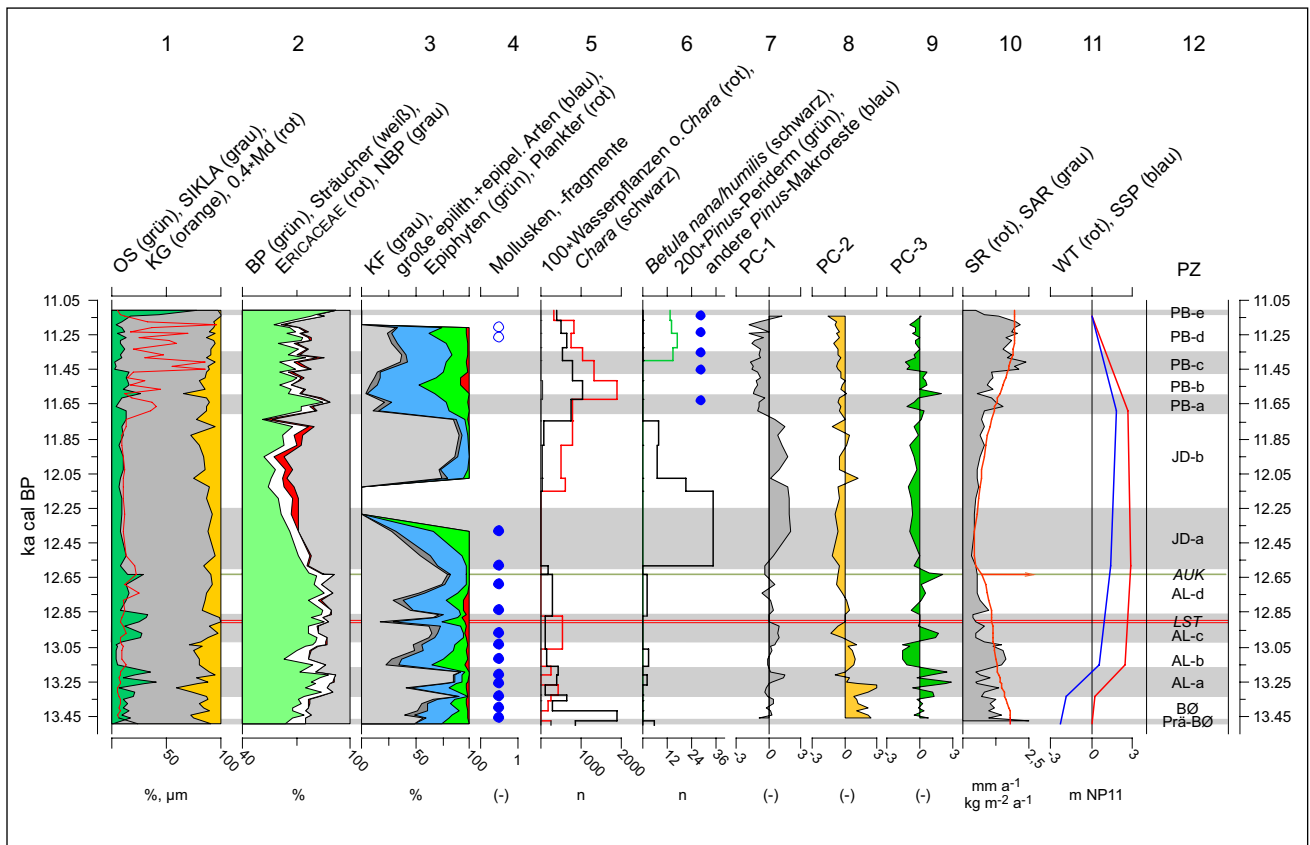


Abb. 13: Zusammenfassende Darstellung der Untersuchungsergebnisse, bezogen auf kalibriertes Alter der Ablagerungen. Sp. 1: HB der Sedimente in %, Md in μm (Faktor 0,4, rote Linie). Die liegende Bodenbildung, die Laacher See-Tephra (LST), der allogene Umlagerungskomplex (AUK) sowie der Übergang in den hangenden Torf sind nur hier untersucht worden, in allen folgenden Parametern bleiben sie als nichtlakustrine Ablagerungen unberücksichtigt; Sp. 2: prozentuale Anteile der Pollen der Bäume (BP), der Sträucher (Str), der ERICACEAE (Eric) sowie der Kräuter (NBP) an der Summe der Pollen dieser Gruppen; Sp. 3: prozentuale Anteile der Frusteln von Klein-Fragilarien (KF) sowie von epilithisch+epipelisch, epiphytisch sowie planktisch lebenden Diatomeen an der Summe der Frusteln dieser Gruppen; Sp. 4: Auftreten von Molluskenschalen (gefüllte Kreise) und von Molluskenschalenfragmenten (offene Kreise); Sp. 5: Anzahl der Makroreste von Wasserpflanzen ohne Chara-Reste ($100 \times \text{WPfl}$, 100-fache Überhöhung, rote Linie) sowie von Chara-Oosporen (schwarze Linie); Sp. 6: Anzahl der Makroreste von *Betula nana/humilis* (schwarze Linie), von *Pinus-Periderm* (200-fach überhöht, grüne Linie) sowie Nachweis anderer *Pinus*-Makroreste (blaue Kreise); Sp. 7–9: sample scores von drei Hauptkomponenten nach PCA mit Varimaxrotation, PC-1 beschreibt im Wesentlichen die Verteilung der Alumosilikate, PC-2 die von Karbonat (+) vs. SiO_2 (-), PC-3 die von organischer (+) vs. siliziklastischer (-) Substanz; Sp. 10: Sedimentationsrate SR in mm a^{-1} (rote Linie) und Sedimentakkumulationsrate (SAR in $\text{kg m}^{-2} \text{a}^{-1}$); Sp. 11: Entwicklung der Wassertiefe WT (rote Linie) und der Seespiegelhöhe SSP (blaue Linie), relativ zum Profilmullpunkt NP11; Sp. 12: Palynostratigraphie. Abszisse beginnt bei 0, wenn nicht anders vermerkt, AUK=allogener Umlagerungskomplex, LST = Laacher See-Tephra.

Fig. 13: Overview diagram showing a summary of all study results related to the calibrated age of the accumulations. Col. 1: Main components of the sediments in %, median Md in μm (factor 0.4, red line). Data for the soil below the lake sediments, the Laacher See Tephra (LST), the allogenic redeposition complex (AUK) and the upward transition into the higher peat are only shown here, in all other investigations they were not included as they are non-lacustrine sediments; col. 2: Percentage of arboreal (BP), shrub (Str), ERICACEAE (Eric) and nonarboreal (NBP) pollen related to BP+Str+Eric+NBP; col. 3: Occurrence of complete mollusk shells (filled circles) and mollusk shell fragments (open circles); col. 4: Percentage of valves of small Fragilaria species (KF - grey), of epilithic+epipellic (white), epiphytic (green) and planktonic (red) living diatoms related to KF+eL+eP+ePh+Pl; col. 5: number of macro remains of aquatic plants without Chara remains (exaggeration factor 100, red line) and of Chara oospores (Chara, black line); col. 6: number of macro remains of *Betula nana/humilis* (black line), of *Pinus periderm* (exaggeration factor 200, green line), and proof of other *Pinus* macro remains; col. 7–9: sample scores of three principal components acc. to PCA and varimax rotation, PC-1 describes mainly the distribution of alumosilikates, PC-2 the distribution of carbonate (+) vs. SiO_2 (-), PC-3 the distribution of organic (+) vs. siliciclastic (-) material; col. 10: sedimentation rate in mm a^{-1} and sediment accumulation rate in $\text{kg m}^{-2} \text{a}^{-1}$; col. 11: development of water depth (WT, red line) and lake level position (SSP, blue line) relative to the base line NP11; col. 12: palynostratigraphy. Abscissa starts at 0, unless noted otherwise, AUK = allogenic redeposition complex, LST = Laacher See Tephra.

nehmen – zumindest in der ersten Hälfte von AL-b – die Großarten erneut zu, was eher für einen leichten SSP-Anstieg und eventuell auch erhöhte Nährstoffzufuhr spricht. Durch die Lage der Schichtausbisse lässt sich dieser Widerspruch nicht klären, da sie eine Rekonstruktion der SSP-Entwicklung innerhalb des AL bisher nicht zulassen. Im AL-c herrschen immer noch kühle, jedoch wieder feuchtere Bedingungen, weshalb die Birke erneut stark über die Kiefer dominiert. Die das AL-b und AL-c umfassende kühle Phase entspricht höchstwahrscheinlich der Gerzensee-

Schwankung, die im GP aufgrund unterschiedlicher hygri-scher Verhältnisse weiter untergliedert werden kann (vgl. Kap. 4.1). Im Ergebnis des überwiegend positiven Landschaftswasserhaushalts steigt der SSP weiter an. Die größte WT wird vermutlich im ausgehenden AL-c bis mittleren AL-d erreicht, wo verstärkt planktisch lebende Diatomeen (Sp. 4) und zahlreiche *Chara*-Oosporen (Sp. 5) auftreten. Der Höhe der Schichtausbisse nach zu urteilen wird dagegen die größte WT erst am Ende des AL erreicht. Palynologisch ist das AL-d durch einen markanten Anstieg der Kie-

fer charakterisiert mit erneut trockeneren Bedingungen. Die Birke bleibt aber dominierende Baumart.

Zusammenfassend und im regionalen Vergleich wird erkennbar, dass Schwankungen des Birken- und Kiefernanteils im Weichselspätglazial Nordostdeutschlands in erster Linie klimatische Ursachen haben, die dominierende Baumart jedoch edaphisch bestimmt wird (THEUERKAUF & JOOSTEN 2009, 2012). Im Bereich der geschiebemergelreichen Grundmoränenplatten dominiert im BØ und AL die Baumbirke, so im GP und in den Profilen Frankenthal (LANGE et al. 1986), Reinberg (DE KLERK et al. 2001) und Endingen (DE KLERK et al. 2002). Im Unterschied dazu herrscht in großflächigen Sandgebieten, z. B. im Bereich des Haffstausees (BRAMER 1975, DE KLERK 2004, LAMPE et al. 2011, VAN ASCH et al. 2012) sowie seiner Abflüsse im Raum Friedland und Demmin (JANKE 1978), zeitweise die Kiefer mit über 75 % Pollenanteil vor.

Der kleinskalige Sedimentwechsel zwischen mehr organisch geprägten Mudden, die mit KF, und stärker karbonatischen Mudden, die mit dem verstärkten Auftreten von Mollusken und „Großdiatomeen“ korrelieren, ist nicht mit der eben beschriebenen Klimavariation zu erklären. Hier könnten eher alternierende ökologische Stabilitätszustände eine Rolle spielen. Dabei wechseln Perioden, in denen der Stoffhaushalt eines Sees von planktischen Lebensgemeinschaften dominiert wird, ab mit solchen, in denen die Stoffproduktion von karbonatfällendem, von zahlreichen Mollusken besiedeltem Makrophytobenthos beherrscht wird. Derartige Aspektwechsel sind von rezenten Flachseen gut belegt (alternative stable state-Modell, BEISNER et al. 2003, SCHEFFER & VAN NES 2007). Inwieweit ein solcher Erklärungsansatz auch auf das Spätglazial übertragbar ist, müssen zukünftige Forschungen zeigen. Eine kurzfristige Vegetationsänderung, die durch die Akkumulation der LST verursacht wurde, kann, wie schon durch THEUERKAUF (2002, 2003) beschrieben, nicht nachgewiesen werden.

In der JD-a kommt es zur Ausbildung deutlicher Minima der SR und der SAR (Sp. 10), die Malakofauna verarmt und verschwindet am Ende der PSZ (Sp. 4), die Unterwasservegetation (Sp. 5), KF (Sp. 3) und BP (Sp. 2) gehen stark bis sehr stark zurück, *Betula nana/humilis* erreicht das absolute Maximum (Sp. 6). Änderungen innerhalb der JD-a zeichnen sich auch bei PC-1 (Auftreten von Alumosilikaten, Sp. 7) und PC-3 (organische Substanz, Sp. 9) ab und es erfolgt der Wechsel von SZ-2 zu SZ-3. Die JD-a hat damit den Charakter einer Übergangszone, die mit der Rückkehr des Permafrostes einen Umschwung im Stoffhaushalt des GP einleitet. Allo gene Substanzen, vorwiegend als solifluidale Fließerden aus dem Umland des GP stammend (Sp. 7), dominieren in der JD-b die vermutlich stark diskontinuierliche Akkumulation (vgl. die nahezu diatomeenfreien DZ-9 in Sp. 3), begleitet von häufigen Gewässertrübungen, an denen auch fluviale oder äolische Komponenten beteiligt sein könnten (vgl. NEUGEBAUER et al. 2012).

Aufgrund des hohen NBP- und Zwergstrauch-Anteils wird die JD-b pollenanalytisch als strauchreiche Krauttundra bis Waldtundra aufgefasst. Nur in dieser Zone treten auch *Betula humilis/B. nana*-Nüsse gehäuft auf. Makrorestanalytisch sind *Pinus* nicht und Baumbirke selten nachgewiesen, der Großteil der *Pinus*-Pollen wird deshalb als durch äolischen Ferntransport verursacht angesehen. Der

geringere Anteil dieser Taxa hängt vermutlich mit dem nur wenige Kilometer vom GP entfernt existierenden Baltischen Eissee (BJÖRCK 1995, LAMPE 2005) zusammen, dessen Wasserfläche das Umland klimatisch geprägt haben muss (VAN ASCH et al. 2012). Zur Zeit der JD befand sich NE-Rügen offenbar in einem vegetationsgeographischen Übergangsgebiet zwischen Gebieten mit – zumindest auf ausgedehnten Sandflächen – schon mehr oder weniger geschlossenen Kiefernbeständen südwärts des 53. Breitengrades (THEUERKAUF & JOOSTEN 2009) und Tundravegetation im Bereich der jütländischen Geest (MORTENSEN & HOEK 2011, MORTENSEN et al. 2014). Die dänischen Autoren beschreiben die Unterschiede zwischen der Spätglazialvegetation der dänischen Geest und den östlicheren Bereichen mit Geschiebemergeldecke als bemerkenswert deutlich und gehen davon aus, dass Dänemark bis zum PB frei von Kiefern und die Geest auch frei von Baumbirken war.

Diatomeenflora und Makroreste belegen eine dauerhafte Wasserfläche, die zunehmende SR (Sp. 10) sowie die Höhe des Schichtausbisses der JD indizieren einen steigenden SSP (Sp.11), wie er allgemein in der als milder und feuchter identifizierten Spätphase der JD beobachtet wird (MAGNY 2001, BOS et al. 2007, WEBER et al. 2011). Trotz des SSP-Anstiegs beginnt sich die WT langsam zu verringern (Sp. 11). Die Änderung der Wasserzufuhr zum GP wird auch durch eine Änderung im Verhältnis der redoxsensiblen Elemente Fe und Mn angezeigt. In SZ-1 werden Fe und vor allem Mn (Abb. 9c) mit dem überwiegend anaeroben Grundwasser eingetragen. Im jüngeren AL-a bis AL-d (SZ-2) verliert dieser Eintrag an Bedeutung. In der JD (SZ-3) verringert sich der Grundwasserzstrom stark infolge des einsetzenden Permafrostes, wodurch nun weniger Mn in den GP gelangt. Die Zufuhr von Fe (Abb. 8 und 10d), aber auch von nicht redoxsensiblen Elementen wie Cr und Rb (Abb. 8) erhöht sich dagegen, erfolgt aber vorrangig subaerisch-solifluidal und partikulär gebunden an feinkörnige Alumosilikate (Sp. 7). Mit dem Schwinden des Permafrostes geht mit Beginn des PB dieser Eintragungspfad verloren. Fallender Grundwasserspiegel und damit einhergehende oxidierende, Fe- und Mn-fixierende Verhältnisse in den Böden des Einzugsgebietes führen zu den niedrigsten Fe- und Mn-Gehalten im Profil.

Der Übergang zwischen JD und PB stellt die markanteste Grenze innerhalb des Profils dar (Grenze zwischen SZ-3 und SZ-4). Die Sedimente des PB sind deutlich sandiger (Sp. 1), der Einfluss der Alumosilikate geht zugunsten von Quarz merklich zurück (Sp. 7), ebenso der von OS und KG zugunsten von SIKLA (Sp. 1, 8 und 9). Am Westrand des Profils sind mehrere PB-zeitliche, ineinander verschachtelte Sandschüttungen erkennbar (Abb. 12, oberer Schwemmfächer). Die rasche Ausbreitung des Waldes, insbesondere der Birken, und das Verschwinden der Zwergsträucher (Sp. 2) belegen einen sehr schnellen Anstieg der Temperaturen im PB-a, der Wasserstand des GP beginnt zu sinken (Sp. 11). Besonders kontrastreich ist in dieser Subzone der Wechsel im Diatomeenbild (Sp. 4) hin zu einem makrophytenreichen Klarwassersee, in dem im Artenspektrum zusätzlich boreal-montane Spezies und ein Artenwechsel bei den Planktonen auftreten. Die Characeenbedeckung steigt rapide an und bleibt das ganze PB über auf hohem Niveau (Sp. 5). Das auf das *BETULA*-dominierte PB-a folgende PB-b mit leichter *PINUS*-Dominanz wird als Phase verstärkter

Wiedereinwanderung der Kiefer aufgefasst. Erst im PB ist die Kiefer auch mit Makroresten belegt (Sp. 6).

Die Vegetationsentwicklung im Umland des GP zeigt damit Parallelen zu jener in den PSZ AL-a und AL-b. Mit dem Übergang zur PINUS-Dominanz im PB-b mit NBP-Zunahme und dem Wiederauftreten von Zwergsträuchern (Sp. 2) wird das Klima kontinentaler und die Verdunstung nimmt zu. Bei weiter fallendem Wasserstand wird im PB-b die höchste Dichte der Unterwasservegetation (Sp. 5) beobachtet, die mit einem Maximum planktischer Diatomeen (Sp. 3) und einer Massenentwicklung von *Nymphaea alba* koinzidiert. Diese Art gilt als Indikator für Wassertiefen von maximal 2 m (HANNON & GAILLARD 1997). Diese PSZ entspricht weitgehend dem Artenspektrum der Rammelbeek-Oszillation niederländischer Standorte (s. u. a. BOHNCKE & HOEK 2007 sowie Bos et al. 2007).

Die nachfolgende PSZ PB-c mit kurzzeitiger Birkendominanz, dem präborealen EMPETRUM-Maximum und sehr niedriger Pollendichte spricht für eine weiter zunehmende Offenheit der Wälder bei hoher Kontinentalität. Im Diatomeenbild entspricht ihr ein leichter Anstieg der KF (Sp. 4), im ATM ein prominenter SAR-Peak (Sp. 10). BEHRE (1966) und LATAŁOWA (1982) zufolge wird – im Unterschied zu genannten niederländischen Autoren – die präboreale Kälteschwankung durch Kiefern-Rückgang und hohe EMPETRUM-Werte gekennzeichnet. Aus unserer Sicht dürften deshalb die beiden PSZ PB-b und PB-c der Rammelbeek-Oszillation zuzuordnen sein.

Nach der Rammelbeek-Oszillation gewinnt die Kiefer die Dominanz zurück, die Zwergsträucher gehen anteilmäßig zurück, treten jedoch bis zum Ende des PB-d auf. Es besteht weiter ein trocken-kontinentales Klima. Im PB-d erfolgt bei weiterer Abnahme der WT die finale Auffüllung des Akkumulationsraumes. Bis zum Ende der Subzone bleibt aber das Artenspektrum der Diatomeen, submersen Makrophyten und Characeen erhalten. Die Verlandung des GP ist am Ende dieser Phase sehr schnell erfolgt. Die nur mit wenigen Proben belegte Subzone PB-e zeigt bereits semiterrestrische Verhältnisse an. Vermoorung mit Birken dominanz und Resten der ehemaligen Seeflora und -fauna in verbliebenen Blänken kennzeichnen diesen Abschnitt. Es folgt ein für viele Profile des südlichen Küstenraumes der Ostsee typischer Hiatus, der am GP besonders früh einsetzt, mindestens 2500 Jahre umfasst und durch eine längere Trockenperiode mit fallenden Grundwasserspiegeln verursacht ist.

6 Schlussfolgerungen

Das untersuchte Profil des GP liefert umfassende Einsichten in die Umweltverhältnisse des Spätglazials und Frühholozäns des nördlichen Mitteleuropas. Die Interpretation der Ergebnisse bestätigt insgesamt die bekannten Zusammenhänge zwischen Klima-, Landschafts- und Vegetationsentwicklung. Im Detail zeigen sich aber bemerkenswerte Besonderheiten, wie sie im Abschnitt Synthese beschrieben sind. Für weiterführende Arbeiten ergeben sich daraus nachstehende Schlussfolgerungen:

Der GP stellt ein exzellentes Archiv spätglazial-frühholozäner Sedimente dar, das in äußerster Nähe zum Baltischen Eissees und zum skandinavischen Inlandeis den nörd-

lichsten Vorposten und damit das Endglied im N-S-Gradienten der jungquartären Landschaftsentwicklung Mitteleuropas darstellt.

In dem stratigraphisch ungestörten Abschnitt des BØ/AL-Komplexes konnte die ÄD bisher nicht nachgewiesen werden. Zu klären bleibt, ob in dieser durch die Nähe des Baltischen Eissees ohnehin kühleren Region die Zeit wie auch die Temperaturschwankung ausgereicht haben, um eine merkliche Änderung der Vegetation und der Malakofauna zu generieren.

Die postulierte Viergliederung des Allerød ist weiter zu untersuchen, da das AL-d durch den AUK massiv gestört ist. Ein weiteres Problem bildet die palynologisch deutliche Zweiteilung der Gerzensee-Oszillation in AL-b und AL-c im Vergleich mit anderen mitteleuropäischen Profilen. Ein ähnlicher Sachverhalt ist bei der Rammelbeek-Schwankung im PB zu beobachten. Auch hier lässt sich im GP eine Zweiteilung nachweisen, die zwischen den niederländischen und den polnischen Profilen vermittelt. Hier sollten regionale Studien zeigen, ob es sich dabei um ein lokales oder regionales und damit klimatisch und/oder biogeographisch verursachtes Phänomen handelt.

Die Vegetationsentwicklung passt zu dem von THEUERKAUF & JOOSTEN (2012) beschriebenen N-S-Gradienten. Während BØ, AL-a, JD und PB-a einen hohen Ferntransport-Anteil der Kiefer aufweisen, stellen AL-b und PB-b Phasen verstärkter Einwanderung dar, in abgeschwächtem Maße eventuell auch AL-d. Da die Kiefer durch Makroreste erst im PB nachgewiesen ist, bleibt für alle spätglazialen Phasen zu klären, wie hoch ihr standörtlicher Anteil tatsächlich war.

Auffällig ist die im Vergleich zu anderen Profilen geringe Akkumulationsrate in der JD, die durch vorwiegend solifluidale Einträge gekennzeichnet ist. Auch entsteht die Frage, ob es sich um ein durch niedrige Reliefunterschiede verursachtes lokales Phänomen handelt oder ob nicht in Folge der unmittelbaren Nähe zum Baltischen Eissees eine kürzere Auftauphase des Permafrostbodens die Ursache war. Ungewöhnlich ist der hohe klastische Eintrag im frühen PB, der trotz der erwarteten Reliefstabilisierung durch die Vegetation auf intensivierete hangfluviale Prozesse verweist.

Die Seespiegelschwankungen des GP können aufgrund der Aufschlussituation präziser rekonstruiert werden, als das mit Hilfe von Bohrtransekten an anderen Seen der Fall ist. Dabei ist für den Zeitraum BØ bis JD-a tendenzielle Übereinstimmung mit den von anderen Seen beschriebenen Fluktuationen erkennbar. Der Seespiegelhöchststand wird im GP in der JD-b erreicht, wo die bei KAISER et al. (2012) gezeigten Seespiegelkurven bereits wieder fallen. Die weitere Entwicklung im PB hin zu niedrigeren Wasserständen stimmt mit den regionalen Befunden wieder überein.

Einige der untersuchten Parameter lassen Rückschlüsse auf bisher wenig berücksichtigte Zusammenhänge zu, die in ihrer Aussagekraft schwer einzuschätzen sind:

Bei der Interpretation der chemischen Zusammensetzung der Sedimente sind see-externe Vorgänge stärker zu berücksichtigen. Z. B. sind bei der Deutung der Fe/Mn- und Sr/Ca-Verhältnisse nicht allein die Bedingungen im See, sondern auch verschiedene Mobilisierungspfade im Einzugsgebiet einzubeziehen. Für eine bessere Interpretation

der Mn-, Mg- und Sr-Verteilungen sind Untersuchungen zur Mineralogie und Provenienz der Karbonate erforderlich.

Auffällig ist die Koinzidenz bzw. Nichtkoinzidenz von palyno- und chemostratigraphischen Grenzen, die auf unterschiedliches bzw. unterschiedlich verzögertes Reagieren von Umland und See hinweisen.

Klärungsbedarf besteht auch zu den Ursachen der gegenläufigen SAR von OS und KG im Allerød, die mit korrespondierenden Wechseln in der Diatomeenflora einhergehen und einen ‚alternative stable state‘-Mechanismus repräsentieren könnten.

Danksagung

Diese Studie ist ein Beitrag zum Virtuellen Institut für integrierte Klima- und Landschaftsentwicklungsanalyse ICLEA der Helmholtz-Gemeinschaft (Fördernummer VH-VI-415). Die Autoren danken dem Landkreis Vorpommern-Rügen für die Genehmigung der Arbeiten am Kliff und den Mitarbeitern und Studenten der AG Physische Geographie der Universität Greifswald für tatkräftige Unterstützung bei der Gewinnung und Bearbeitung der Proben. Die Autoren danken S. Lauterbach und einem weiteren anonymen Gutachter für zahlreiche wertvolle Hinweise.

Beiträge der Autoren

RL und WJ regten die Untersuchungen an. Analyse, Interpretation und Diskussion der Pollen und Diatomeen erfolgten durch WJ, der Makroreste durch MS, der Malakofauna durch SM, der sedimentologisch-geochemischen Parameter und der Wasserstandsentwicklung durch RL. RL und ML führten die statistischen Berechnungen aus, ML berechnete das ATM und die SR. RL und WJ schrieben Einführung und Synthese und überarbeiteten zusammen mit den Koautoren das Review. Die Abbildungen wurden durch RL in Zusammenarbeit mit den Koautoren erstellt, Abb. 1 verdanken wir J. Hartleib.

Literatur

BEHRE, K.E. (1966): Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 17: 69–84.

BEIJERINCK, W. (1947): Zadenatlas der Nederlandsche flora. – 316 S.; Wageningen (Backhuys & Meesters).

BEISNER, B.E., HAYDON, D.T. & CUDDINGTON, K. (2003): Alternative stable states in ecology. – *Frontiers in Ecology and the Environment*, 1(7): 376–382.

BER, A. (2006): Pleistocene interglacials and glaciations of northeastern Poland compared to neighbouring areas. – *Quaternary International*, 149: 12–23.

BEUG, H.-J. (2004): Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. – 542 S.; München (Friedrich Pfeil).

BIRKS, H.H. & BIRKS, H.J.B. (2000): Future uses of pollen analysis must include plant microfossils. – *Journal of Biogeography*, 27: 31–35.

BJÖRCK, S. (1995): A review of the history of the Baltic Sea 13.0–8.0 ka BP. – *Quaternary International*, 27: 19–40.

BLĄSZKIEWICZ, M., PIOTROWSKI, J.A., BRAUER, A., GIERSZEWSKI, P., KORDOWSKI, J., KRAMKOWSKI, M., LAMPARSKI, P., LORENZ, S., NORYSKIEWICZ, A.M., OTT, F., SŁOWIŃSKI, 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.

BÖRNER, N., DE BAERE, B., QICHAO YANG, JOCHUM, K.P., FRENZEL, P., ANDREAE, M.O., SCHWALB, A. (2013): Ostracod shell chemistry as proxy

for paleoenvironmental change. – *Quaternary International*, 313/314: 17–37.

BOHNCKE, S.J.P. & HOEK, W.Z. (2007): Multiple oscillations during the Preboreal as recorded in a calcareous gyttja, Kingbeekdal, The Netherlands. – *Quaternary Science Reviews*, 26: 1965–1974.

BOS, J.A.A., BOHNCKE, S.J.P. & JANSSEN, C.R. (2006): Lake-level fluctuations and small-scale patterns during the late glacial in the Netherlands. – *Journal of Paleolimnology*, 35: 211–238.

BOS, J.A.A., VAN GEEL, B., VAN DER PLICHT, J. & BOHNCKE, S.J.P. (2007): Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high resolution multi proxy records. – *Quaternary Science Reviews*, 26: 1927–1950.

BRAMER, H. (1975): Über ein Vorkommen von Allerød-Torf in Sedimenten der Ueckerländer Heide. – *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Math.-nat. Reihe*, 24: 11–15.

BRANDE, A. (1980): Pollenanalytische Untersuchungen im Spätglazial und Postglazial Berlins. – *Verhandlungen des Botanischen Vereins der Provinz Brandenburg*, 115: 21–72.

BRANDE, A. (1988): Zum Stand der palynologischen Forschung im Berliner Quartär. – *Documenta naturae*, 44: 1–7.

BRANDE, A. (1995): Younger Dryas vegetation gradient in northeast Germany. – *Terra Nostra, Schriften der GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung [Abstracts zum 14. INQUA-Kongress 1995 in Berlin]*, 2 (95): 35.

BRAUER, A., ENDRES, C. & NEGENDANK, J.F.W. (1999): Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. – *Quaternary International*, 61: 17–25.

BRONK RAMSEY, C. (2008): Deposition models for chronological records. – *Quaternary Science Reviews*, 27(1–2): 42–60.

BRONK RAMSEY, C. (2009): Bayesian analysis of radiocarbon dates. – *Radiocarbon*, 51(1): 337–360.

BRONK RAMSEY, C. & LEE, S. (2013): Recent and Planned Developments of the Program OxCal. – *Radiocarbon*, 55(2–3): 720–730.

BUZKÓ, K., MAGYARI, E.K., SORÓCZKI-PINTÉR, É., HUBAY, K., BRAUN, M. & BÁLINT, M. (2009): Diatom-based evidence for abrupt climate changes during the Late Glacial in the Southern Carpathian Mountains. – *Central European Geology*, 52: 249–268.

DARLING, W.A., DARBYSHIRE, D.P.F., HEATON, T.H.E. (2013): Investigating recharge through a glacial till using sulphur and strontium isotopes: an example from East Anglia, UK. – *Procedia Earth and Planetary Science*, 7: 191–194.

DAVISON, W. (1993): Iron and manganese in lakes. – *Earth Science Reviews*, 34: 119–163.

DE KLERK, P. (2002): Changing vegetation patterns in the Ender Bruch area (Vorpommern, NE-Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 119: 275–309.

DE KLERK, P. (2004): Vegetation history and landscape development of the Friedländer Große Wiese region (Vorpommern, NE Germany) inferred from four pollen diagrams by Franz Fukarek. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 54: 71–94.

DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (2001): The Reinberg researches: Palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 23: 43–131.

DE KLERK, P. & JOOSTEN, H. (2007): The difference between pollen types and plant taxa: a plea for clarity and scientific freedom. – *E&G Quaternary Science Journal*, 56: 162–171.

DE KLERK, P. & STOLZE, S. (2002): Unterschiede in Vegetation und Sedimentation zwischen N-Vorpommern und S-Mecklenburg: Ein spätglazialer Klimagradient? – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 26: 161–165.

DEARING, J.A. (1997): Sedimentary indicators of lake-level changes in the humid temperate zone: a critical review. – *Journal of Paleolimnology*, 18: 1–14.

DIGERFELDT, G. (1986): Studies on past lake-level fluctuations. – In: BERGLUND, B.E. (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*: 127–144; New York (Wiley).

EGGERS, T. & EISELER, B. (2007): Bestimmungsschlüssel der Süßwasser-Spongillidae (Porifera) Mittel- und Nordeuropas. – *Lauterbornia*, 60: 52 S.

ELLENBERG, H., WEBER, H.E., DÜLL, R., WIRTH, V., WERNER, W. & PAULISSEN, D. (1992): Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa. – *Scripta Geobotanica*, 18: 1–258.

ENDTMANN, E. (2004): Die spätglaziale und holozäne Vegetations- und

- Siedlungsgeschichte des östlichen Mecklenburg-Vorpommern. Eine paläoökologische Studie. – 181 S.; Diss. Univ. Greifswald.
- FIRBAS, F. (1949 u. 1952): Waldgeschichte Mitteleuropas. – 2 Bände; Jena (Gustav Fischer).
- FRAHM, J.-P. & FREY, W. (1992): Moosflora. – 528 S.; Stuttgart (UTB).
- GEDDA, B. (2001): Environmental and climatic aspects of the early to mid-Holocene calcareous tufa and land mollusk fauna in southern Sweden. – LUNDQUA Thesis, 45: 1–50; Lund.
- GRIMM, E.C. (1987): CONISS: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. – *Computer & Geosciences*, 13: 13–35.
- GOSLAR, T., BALAGA, K., ARNOLD, M., TISNERAT, N., STARNAWSKA, E., KUŹNIARSKI, M., CHRÓST, L., WALANUS, A. & WIĘCKOWSKI, K. (1999): Climate-related variations in the composition of the Lateglacial and Early Holocene sediments of Lake Perespilno (eastern Poland). – *Quaternary Science Reviews*, 18: 899–911.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1972): Über pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe: I. Gewebereste krautiger Pflanzen und ihre Merkmale. – *Telma*, 2: 19–55.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G. & STREITZ, B. (1992): Pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe: III. Früchte, Samen und einige Gewebe (Fotos von fossilen Pflanzenresten). – *Telma*, 22: 53–102.
- HAAS, J.N. (1994): First identification key for charophyte oospores from central Europe. – *European Journal of Phycology*, 29 (4): 227–234.
- HÅKANSON, L. & JANSSON, M. (1983): Principles of Lake Sedimentology. – 316 S.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- HANNON, G.E. & GAILLARD, M.-J. (1997): The plant-macrofossil record of past lake-level changes. – *Journal of Paleolimnology*, 18: 15–28.
- HELBIG, H. (1999): Die periglaziäre Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 143: 373–386.
- HOEK, W.Z. & BOHNCKE, S.J.P. (2002): Climatic and environmental events over the Last Termination recorded in The Netherlands: a review. – *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, 81: 123–137.
- HOŠEK, J., POKORNÝ, P., KUBOVČÍK, V., HORÁČEK, I., ŽÁČKOVÁ, P., KADLEC, J., ROJIK, F., LISÁ, L. & BUČKULIAKOVÁ, S. (2014): Late glacial climatic and environmental changes in eastern-central Europe: Correlation of multiple biotic and abiotic proxies from the Lake Švarcenberk, Czech Republic. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 396: 155–172.
- HOFFMANN, G. & LAMPE, R. (2007): Sediment budget calculation to estimate Holocene coastal changes on the southwest Baltic Sea. – *Marine Geology*, 243 (1–4): 143–156.
- HÜBENER, T., ADLER, S., WERNER, P., SCHULT, M., ERLKENUSER, H., MEYER, H. & BAHNWARD, M. (2009): A multi-proxy paleolimnological reconstruction of trophic state reference conditions for stratified carbonate-rich lakes in northern Germany. – *Hydrobiologia*, 631 (1): 303–327.
- IBM Corp.: SPSS Statistics vers. 21. – <http://www-01.ibm.com/software/analytics/spss/products/statistics/>
- ISARIN, R.F.B. (1997): Permafrost distribution and temperatures in Europe during the younger Dryas. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 8: 313–333.
- IVERSEN, J. (1942): En pollenanalytisk Tidfæstelse af Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. – *Meddelelse Dansk Geologisk Forening*, 10: 130–151.
- IVERSEN, J. (1954): The Late-Glacial Flora of Denmark and its relation to climate and soil. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse, II. Række*, 80: 87–119.
- JAECKEL, S. (1949): Die Molluskenfauna des postglazialen Quellkalkes an der mecklenburgischen Küste bei Meschendorf. – *Archiv für Molluskenkunde*, 77 (1/6): 91–97.
- JANKE, W. (1978): Untersuchungen zu Aufbau, Genese und Stratigraphie küstennaher Talungen und Niederungen Nordost-Mecklenburgs als Beitrag zu ihrer geökologischen und landeskulturellen Charakteristik. – 185 S.; Diss. B. Univ. Greifswald.
- JANKE, W. (2000): 6.1 Biostratigraphie. – In: BARSCH, H.; BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. (Hrsg.): *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*: 367–395; Gotha (Perthes).
- JUGGINS, S. (1991): Zone – An MS-DOS Program Zoning (Constrained Clustering) of Stratigraphic Data, User Guide Version 1.2. University of Newcastle.
- JUGGINS, S. (2007): C2, Software for Ecological and Palaeoecological Data Analysis and Visualisation. User Guide Version 1.5. University of Newcastle.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern: Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 24: 208 S.
- 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: 103–132.
- KARASIEWICZ, M.T., HULICZ, P., NORYSKIEWICZ, A.M., KRZEŚAK, I. & SWITONIAK, M. (2014): The record of hydroclimatic changes in the sediments of a kettle hole in a young glacial landscape (north-central Poland). – *Quaternary International*, 328/329: 264–276.
- KATZ, N.J. & KATZ, S.W. (1933): Atlas rastitelnyh ostatkov v torfe (Atlas of plant remnants in peat). – Gosudarstvennoe izdatelstvo kolhoznoj i sovhoznoj literatury: Moskva (in Russian/German).
- KATZ, N.J., KATZ, S.V. & KIPIANI, M.G. (1965): Atlas i opredelitel plodov i semân, vstrečaûsihsa v četvertičnyh otloženiah SSSR (Atlas and keys of fruits and seeds occurring in the Quaternary deposits of USSR). – Moskva (Nauka) (in Russian).
- KATZ, N.J., KATZ, S.W., SKOBEJEWA, E., (1977): Atlas rastitelnyh ostatkov v torfah. (Atlas of plant remnants in peat). – 736. S.; Moskva (Nedra) (in Russian).
- KLIEWE, H., 1969: Zur Pleistozän-/Holozängrenze im südlichen peribaltischen Raum. – *Geologie en Mijnbouw*, 48 (4): 401–408.
- KOMÁREK, J. & FOTT, B. (1983): Chlorophyceae (Grünalgen) Ordnung Chlorococcales. – In: HUBER-PESTALOZZI, G. (Hrsg.): *Das Phytoplankton des Süßwassers*. In: THIENEMANN, A.: *Die Binnengewässer Mitteleuropas*, Bd. 16, Teil 7, 1. Hälfte: 398–402; Stuttgart (Schweizerbart).
- KOMÁREK, J. & JANKOVSKÁ, V. (2001): Review of the Green Algal Genus *Pediastrum*; Implication for Pollenanalytical Research. – *Bibliotheca Phycologica*, 108: 127 S.
- KOPCZYŃSKA-LAMPARSKA, K., CIEŚLA, A. & SKOMPSKI, S. (1984): Evolution of fossil Lake Basins of the Late Glacial and Holocene in the Cliff near Niechorze (Pomeranian Lakeland, Poland). – *Quaternary Studies in Poland*, 5: 39–58.
- KÖRBER-GROHNE, U., (1964): Bestimmungsschlüssel für subfossile Juncus-Samen und Gramineen-Früchte. – *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet*, 7: 1–47.
- KOSSLER, A. & STRAHL, J. (2011): The Late Weichselian to Holocene succession of the Niedersee (Rügen, Baltic Sea) – new results based on multi-proxy studies. – *E&G Quaternary Science Journal*, 60: 434–454.
- KOSSLER, A. (2010): Faunen und Floren der limnisch-telmatischen Schichtenfolge des Paddenluchs (Brandenburg, Rüdersdorf) vom ausgehenden Weichselhochglazial bis ins Holozän. – *Berliner paläobiologische Abhandlungen*, 11: 422 S.
- KRAMMER, K. & LANGE-BERTALOT, H. (1986–1991): *Bacillariophyceae*. – 4 Teile; Stuttgart, Jena (Fischer).
- KROLOPP, E., LOŽEK, V., JÄGER, K.-D. & HEINRICH, W.-D. (1977): Die Konchylien aus dem fossilen Tierbautensystem von Pisede bei Malchin. – *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Math.-nat. Reihe*, 26 (3): 257–274.
- KÜHNER, R., HILLER, A. & JUNGE, F.W. (1999): Die spätweichselzeitlichen Ablagerungen der Spree im Tagebau Cottbus-Nord und ihre zeitliche Einordnung unter besonderer Berücksichtigung von ersten ¹⁴C-Daten an Hölzern. – *Quartär*, 49/50: 8–20.
- LAMPE, R. (2005): Lateglacial and Holocene water-level variations along the NE German Baltic Sea coast: review and new results. – *Quaternary International*, 133/134: 121–136.
- LAMPE, R., ENDTMANN, E., JANKE, W., & MEYER, H. (2010a): Relative sea-level development and isostasy along the NE German Baltic Sea coast during the past 9 ka. – *E&G Quaternary Science Journal*, 59 (1/2): 3–20.
- LAMPE, R., JANKE, W., TERBERGER, T., KOTULA, A. & KRIENKE, K. (2010b): Exkursion F. Die Insel Rügen [II] – Meeresspiegelanstieg, Nehrungsentwicklung und frühe Siedler. – In: LAMPE, R.; LORENZ, S. (Hrsg.): *Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern*. – Exkursionsführer zur 35. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Greifswald: 112–131.
- LAMPE, R., JANKE, W., ZIEKUR, R., SCHURICHT, R., MEYER, H. & HOFFMANN, G. (2002): The Late glacial/Holocene evolution of a barrier spit and related lagoonal waters – Schmale Heide, Kleiner Jasmunder Bodden und Schmachter See. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 27: 75–88.
- LAMPE, R., LORENZ, S., JANKE, W., MEYER, H., KÜSTER, M., HÜBENER, T. & SCHWARZ, A. (2009): Zur Landschafts- und Gewässergeschichte der Müritz. – *Forschung und Monitoring*, 2: 92 S.
- LAMPE, R., LORENZ, S. & JANKE, W. (2011): Glazifluviale Sedimente, Peri-

- glazialerscheinungen und fossile Böden im Haffstausee-Becken zwischen Hammer und Müggenburg. S. 14–18. – In: BÖRNER, A., JANKE, W., LAMPE, R., LORENZ, S., OBST, K. & SCHÜTZE, K.: Geowissenschaftliche Untersuchungen an der OPAL-Trasse in Mecklenburg-Vorpommern – Geländearbeiten und erste Ergebnisse. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 18: 9–28.
- LAND, M., INGRI, J., ANDERSSON, P.S. & ÖHLANDER, B. (2000): Ba/Sr, Ca/Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in soil water and groundwater: implications for relative contributions to stream water discharge. – Applied Geochemistry, 15: 311–325.
- LANGE, E., JESCHKE, L. & KNAPP, H.D. (1986): Ralswiek und Rügen. Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte der Ostseeinsel. Teil 1. Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. Text und Beilagen. – Schriften zur Ur- und Frühgeschichte, 38: 175 S.; Berlin (Akademie Verlag).
- LARSEN, J., BJUNE, A.E. & DE LA RIVA CABALLERO, A. (2006): Holocene Environmental and Climate History of Trettetjørn, a Low-alpine Lake in Western Norway, Based on Subfossil Pollen, Diatoms, Oribatid Mites, and Plant Macrofossils. – Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 38(4): 571–583.
- LATAŁOWA, M. (1982): Postglacial vegetational changes in the eastern Baltic coastal zone of Poland. – Acta Palaeobotanica, 22: 179–249.
- LATAŁOWA, M. & TOBOLSKI, K. (1989): Type Region P-u: "Baltic Shore". – Acta Palaeobotanica, 29: 109–114.
- LEHMAN, J.T. (1975): Reconstructing the rate of accumulation of lake sediment: the effect of sediment focusing. – Quaternary Research, 5: 541–550.
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – E&G Quaternary Science Journal, 56 (1/2): 7–65.
- LITT, T., BRAUER, A., GOSLAR, T., MERKT, J., BALAGA, K., MÜLLER, H., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., STEBICH, M., NEGENDANK, J.F.W. (2001): Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. – Quaternary Science Reviews, 20: 1233–1249.
- LIXIN JIN, MUKASA, S.B., HAMILTON, S.K. & WALTER, L.M. (2012): Impacts of glacial/interglacial cycles on continental rock weathering inferred using Sr/Ca and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in Michigan watersheds. – Chemical Geology, 300/301: 97–108.
- LORENZ, S. & JANKE, W. (2012): Kliffabschnitt Meschendorf – Fossile Seebecken im Kliffaufschluss. Sedimentations- und Siedlungsgeschichte am Rand der Wismarbucht. – In: LAMPE, R.; LORENZ, S. (Hrsg.) (2010): Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern. – Exkursionsführer zur 35. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Greifswald: 6–10.
- LOŽEK, V. (1964): Die Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – Rozprawy UUG, 31: 374 S.; Prag.
- LOŽEK, V. (1982): Faunengeschichtliche Grundlinien zur spät- und nach-eiszeitlichen Entwicklung der Molluskenbestände in Mitteleuropa. – Academia Praha, 92 (4): 106 S.
- LUDWIG, A.O. (2005): Zur Interpretation des Kliffabschnitts östlich Glowe/ Insel Rügen (Ostsee). – Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 33 (4/5): 263–272.
- MAGNY, M. (2001): Palaeohydrological changes as reflected by lake level fluctuations. – Global and Planetary Change, 30: 85–101.
- MANIA, D. (1973): Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet aufgrund von Molluskengesellschaften. – Geologie, Beiheft, 78/79: 155 S.
- MENZEL-HARLOFF, H. & MENG, S. (2015): Spätsaalezeitliche und eemzeitliche Makrofaunen aus dem Kliffaufschluss Klein Klütz Höved (NW-Mecklenburg) mit Erstnachweisen von *Belgrandia germanica* (Gastropoda: Hydrobiidae), *Pupilla loessica* (Gastropoda: Pupillidae) und *Lagurus lagurus* (Mammalia: Cricetidae) für Mecklenburg-Vorpommern. – E&G Quaternary Science Journal, 64 (2): 82–94.
- MENZEL-HARLOFF, H. & STRAHL, J. (2012): Die weichselglaziale bis holozäne Schichtenfolge des Niedersees (Jasmund, Insel Rügen) – Teil 2: Die holozäne Molluskenfauna unter besonderer Berücksichtigung der terrestrischen Gastropoden. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 19 (1): 49–56.
- MEYRICK, R.A. & PREECE, R.C. (2001): Molluscan successions from two Holocene tufas near Northampton, English Midlands. – Journal of Biogeography, 28: 77–93.
- MEYRICK, R.A. (2001): The development of terrestrial mollusk faunas in the 'Rheinland region' (western Germany and Luxembourg) during the Lateglacial and Holocene. – Quaternary Science Reviews, 20: 1667–1675.
- MICHAELIS, D. (2001): Schlüssel zur Bestimmung von Braunmoosen aus Torfen anhand einzelner Blättchen. – Telma, 31: 79–104.
- MOORE, P.D., WEBB, J.A. & COLLINSON, M.E. (1991): Pollen Analysis. – 216 S.; Oxford (Blackwell).
- MORTENSEN, M.F., BIRKS, H.H., CHRISTENSEN, C., HOLM, J., NOE-NYGAARD, N., ODGAARD, B.V., OLSEN, J. & RASMUSSEN, K.L. (2011): Lateglacial vegetation development in Denmark. – New evidence based on macrofossils and pollen from Slotseng, a small-scale site in southern Jutland. – Quaternary Science Reviews, 30: 2534–2550.
- MORTENSEN, M.F., HENRIKSEN, P.S. & BENNIKE, O. (2014): Living in the good soil: relationships between soils, vegetation and human settlement during the late Allerød period in Denmark. – Vegetation History and Archaeobotany, 23(3): 195–205.
- MÜLLER, G., IRION, G. & FÖRSTNER, U. (1972): Formation and Diagenesis of Inorganic Ca – Mg Carbonates in the Lacustrine Environment. – Naturwissenschaften, 59(4): 158–164.
- MÜLLER, H.M. (1967): Das Pollendiagramm „Serwest“, ein Beitrag zur Wechselwirkung natürlicher und anthropogener Faktoren in der Vegetationsentwicklung. – Feddes Repertorium, 74: 123–137.
- NEUGEBAUER, I., BRAUER, A., DRÄGER, N., DULSKI, P., WULF, S., PLESSEN, B., MINGRAM, J., HERZSCHUH, U., BRANDE, A. (2012): A Younger Dryas varve chronology from the Rehweise palaeolake record in NE-Germany. – Quaternary Science Reviews, 36: 91–102.
- NILSSON, Ö. & HELMQVIST, H. (1967): Studies on the nutlet structure of South Scandinavian species of *Carex*. – Botaniska Notiser, 120: 460–485.
- NITZ, B. (1984): Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland – Modell einer Sediment- und Reliefgenese. – Petermanns Geographische Mitteilungen, 128: 133–142.
- PANKOW, H. (1990): Ostsee-Algenflora. – 648 S.; Jena (Fischer).
- PANZIG, W.-A. (1995): The tills of NE Rügen – lithostratigraphy, gravel composition and relative deposition directions in the southwestern Baltic region. – In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & GIBBARD, P. (Eds.): Glacial Deposits in North-East Europe: 521–533; Rotterdam (Balkema).
- PRONZATO, R. & MANCONI, R. (2001): Atlas of European freshwater sponges. – Annali del Museo Civico di Storia Naturale di Ferrara, 4: 3–64.
- R CORE TEAM (2015): R – A Language and Environment for Statistical Computing. – R Foundation for Statistical Computing, Vienna.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M. & RZĘTKOWSKA, A. (1987): Pollen and macrofossil stratigraphy of fossil lake sediments at Niechorze I, W Baltic Coast. – Acta Palaeobotanica, 27: 153–178.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M. (1989): Environmental changes recorded in lakes and mires of Poland during the last 13,000 years. – Acta Palaeobotanica, 29: 1–120.
- RASMUSSEN, S.O., BIGLER, M., BLOCKLEY, S.P., BLUNIER, T., BUCHARDT, S.L., CLAUSEN, H. B., CVIJANOVIC, I., DAHL-JENSEN, D., JOHNSEN, S.J., FISCHER, H., GKINIS, V., GUILLEVIC, M., HOEK, W.Z., LOWE, J.J., PEDRO, J.B., POPP, T., SEIERSTAD, I.K., STEFFENSEN, J.P., SVENSSON, A.M., VALLELONGA, P., VINTHER, B., WALKER, M.C.J., WHEATLEY, J.J. & WINSTRUP, M. (2014): A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records. Refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. – Quaternary Science Reviews, 106: 14–28.
- REILLE, M. (1995 u. 1998): Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord. – Supplement 1 u. 2, 327 bzw. 521 S., Marseille (Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie).
- REILLE, M. (1999): Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord. – 2. Aufl., 535 S., Marseille (Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie).
- REIMER, P.J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., BRONK RAMSEY, C., GROOTES, P.M., GUILDERSON, T.P., HAFLIDASON, H., HAJDAS, I., HATT, E.C., HEATON, T.J., HOFFMANN, D.L., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., MANNING, S.W., NIU, M., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SCOTT, E.M., SOUTHON, J.R., STAFF, R.A., TURNER, C.S.M. & VAN DER PLICHT, J. (2013): IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. – Radiocarbon 55: 1869–1887.
- ROTHMALER, W.[Begr.], SCHUBERT, R. (Hrsg.) (1994): Exkursionsflora von Deutschland. Band 4. Gefäßpflanzen. Kritischer Band. – 766 S.; Jena, Stuttgart (Fischer).
- SANKO, A., GAIGALES, A., RUDNICKAITĖ & MELEŠYTĖ, M. (2008): Holocene malacofauna in calcareous deposits of Dūkšta site near Maišiagala in Lithuanian. – Geologija, 50: 4(64), 290–298.
- SCHEFFER, M. & VAN NES, E.H. (2007): Shallow lakes theory revisited: various alternative regimes driven by climate, nutrients, depth and lake size. – Hydrobiologia, 584: 455–466.

- SCHMIDT, R., KAMENIK, C., LANGE-BERTALOT, H. & KLEE, R. (2004): *Fragilaria* and *Staurosira* (Bacillariophyceae) from sediment surfaces of 40 lakes in the Austrian Alps in relation to environmental variables and their potential for palaeoclimatology. – *Journal of Limnology*, 63(2): 171–189.
- SCHMINCKE, H.-U., PARK, C., HARMS, E. (1999): Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP. – *Quaternary International*, 61: 61–72.
- SCHOCH, W.H., PAWLIK, B. & SCHWEINGRUBER, F.H. (1988): Botanische Makroreste. – 227 S.; Bern, Stuttgart (Paul Haupt).
- SCHOKNECHT, T. (1996): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations-, Siedlungs- und Landschaftsgeschichte in Mittelmecklenburg. – Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns, 29: 68 S.
- SIENKIEWICZ, E. (2013): Limnological record inferred from diatoms in sediments of lake Skalska (north-eastern Poland). – *Acta Palaeobotanica*, 53(1): 99–104.
- SNOEIJIS, P., VILBASTE, S., POTAPOVA, M. & KASPEROVIČIENĖ, J. (eds., 1993–1997): Intercalibration and distribution of diatom species in the Baltic Sea. – 5 Bde.; Uppsala (Opulus Press).
- SOLOVIEVA, N. & JONES, V. (2002): A multiproxy record of Holocene environmental changes in the central Kola Peninsula, northwest Russia. – *Journal of Quaternary Sciences*, 17(4): 303–318.
- SPURK, M., KROMER, B. & PESCHKE, P. (1999): Dendrochronologische, palynologische und Radiokarbon-Untersuchungen eines Waldes aus der jüngeren Tundrenzzeit. – *Quartär*, 49/50: 34–38.
- STEINHARDT, T. & SELIG, U. (2007): Spatial distribution patterns and relationship between recent vegetation and diaspore bank of a brackish coastal lagoon on the southern Baltic Sea. – *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74: 205–214.
- STOCKMARR, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analysis. – *Pollen et Spores*, 13: 615–621.
- STRAHL, J. (2005): Zur Pollenstratigraphie des Weichselspätglazials von Berlin-Brandenburg. – *Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge*, 12: 87–112.
- STUMM, W. & MORGAN, J.J. (1996): Aquatic chemistry chemical equilibria and rates in natural waters. – 1022 S.; New York (Wiley).
- STUIVER, M. & REIMER, P.J. (2014): Calib Radiocarbon Calibration Program, 1986–2014. <http://calib.qub.ac.uk/calib/download/>
- SUCCOW, M. (1988): Landschaftsökologische Moorkunde. – 340 S.; Jena (Fischer).
- TELFORD, R.J., HEEGAARD, E. & BIRKS, H.J.B. (2004): All age-depth models are wrong: but how badly? – *Quaternary Science Reviews*, 23: 1–5.
- TERBERGER, T., DE KLERK, P., HELBIG, H., KAISER, K. & KÜHN, P. (2004): Late Weichselian landscape development and human settlement in Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 54: 138–175.
- THEUERKAUF, M. (2002): Die Laacher See Tephra in Nordostdeutschland: Paläoökologische Untersuchungen mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 26: 171–174.
- THEUERKAUF, M. (2003): Die Vegetation NO-Deutschlands vor und nach dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans (12 880 cal. BP). – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 29: 143–189.
- THEUERKAUF, M. & JOOSTEN, H. (2009): Substrate dependency of Lateglacial forests in north-east Germany: untangling vegetation patterns, ecological amplitudes and pollen dispersal in the past by downscaling regional pollen. – *Journal of Biogeography*, 36: 942–953.
- THEUERKAUF, M. & JOOSTEN, H. (2012): Younger Dryas cold stage vegetation patterns of central Europe – climate, soil and relief controls. – *Boreas*, 41: 391–407.
- TYLMANN, W. (2005): Lithological and geochemical record of anthropogenic changes in recent sediments of a small and shallow lake (Lake Pusty Staw, northern Poland). – *Journal of Paleolimnology*, 33: 313–325.
- UŚCINOWICZ, S. (2006): A relative sea-level curve for the Polish Southern Baltic Sea. – *Quaternary International*, 145/146: 86–105.
- USINGER, H. (1981): Ein weit verbreiteter Hiatus in spätglazialen Sedimenten: Mögliche Ursache für Fehlinterpretationen von Pollendiagrammen und Hinweis auf klimatisch verursachte Seespiegelbewegungen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 31: 91–107.
- VAN ASCH, N., KLOOS, M.E., HEIRI, O., DE KLERK, P. & HOEK, W.Z. (2012): The Younger Dryas cooling in northeast Germany: summer temperature and environmental changes in the Friedländer Große Wiese region. – *Journal of Quaternary Science*, 27: 531–543.
- WEBER, M.-J., GRIMM, S.B. & BAALES, M. (2011): Between warm and cold: Impact of the Younger Dryas on human behavior in Central Europe. – *Quaternary International*, 242: 277–301.
- WECKSTRÖM, J., KORHOLA, A. & BLUM, T. (1997): Diatoms as quantitative indicators of pH and water temperature in subarctic Fennoscandian lakes. – *Hydrobiologia*, 347: 171–184.
- WEGWERTH, A., DELLWIG, O., KAISER, J., MENOT, G., BARD, E., SHUMILOV-SKIKH, L., KLEINHANN, I.C., WILLE, M. & ARZ, H.W. (2014): Meltwater events and the Mediterranean reconnection at the Saalian-Eemian transition in the Black Sea. – *Earth and Planetary Science Letters*, 404: 124–135.
- WICK, L. (2000): Vegetational response to climatic changes recorded in Swiss Late Glacial lake sediments. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159: 231–250.
- WÖRNER, G. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Mineralogical and Chemical Zonation of the Laacher See Tephra Sequence (East Eifel, W. Germany). – *Journal of Petrology*, 25 (4): 805–835.
- WULF, S., OTT, F., SŁOWIŃSKI, M., NORYSKIEWICZ, A.M., DRÄGER, N., MARTIN-PUERTAS, C., CZYMZYK, M., NEUGEBAUER, I., DULSKI, P., BOURNE, A.J., BŁASZKIEWICZ, M. & BRAUER, A. (2013): Tracing the Laacher See Tephra in the varved sediment record of the Trzechowskie palaeolake in central Northern Poland. – *Quaternary Science Reviews*, 76: 129–139.
- ZETTLER, M.L. & GLÖER, P. (2006): Zur Ökologie und Morphologie der Sphaeriidae der Norddeutschen Tiefebene. – *Heldia*, 6 (8): 1–61, Taf. 1–18.
- ZHANGDONG JIN, ZHISHENG AN, JIMIN YU, FUCHUN LI & FEI ZHANG (2015): Lake Qinghai sediment geochemistry linked to hydroclimate variability since the last glacial. – *Quaternary Science Reviews*, 122: 63–73.