

# E&G

Eiszeitalter und Gegenwart  
Quaternary Science Journal



Vol. 59  
No 1-2  
2010

BALTIC SEA COAST [NE GERMANY]  
QUEBRADA DE PURMAMARCA [NW ARGENTINA]  
GÖTZENHAIN [HESSE, GERMANY]  
RODDERBERG CRATER [MIDDLE RHINE, GERMANY]  
GARZWEILER OPEN-CAST MINE [LOWER RHINE, GERMANY]  
WETTERSTEINGEBIRGE [ALPS, GERMANY]  
MØN [DENMARK]  
NORTHERN REGIONS [SWITZERLAND]  
GEISELTAL [SAXONY-ANHALT, GERMANY]

# E&G

## Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal

Volume 59 / Number 1-2 / 2010 / DOI: 10.3285/eg.59.1-2 / ISSN 0424-7116 / www.quaternary-science.net / Founded in 1951

### EDITOR

DEUQUA  
Deutsche Quartärvereinigung e.V.  
Office  
Stilleweg 2  
D-30655 Hannover  
Germany  
Tel: +49 [0]511-643 36 13  
E-Mail: info [at] deuqua.de  
www.deuqua.org

### PRODUCTION EDITOR

SABINE HELMS, Greifswald [Germany]  
Geozon Science Media  
Postfach 3245  
D-17462 Greifswald  
Germany  
Tel. +49 [0]3834-80 40 60  
E-Mail: helms [at] geozon.net  
www.geozon.net

### EDITOR-IN-CHIEF

HOLGER FREUND, Wilhelmshaven [Germany]  
ICBM – Geoecology  
Carl-von-Ossietzky Universität Oldenburg  
Schleusenstr 1  
D-26382 Wilhelmshaven  
Germany  
Tel.: +49 [0]4421-94 42 00  
Fax: +49 [0]4421-94 42 99  
E-Mail: holger.freund [at] icbm.de

### FORMER EDITORS-IN-CHIEF

PAUL WOLDSTEDT [1951–1966]  
MARTIN SCHWARZBACH [1963–1966]  
ERNST SCHÖNHALS [1968–1978]  
REINHOLD HUCKRIEDE [1968–1978]  
HANS DIETRICH LANG [1980–1990]  
JOSEF KLOSTERMANN [1991–1999]  
WOLFGANG SCHIRMER [2000]  
ERNST BRUNOTTE [2001–2005]

### EDITORIAL BOARD

KARL-ERNST BEHRE, Wilhelmshaven [Germany]  
HANS-RUDOLF BORK, Kiel [Germany]  
ARNT BRONGER, Kiel [Germany]  
JÜRGEN EHLERS, Hamburg [Germany]  
ETIENNE JUVIGNÉ, Liège [Belgium]  
WIGHART VON KOENIGSWALD, Bonn [Germany]  
ELSE KOLSTRUP, Uppsala [Sweden]  
JAN PIOTROWSKI, Aarhus [Denmark]  
LUDWIG REISCH, Erlangen [Germany]  
JEF VANDENBERGHE, Amsterdam [The Netherlands]  
BERND ZOLITSCHKA, Bremen [Germany]

### AIMS & SCOPE

The *Quaternary Science Journal* publishes original articles of quaternary geology, geography, palaeontology, soil science, archaeology, climatology etc.; special issues with main topics and articles of lectures of several scientific events.

### MANUSCRIPT SUBMISSION

Please upload your manuscript at the on-line submission system at our journal site [www.quaternary-science.net](http://www.quaternary-science.net). Please note the instructions for authors before.

### FREQUENCY

Four numbers at volume

### SUBSCRIPTION

Free for DEUQUA-Members! Prices for standing order: single number 27,- Euro; double number 54,- Euro; plus shipping costs. We offer discounts for libraries and bookstores. Please subscribe to the journal at the publisher *Geozon Science Media*.

### JOURNAL EXCHANGE

If you are interested in exchange your journal with the *Quaternary Science Journal*, please contact: Universitätsbibliothek Halle Tauschstelle, Frau Winther August-Bebel-Straße 13 D-06108 Halle (Saale), Germany

Tel. +49 [0]345-55 22 183  
E-Mail: tausch [at] bibliothek.uni-halle.de

### REORDER

Reorders are possible at the publishing house. See full list and special prices of available numbers on page 173.

### PUBLISHING HOUSE

Geozon Science Media UG [haftungsbeschränkt]  
Postfach 3245  
D-17462 Greifswald  
Germany  
Tel. +49 [0]3834-80 40 80  
E-Mail: info [at] geozon.net  
www.geozon.net

### PRINT

Printed in Germany on 100% recycled paper climate neutral produced

### COVER PHOTO

Deformed bedding (p. 132)  
Copyright by Stefan Wansa

### RIGHTS

Copyright for articles by the authors

### LICENSE

Distributed under a Creative Commons Attribution License 3.0  
<http://creativecommons.org/licenses/by/3.0/>



# Relative sea-level development and isostasy along the NE German Baltic Sea coast during the past 9 ka.

Reinhard Lampe, Elisabeth Endtmann, Wolfgang Janke, Hinrich Meyer

## Abstract:

Recent gauge data from coastal NE-Germany (Baltic Sea) suggest that the eustatic component of the observed sea-level record is superimposed by a spatially different non-eustatic, predominantly glacio-isostatic component. To investigate to which amount the past sea level was influenced by these two components, we traced the sea-level history back as far as the coastal sediment sequence allowed. Three new relative sea-level curves have been established, two of them are presented here for the first time. The curves are based on numerous AMS-radiocarbon data from sea-level index points such as basal peat layers, archaeological underwater finds and from peat profiles taken in coastal mires. Although the validity of the mire samples is questionable due to possible compaction reliable results were gained by cross-checking data from different palaeo-environments against each other. The three sea-level curves established cover the period from today back to 6,000 or 7,000 BC to the present and diverge regularly with increasing age. A shoreline diagram reveals that no tectonic events disturbed the spatial movement pattern significantly. For the determination of the isostatic component the sea-level curves were compared with one from the Belgian coast (DENYS/BAETEMAN 1995), which is assumed to be tectonically and isostatically more stable and therefore shows the eustatic component only. The comparison suggests that the SW section of the German Baltic coast is still slightly submerging probably due to glacial forebulge decay. While at the central section the isostatic uplift faded out a few thousand years ago, it is still going on in the northern section. Here, the maximal uplift during the past 9 ka amounts to about 6 m relative to the Belgian coast.

## [Relative Meeresspiegelentwicklung und Isostasie entlang der nordostdeutschen Ostseeküste während der letzten 9000 Jahre]

## Kurzfassung:

Jüngere Pegeldata aus dem nordostdeutschen Ostsee-Küstenraum legen nahe, dass die eustatische Komponente der gegenwärtigen Meeresspiegeländerung überlagert wird durch eine räumlich differenzierte nicht-eustatische, insbesondere glazial-isostatische, Komponente. Um zu untersuchen, in welchem Maße die frühere Meeresspiegelentwicklung durch diese beiden Komponenten beeinflusst wurde, wurde versucht, diese so weit zurück zu verfolgen, wie dies die Mächtigkeit der marinen Küstensedimentfolgen erlaubte.

Drei neue relative Meeresspiegelkurven wurden abgeleitet, wovon zwei hier zum ersten Mal präsentiert werden. Die Kurven basieren auf zahlreichen AMS-Radiokohlenstoff-Datierungen von Meeresspiegel-Indexpunkten wie Basistorfen, archäologischen Unterwasserfunden und Torfprofilen aus Küstenüberflutungsmooren. Obwohl der Indikationswert der Proben aus den Küstenmooren wegen deren möglicher Kompaktion fraglich ist, konnten zuverlässige Angaben durch den Abgleich von Daten aus unterschiedlichen Ablagerungsräumen gewonnen werden. Die drei abgeleiteten Meeresspiegelkurven überdecken den Zeitraum von 6000 bis 7000 v. Chr. bis zur Gegenwart und divergieren gleichmäßig mit zunehmendem Alter. Ein Uferlinienverschiebungsdiagramm zeigt, dass tektonische Ereignisse dieses räumliche Bewegungsmuster nicht signifikant beeinflusst haben.

Für die Bestimmung der isostatischen Komponente wurden die Meeresspiegelkurven verglichen mit einer von DENYS/BAETEMAN (1995) publizierten Kurve für die belgische Küste, die als tektonisch und isostatisch stabiler gilt. Der Verlauf dieser Kurve wird daher hauptsächlich von der eustatischen Komponente bestimmt. Der Vergleich legt nahe, dass der SW-Abschnitt der deutschen Ostseeküste gegenwärtig eine leichte Submergenz aufweist, möglicherweise infolge eines sich rückbildenden, glazial bedingten Randwulstes. Im zentralen Abschnitt ist die isostatische Bewegung vor wenigen Tausend Jahren ausgeklungen, im nördlichen Abschnitt hält sie dagegen immer noch an. Hier beträgt die maximale Hebung während der letzten 9000 Jahre etwa 6 m relativ zur belgischen Küste.

## Key words:

*Baltic Sea, NE Germany, relative sea-level, isostasy, sea-level fluctuations, coastal mires, macrofossils, radiocarbon dating*

**Addresses of authors:** R. Lampe\*, W. Janke, H. Meyer, Institut für Geographie und Geologie, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, F.-L.-Jahn-Str. 16, D-17487 Greifswald. E-Mail: lampe@uni-greifswald.de; E. Endtmann, Naturkundliches Museum Mauritium Altenburg, Parkstr. 1a, D-04603 Altenburg. E-Mail: endtmann@mauritianum.de; \*corresponding author

## 1 Introduction

Late Quaternary sea-level history from northwestern Europe reflects the temporally and spatially varying influence of eustatic, isostatic, tectonic and geoidal components, and, to a minor extent of local factors such as sediment compaction, halokinetics and hydrographic fluctuations. The many combinations of these factors within a rather limited area make Northwest Europe an intensively studied natural sea-level lab (MÖRNER 1980). This paper focuses on the Baltic Sea coast of NE Germany (Mecklenburg-Vorpommern) within a time frame from 7,000 BC until today.

Since the last Scandinavian Ice shield started to melt at about 18,000 BC and vanished from the present southern Baltic coast at about 13,000 BC, the Baltic Sea Basin was, except for some short periods, isolated from the ocean until the Mid-Holocene. Its water level was determined by highly fluctuating lakes, which are called the Baltic Ice Lake (-15 to -40 m msl; 13,500 to 10,200 BC), the Yoldia Sea (-40 m msl; 10,200 to 8,900 BC) and the Ancylus Lake (-40 to -20 m msl; 8,900 to 7,200 BC; BJÖRK 1995; LEMKE 1998; LAMBECK 1999; LAMPE 2005a). Only after about 7,200 BC was the basin permanently linked to the ocean, when the North Sea water table rose above the sills in the Great and the Little Belt (today

-24 m and -20 m msl, respectively). The resulting sea-level (sl) rise in the Baltic Basin is called the Littorina transgression. The course of the Littorina rise was different in the riparian countries around the Baltic. The relative sea-level (rsl) curves from Sweden, Finland and parts of Denmark and Estonia predominantly reflect the postglacial uplift of Fennoscandia (CHRISTENSEN 1995, CHRISTENSEN ET AL. 1997; HYVÄRINEN 2000; SAARSE ET AL. 2000;) with land uplift occurring faster than the water table rise. Along the southern shore more stable areas predominate, such as in Lithuania (KABALIENE 1999), Poland (TOMCZAK 1995; ROSA 1997; UŚCINOWICZ 2006), Germany (KÖSTER 1961; DUPHORN 1979; KLUG 1980; KLIEWE/JANKE 1982; KOLP 1982; WINN ET AL. 1986; SCHUMACHER/BAYERL 1999; LAMPE 2005a) and southern Denmark (CHRISTENSEN 1995; BENNIKE/JENSEN 1998; WINN ET AL. 1998; BJORNSEN ET AL. 2008), where the water table rise rather caused a drowning of the landscape.

A comparison of the many rsl curves from these latter countries shows that they are similar to each other in the rapid rsl ascent before 5,000 BC. The most important differences in the curves pertain to the absolute position of sl reached at this time and to the subsequent period between 5,000 and 0 BC, during which the curves differ in the temporal order of sl highstands and the magnitude of relative variations overprinted on the main trend of sl rise. Only during the last 2,000 years do the curves become more similar again. Additional differences arise when the rsl curves from the southern Baltic are compared with curves from the neighbouring southern North Sea (e. g. KIDEN ET AL. 2002, BEHRE 2003, VINK ET AL. 2007). Evidently, during the Mid- to Late Holocene, the Baltic curves show a remarkably higher rsl than the North Sea curves, pointing to differential crustal movement between the two areas.

Past tidal variations as a source of uncertainty in sl determinations is insignificant along the NE German Baltic Sea coast (< 0.1 m), which makes this coastal section an ideal region to study water-level fluctuations. Also, due to the small distances between the study areas, long-term geoidal changes are assumed to be similar and may be integrated in the eustatic component. However, the wider region is located in the transition zone between the Scandinavian Shield and the Central European Subsidence Zone, where neotectonic subsidence and isostatic uplift interact. According to the results of the IGCP-project 346 (GARETSKY ET AL. 2001; LUDWIG 2001a, b), the mean long-term neotectonic subsidence rate is estimated at 0.006 mm a<sup>-1</sup> for the Wismar area and an uplift rate of 0.004 mm a<sup>-1</sup> for the Rügen area and, therefore, does not contribute significantly to the sl development in the period studied. Hydrographic variations such as slowly changing salinity in the Baltic or fluctuations in the mean air pressure field and precipitation (HÜNCKE 2008) might also supplement to water level fluctuations in a range of one or two decimetres. Some halokinetic movements might be possible in the western part of the coastal section investigated, where Permian salt layers and pillows occur in the deeper subsoil. Repeated precision levellings demonstrate that the movement tendencies can oscillate at least on a decadal scale, with changes in movement rate concentrated around faults (ELLENBERG 1988). However, for all these components it must be recognized that, in comparison to the inherent uncertainty related to water level determina-

tion based on geological methods, their contribution cannot be reliably distinguished from the main course of water level change and must therefore be neglected as separate terms. The main relative water-level development in the study area, therefore, is determined by the interplay of eustatic and isostatic components, where the latter are the results of ice or water loading or unloading due to the growth and decay of the Pleistocene ice sheets or of water level variations, respectively. Other factors as mentioned above may have local importance but will not be considered explicitly in the following paper. Their contribution is, however, considered in the vertical error of sl index point.

## 2 Geographic setting

Mecklenburg-Vorpommern's 354-km long outer (Baltic Sea) coast (fig. 1) consists of bluff sections composed of Pleistocene outwash and till, interspersed with low uplands, barriers, spits and accreting forelands composed of Holocene sand and, to a very minor extent, gravel. The sea coast provides shelter to a longer shoreline consisting of inner bays or lagoons (locally called 'bodden'). The low-lying coastal segments owe their existence to sediment supplied alongshore from eroding bluffs, which are less mobile and are believed to act as headlands (hinge points) that help stabilize adjacent shores. Approximately 70% of this Baltic Sea coast section is presently eroding at an average rate of 0.34 m a<sup>-1</sup> (MINISTERIUM FÜR BAU, LANDESENTWICKLUNG UND UMWELT 1994).

After the postglacial ocean water level had risen to the land surface altitude in the Danish Belts, the Baltic Basin became connected to the North Sea. During the subsequent Littorina transgression the landscapes off the present coast drowned. The first invasion of salt water into the Baltic Basin occurred through the Great Belt at around 7,200 BC (WINN ET AL. 1998, JENSEN ET AL. 1997, 2005, BENNIKE ET AL. 2004, RÖSSLER 2006). During this early transgression phase, sl rise occurred rapidly with an ascent of more than 10 mm a<sup>-1</sup> but slowed down at a later stage. Earlier investigations have shown that on Rügen the sl reached a position of -5 m msl by ca. 6,000 BC and a level between -1 to -0.5 m msl at ca. 4,500 BC (KLIEWE/JANKE 1982). This period during which the rate of sl rise decreased significantly coincides with the period during which the main coastal sediment wedge accumulated between the Pleistocene headlands, thereby isolating lagoons from the Baltic. During the subsequent several thousand years sl varied only slightly, and shoreline evolution was characterised mainly by progradation and dune belt development.

Recent rsl movement along the Baltic coast has been investigated using repeated precision levellings and long-term mareograph records (MONTAG 1967, BANKWITZ 1971, LIEBSCH 1997, DIETRICH/LIEBSCH 2000). The movement pattern constraint from the latter is shown in fig. 1 and points to shoreline tilting, with a relatively lower sl rise on Rügen than at Wismar. The average eustatic rise during the past century is estimated at 1 to 1.2 mm a<sup>-1</sup> (LAMBECK ET AL. 1998, DIETRICH/LIEBSCH 2000, STIGGE 2003). It corresponds with the relative rise between Fischland (area B in fig. 1) and the coastal section west of Warnemünde and suggests that slight but increasing crustal uplift occurs from there towards Rügen, whereas subsidence occurs towards Wismar. This conclusion

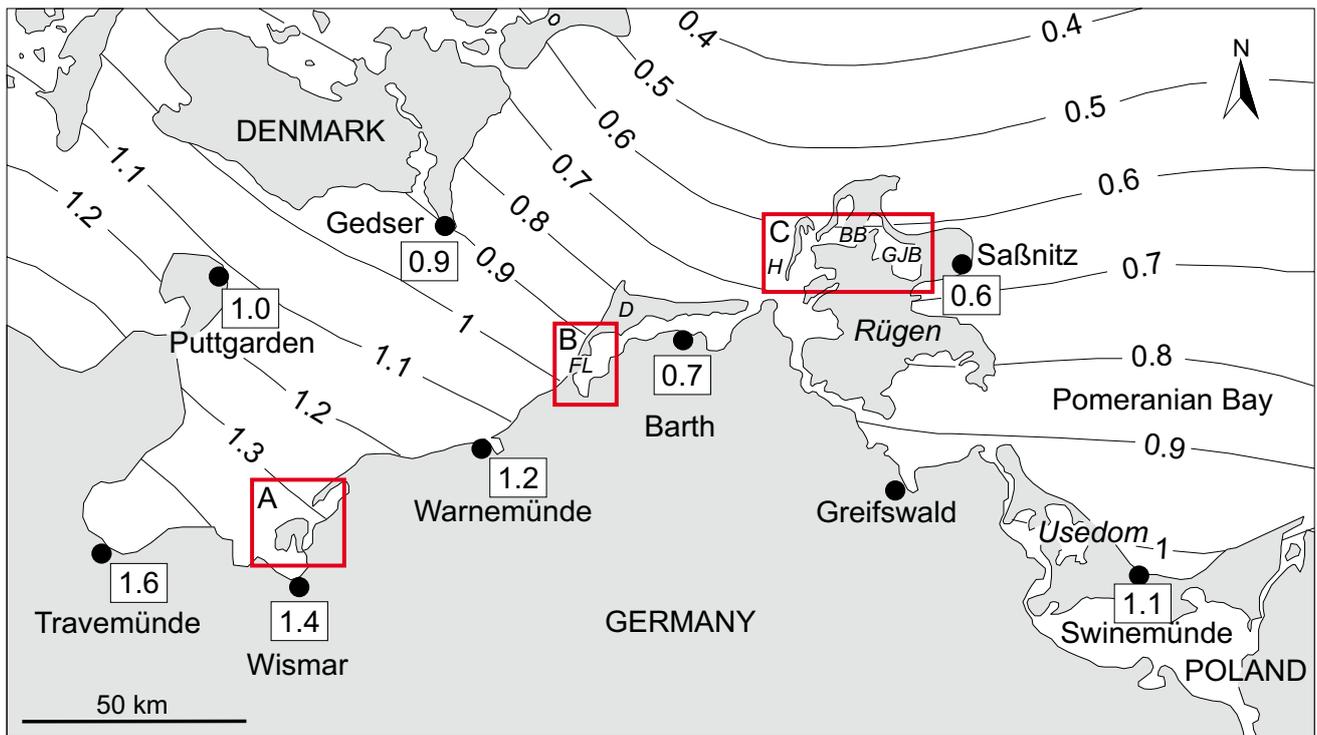


Fig. 1: Study areas Wismar Bay (A), Fischland (B) and N-Rügen/Hiddensee (C), and current rsl rise [mm a<sup>-1</sup>] at different tide gauge stations in the southern Baltic Sea (after DIETRICH/LIEBSCH 2000). GJB – Großer Jasmunder Bodden, BB – Breeger Bodden, D – Darss, FL – Fischland, H – Hiddensee.

Abb. 1: Untersuchungsgebiete Wismar Bucht (A), Fischland (B) und N-Rügen/Hiddensee (C) sowie gegenwärtiger relativer Meeresspiegelanstieg (mm a<sup>-1</sup>) an Pegelstationen der südlichen Ostsee (nach DIETRICH/LIEBSCH 2000). GJB – Großer Jasmunder Bodden, BB – Breeger Bodden, D – Darss, FL – Fischland, H – Hiddensee.

was already drawn by KOLP (1982) and EKMAN (1996), who marked the -1 mm a<sup>-1</sup> isobase as the isoline where glacio-isostatic uplift fades out.

### 3 Data acquisition

Sl curves deduced from regionally distributed data might be flawed by differential crustal motions. To avoid this source of error, KIDEN ET AL. (2002) recommend sampling areas no larger than 30 km across to guarantee that differences in crustal movement within the area are negligible when comparing rates of sl rise. For this investigation, new sl data from two study areas (Fischland and North Rügen/Hiddensee, see fig. 1) were used which are located along the gradient of recent rsl change (fig. 1) and measure 30 and 40 km across, respectively. The mareograph records from Barth and Saßnitz, which represent the rsl rise in these two study areas, show a secular ascent of 1.0 mm a<sup>-1</sup> and 0.6 mm a<sup>-1</sup>, respectively (DIETRICH/LIEBSCH 2000). Published data from a more southwesterly area (Wismar) were also used (LAMPE ET AL. 2005); here, mareograph records show a secular sl ascent of 1.3 mm a<sup>-1</sup> (fig. 1).

One of the basic assumptions of many sl studies is that during sl and thus local (ground) water table rise, peat growth is initiated in a near-coastal belt, the width of which depending on the inclination of the relief. In areas under tidal influence, this 'local water table' corresponds to the local mean high water level, and where no tides exist it represents the mean local (sea/river-) water level. If inclination is sufficiently steep and/or sl rise fast enough that peat growth cannot keep pace, the peat layer will be inundated and bur-

ied by marine sediments. During the transgression the top of the peat layer can be eroded and, therefore, the exact time that the sea reached this height position can hardly be determined. The age data can only be used to define an upper limit for the sl position (VAN DE PLASSCHE/ROEP 1989). These 'basal peats' ('Basistorfe') provide data most frequently used for reconstructions of sl history (LANGE/MENKE 1967). However, if sl rise occurs slowly, no basal peat will develop but rather fenlands in which peat growth keeps up with water table rise. Age-height relations constrained from such dated fenland samples are generally affected by (auto-)compaction (ALLEN 1999).

In the predominantly siliciclastic coastal deposits along the southern Baltic coast, the problem of finding suitable dating material is critical in some aspects. In the sea area between Darss and Hiddensee, in the Pomeranian Bight and under the adjacent barriers, widespread Late Glacial basin deposits exist in depths of 8–12 m below msl. This restricts the delineation of the sl rise to that depth (relative to a certain age). Basal peats found further offshore, in turn, would not fulfil the condition that they should belong to the area represented by a local curve. Furthermore, peat may develop well above msl due to small variations in the Pleistocene topography and local groundwater control, and these are no basal peats sensu stricto. Diatom or microfossil analyses are adequate tools to prove marine influence at the top of a basal peat, but because diatoms may penetrate into deeper layers and microfossils might be reworked and redeposited, the reconstruction of the depositional environment has to be taken with caution. Basal peats do not generally occur between -4 and -1m msl due to the slow rise of sl during the Subboreal

and Early Subatlantic. Finally, intercalated peats are absent in the clastic deposits and the dense data set required for a reliable sl curve thus cannot be established in a limited area. Therefore, to avoid the use of data from areas too large to be isostatically affected to the same extent, we have used not only data from basal peats but also from fenland *Phragmites*/sedge peat profiles from near-coastal valley sections inundated during the transgression. This is based on the assumption that peat growth was mainly controlled by the sl and only insignificantly influenced by groundwater flow from adjacent higher morainic areas. To evaluate sl control and problematic but unknown (auto-)compaction, the investigated profiles were carefully analysed for their palaeoenvironmental and indicative significance and especially for the intensity of marine influence using floral macro-remains (ENDTMANN 2005, 2006; LAMPE ET AL. 2005; MANDELKOW ET AL. 2005, for standard preparation and determination methods see ENDTMANN 2006). The typical *Phragmites* peat found in undrained coastal mires has a very low density of about 0.13 g cm<sup>-3</sup>, the density of silty peat generally found at the top of the profiles amounts to 0.25–0.4 g cm<sup>-3</sup>. Because the mire does not grow more than about 20 to 30 cm above msl the effective sediment weight which can cause compaction is very low. To detect possible compacted horizons water content and dry bulk density were measured every 10 cm in the sediment profiles investigated. Finally, the data set was compared with age-height data from archaeological finds. Therefore, undetected compaction exceeding the vertical error range generally used in defining sl index points can be ruled out.

The samples from both basal peat layers and coastal mire profiles were palaeobotanically investigated and macro-remains from land plants were picked for dating. Macro-remains from non-aquatic plants were gathered each 25 to 50 cm for dating. In highly decomposed peat profile sections, no macro-remains were generally found. From these sections bulk samples, carefully purified from roots, were used for dating. All samples were <sup>14</sup>C-AMS dated and calibrated to calendar years (BC/AD; DANZEGLOCKE ET AL. 2007). The data set was supplemented with datings from tree stumps and archaeological underwater finds. In a few cases, data from other authors, given in conv. BP or cal. BP, were considered, but calibrated to calendar years BC/AD for consistency reasons. For the construction of the sl curves, the double confidence interval of the calendar age ranges shown in tab. 1–3 was used. To determine the altitudinal difference between samples, all sample depths were related to recent msl which corresponds to German Ordnance Datum NHN. Considering the many errors in exact sample depths determination (such as linear interpolation between map contour lines, levelling errors, sediment dislocation due to the drilling process, instrumental errors of echosounders, unknown water level variations etc.) categories were build, in which the many single error components were considered. Depending on the sedimentary environment of the sample and the potential exactness of sample levelling the vertical height error margins for sl index points were determined as shown in tab. 1–3. Accordingly, the former sl position was estimated to -0.1 to -0.5 m relative to the present sample position for precisely levelled samples from coastal mires, salt marshes and terrestrial excavation sites, to +0.2 to -0.8 m for basal

peats from boreholes, -0.5 m for tree stumps from drowned forests, and to +0.5 m for finds from underwater excavation sites. A more individual determination of vertical height error, related to each single sample, was not possible. Finally, the estimated age-depth ranges were used for the construction of the sl curves and their error envelopes.

#### 4 Körkwitz study site (Fischland)

Near the village of Körkwitz, a small coastal mire is located at the south-western shore of the lagoon Saaler Bodden. The mire was surveyed by 8 boreholes (fig. 2) to investigate depth and sediment distribution. The ground surface is about 10 to 30 cm above msl, with lower elevations close to the shoreline. The mire developed in a ca. 3.5 to 4.2 m deep depression, when the rising sl reached the location via the present-day lagoon east of the site. The extent of the western continuation is not known. The base of the mire consists of fluvio-limnic sand which contains freshwater diatoms. Upon the sand, carr peat developed in the deepest part of the depression, which can be traced into the lagoon for more than 500 m (boreholes SB5 to SB7, figs. 2 and 3). Within the lagoon carr peat is covered by brackish-marine mud accumulated since the marine inundation. In the mire, the inundation is marked by a thin clayey-sandy layer and a subsequent shift to *Phragmites* peat accumulation. Due to its very sheltered position, uninterrupted peat growth occurred, although it changed to salt meadow peat later on. The site was never drained artificially. Only an unfinished shipping channel (fig. 2) was built in the 1960's. It is assumed that the channel have had no drainage effect on the site investigated.

A pollen and a diatom diagram from the mire was published by LAMPE/JANKE (2004), and a macro-remains diagram was described by ENDTMANN (2006). Due to new radiocarbon data now available and to give a comprehensive overview of the results here, we present the most important parts of this diagram again. From the 9 boreholes surveyed, profile Koe-16 was selected for further investigations. Its base lies at 5.87 m below ground surface (bgs), which is about -5.65 m msl. According to the results of the macro-remain analysis, the sediment sequence can be divided into three zones with some subzones (fig. 4):

Zone **Koe-16-1** (5.87–4.15 m bgs) is characterized by muddy fluvio-limnic sand and numerous wood remains. *Pinus* and *Alnus* are evident and suggest bankside conditions. In subzone **Koe-16-1a** (5.87–5.17 m bgs) amber particles were found, which point to accumulation of reworked material. In subzone **Koe-16-1b** (5.17–4.15 m bgs), numerous indicators of submerse vegetation occur. Characeae of the genera *Chara* and *Nitella* grow in shallow water of good water quality (VEDDER 2004). *Potamogeton pectinatus* is assumed to be salt water tolerant (ROTHMALER 2002). The onset of this submerse vegetation was dated to 12,400 ± 380 BC. Due to the lack of adequate terrestrial plant material, seeds from *Potamogeton pectinatus* were used. The date is probably much too old due to possible hard-water effects (GEYH 1983) and/or redeposition.

Zone **Koe-16-2** (4.15–2.97 m bgs) comprises predominantly telmatic accumulations, i.e. mire deposits. In subzone **Koe-16-2a** (4.15–3.65 m bgs), numerous wood finds

and the proof of *Coenococcum geophilum* confirm the interpretation as carr peat. Finds of *Urtica dioica*, *Lycopus europaeus* and *Apium cf. graveolens* indicate wet, fresh, partly inundated and eu- to mesotrophic conditions (ROTHMALER 2002). Finds of *Phragmites australis* and *Typha angustifolia* confirm the existence of reeds after  $5,194 \pm 99$  BC. Both species tolerate brackish conditions (ROTHMALER 2002). Subzone **Koe-16-2b** (3.65–2.97 m bgs) consists mainly of peat, only between 3.62 and 3.52 m bgs a clayey mud is intercalated. Since ca.  $5,105 \pm 83$  BC, vegetation communities developed under mesotrophic conditions dominated by *Schoenoplectus tabernaemontani* and *Cladium mariscus*. Both reed-building species grow under mesotrophic condition on muddy soils in shallow water depths up to ca. 1 m (ROTHMALER 2002). The maximal percentage of *Schoenoplectus tabernaemontani* was found within the clayey mud, which indicates a temporal inundation of the site. Regular findings of foraminifers until a depth of 1.7 m bgs prove a marine-brackish influence. A driftline vegetation is indicated by *Suaeda maritima* and *Chenopodium album*.

The distinction of zone **Koe-16-3** (2.97–0 m bgs) is based on the continuous occurrence of *Juncus gerardii*. Salt meadows developed at the site after  $4,747 \pm 31$  BC, which grew above sea level and were inundated only episodically (SCHUBERT ET AL. 1995, ROTHMALER 2002). In subzone **Koe-16-3a** (2.97–1.45 m bgs), epidermis remains of *Phragmites australis* are still present. But because diaspores are completely absent, it may be assumed that they belong to rhizomes which penetrated subsequently from higher levels. Diaspores of *Androsace cf. septentrionale* most probably originate from dry, nutrient-poor and loose basin sand areas in the surroundings of the mire depression. According to ROTHMALER (2002) and OBERDORFER (1994), this species grows in sandy dry grasslands as well as on dunes. Although BENKERT ET AL. (1996) describe no recent occurrence, some findings from earlier periods have been proven by macro-remain analyses (e. g. LAMPE ET AL. 2005; ENDTMANN, this paper, see Augustenhof site). Both the peat as well as the silt peat of the subzone **Koe-16-3b** (1.45–0.63 m bgs) are characterized by a significant lack of fossils. All diaspores were mineralized in this section, only resistant charcoal particles remained. Observed *Phragmites* remains probably penetrated later from younger layers above. LAMPE/JANKE (2004) assume that this section reflects a condensed peat accumulation which degraded and mineralized during two desiccation phases, caused by sl falls at ca. 800 BC and, much more pronounced, during the Little Ice Age between 1,450 and 1,850 AD. In subzone **Koe-16-3c** *Juncus gerardii* started to occur continuously again. Due to the renewed rise of sl, episodic flooding occurred more frequently. The macro-fossil spectrum becomes similar to that of subzone **Koe-16-3a**. Finds of *Phragmites australis* diaspores proof the existence of this species, the occurrence of *Juncus bufonius* points to anthropogenic influence on the salt meadows (KÖRBER-GROHNE 1964, ROTHMALER 2002). The absence of foraminifera is related to the lowered salinity in the Saaler Bodden due to its ongoing truncation from water exchange with the Baltic.

Subsequently the profile was radiocarbon-dated using sampled macro-remains. Due to the scarceness of such remains, the spacing between the samples was rather large and for the upper section no data could be obtained. To

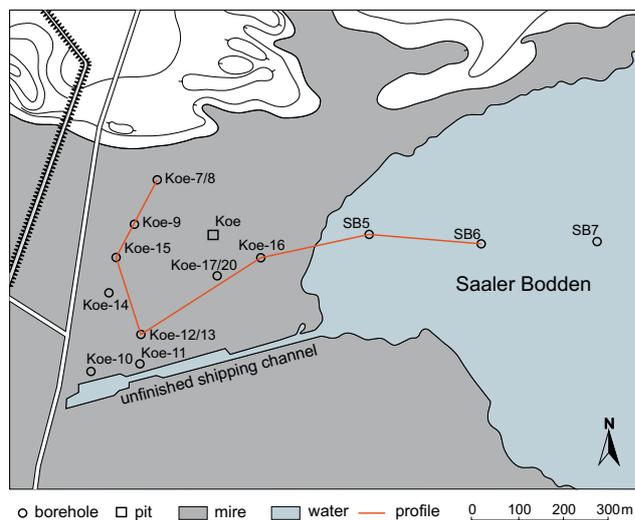


Fig. 2: The Körkwitz coastal mire (Fischland) and the sediment profiles taken to survey depth and sediment distribution. The red line depicts the mire profile shown in fig. 3.

Abb. 2: Das Küstenüberflutungsmoor Körkwitz (Fischland) sowie Sondierungen zur Erkundung der Moor-Tiefe und Sedimentverteilung. Die rote Linie gibt die Lage des in Abb. 3 gezeigten Moor-Querschnitts wieder.

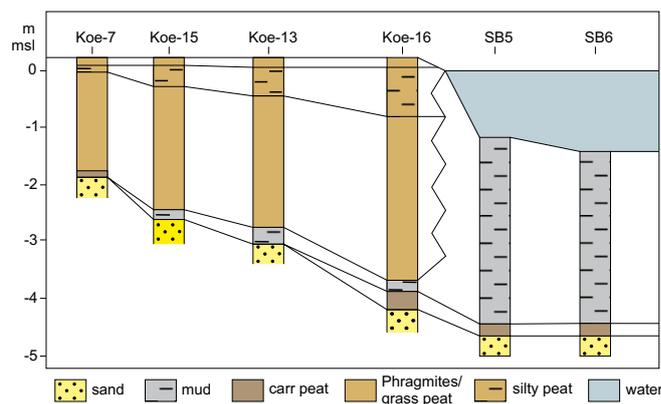


Fig. 3: Selected boreholes from the profile shown in fig. 2 to investigate depth and sediment distribution in the Körkwitz coastal mire (Fischland).

Abb. 3: Ausgewählte Sondierungen, die entlang des in Abb. 2 gezeigten Transekts zur Erkundung der Moor-Tiefe und Sedimentverteilung im Küstenüberflutungsmoor Körkwitz (Fischland) niedergebracht wurden.

obtain a more comprehensive data base of sl rise in this area, the peat profiles Koe-17/20 were taken in the vicinity to Koe-16 (fig. 2). From this profiles, cleaned humic material as bulk samples were used for dating. Bulk samples taken and dated during first surveys were also included (pit Koe, fig. 2). For further expansion of the data base, radiocarbon data available from Fischland (the coastal landscape in which the Körkwitz site is located) and the nearby offshore area were checked for reliability considering find documentation, sediment character, geological position and possible post-sedimentary compaction. The final data base is provided in tab. 1.

The radiocarbon data cover the depth interval down to -4 m msl very well (fig. 8B). Between 0 and 1,000 AD, a gap can be recognized for which no data exist, suggesting that peat growth was apparently low. However, because the da-



Tab. 1: Radiocarbon data from the Fischland study area. Calibration was made according to DANZEGLOCKE ET AL. (2007), dating error is shown as  $1\sigma$  confidence interval, msl refers to sample height relative to recent mean sea level, which corresponds to German Ordnance Datum NHN. Lowl and uppl reflects the vertical limits within which the former sl was located according to the facies of the deposits and levelling errors. Lowl is the lower limit and uppl the upper limit relative to the suspected sl. Abbreviation meanings: telm = telmatic; mar = marine; terr = terrestrial; indet. = indeterminate; mr = macro-remain, used for dating; ha, leach. res. = humic matter, leaching residue used for dating.

Tab. 1: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Untersuchungsgebiet Fischland. Die Kalibrierung der Daten erfolgte nach DANZEGLOCKE ET AL. (2007), der Datierungsfehler ist als  $1\sigma$ -Intervall angegeben, msl gibt die relative Position der Probe zum derzeitigen mittleren Meeresspiegel wieder, der dem deutschen Höhenbezugsniveau NHN entspricht. Lowl und uppl geben die untere bzw. die obere Grenze des Höhenintervalls wieder, in dem der vormalige Meeresspiegel sich unter Berücksichtigung der sedimentären Fazies und des Bestimmungsfehlers der Höhenlage der Probe gelegen hat. Die Abkürzungen bedeuten: telm = telmatisch; mar = marin; terr = terrestrisch; indet. = unbestimmbar; mr = für Datierung wurde ein Makro-Rest genutzt; ha, leach. res. = Huminstoffe, für Datierung wurde der Laugungsrest genutzt.

No	Lab	code	site, sample	conv. BP	cal BC/AD	d <sup>13</sup> C	msl	lowl	uppl	facies	dated material	
1	KIA	25991	Körkwitz 20/1	>1954	>1954	AD	-29.9	-0.1	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
2	Hv	23976	Körkwitz	355 +/- 85	1547 +/- 79	AD	-28.7	0.0	-0.5	0.1	telm	peat, bulk
3	Hv	23673	Körkwitz	595 +/- 65	1351 +/- 45	AD	-27.8	-0.1	-0.5	0.1	telm	peat, bulk
4	Hv	23675	Körkwitz	710 +/- 80	1296 +/- 70	AD	-28.1	-0.1	-0.5	0.1	telm	peat, bulk
5	KIA	25992	Körkwitz 20/1	780 +/- 25	1242 +/- 18	AD	-27.1	-0.1	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
6	Hv	23674	Körkwitz	820 +/- 80	1168 +/- 83	AD	-28.2	-0.1	-0.5	0.1	telm	peat, bulk
7	KIA	25993	Körkwitz 20/1	2175 +/- 25	271 +/- 69	BC	-28.9	-0.2	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
8	Hv	23677	Körkwitz	2410 +/- 90	569 +/- 141	BC	-28.1	-0.4	-0.5	0.1	telm	peat, bulk
9	Hv	23676	Körkwitz	2555 +/- 70	670 +/- 112	BC	-27.0	-0.5	-0.5	0.1	telm	peat, bulk
10	KIA	25994	Körkwitz 20/1	2745 +/- 30	885 +/- 33	BC	-27.5	-0.8	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
11	KIA	25995	Körkwitz 20/1	3225 +/- 30	1490 +/- 30	BC	-29.3	-0.9	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
12	KIA	22884	Körkwitz17-19	3611 +/- 54	1976 +/- 74	BC	-26.7	-1.0	-0.5	0.1	telm	indet mr
13	KIA	25996	Körkwitz 20/1	3835 +/- 30	2306 +/- 71	BC	-28.7	-1.1	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
14	KIA	25997	Körkwitz 20/1	4095 +/- 30	2713 +/- 112	BC	-27.9	-1.3	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
15	KIA	25998	Körkwitz 20/1	4390 +/- 30	3008 +/- 61	BC	-26.9	-1.5	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
16	Gd	15284	Körkwitz	4490 +/- 100	3182 +/- 149	BC	-	-1.1	-0.5	0.1	telm	peat, bulk
17	KIA	26001	Körkwitz 20	4550 +/- 25	3251 +/- 103	BC	-28.2	-1.6	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
18	KIA	25999	Körkwitz 20/1	4655 +/- 30	3445 +/- 52	BC	-26.6	-1.7	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
19	KIA	22883	Körkwitz17-19	4657 +/- 56	3455 +/- 70	BC	-27.0	-1.8	-0.5	0.1	telm	indet mr
20	KIA	26002	Körkwitz 20	4920 +/- 30	3699 +/- 32	BC	-25.6	-1.9	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
21	KIA	26000	Körkwitz 20/1	4920 +/- 30	3699 +/- 32	BC	-25.3	-1.9	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
22	KIA	22882	Körkwitz16	5285 +/- 65	4119 +/- 92	BC	-26.0	-2.1	-0.5	0.1	telm	indet. mr
23	KIA	26003	Körkwitz 20	5325 +/- 30	4154 +/- 66	BC	-25.3	-2.5	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
24	KIA	26004	Körkwitz 20	5845 +/- 30	4726 +/- 36	BC	-25.7	-3.1	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
25	KIA	22881	Körkwitz16	5881 +/- 36	4747 +/- 31	BC	-22.1	-2.8	-0.5	0.1	telm	mr [Schoenopl.]
26	KIA	26005	Körkwitz 20	6135 +/- 35	5106 +/- 78	BC	-27.1	-3.7	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
27	KIA	22880	Körkwitz16	6150 +/- 40	5105 +/- 83	BC	-25.5	-3.3	-0.5	0.1	telm	mr [Schoenopl.]
28	KIA	22879	Körkwitz16	6255 +/- 74	5194 +/- 99	BC	-26.4	-3.5	-0.5	0.1	telm	mr [insect remains]
29	KIA	26006	Körkwitz 20	6475 +/- 30	5436 +/- 40	BC	-28.1	-4.2	-0.5	0.1	telm	ha, leach.res.
30	Hv	22398	Darß 1 **	6520 +/- 220	5438 +/- 204	BC	-	-7.0	-0.8	0.2	?	sandy mud, bulk
31	KIA	26573	SaalerB 7/2	6670 +/- 35	5596 +/- 29	BC	-28.4	-3.9	-0.8	0.2	telm	Pinus bark
32	KIA	35288	Grabow, Pr. 16*	7100 +/- 35	5974 +/- 39	BC	-26.7	-6.8	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
33	KIA	35275	SundWiese, Pr. 1*	7195 +/- 40	6058 +/- 30	BC	-27.1	-7.3	-0.5		terr	wood from fossil soil
34	KIA	35282	nördl. Zingst, Pr. 10*	7395 +/- 40	6295 +/- 53	BC	-18.5	-9.5	-0.8	0.2	telm	indet mr
35	Hv	22399	Darß 1 **	7485 +/- 115	6338 +/- 101	BC	-	-9.7	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
36			DS F 3750/13a ***	7760 +/- 115	6653 +/- 146	BC	-	-11.7	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
37			DS F 3300/12 ***	7990 +/- 100	6893 +/- 145	BC	-	-16.2	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
38	KIA	22878	Körkwitz16	12288 +/- 68	12400 +/- 380	BC	-10.0	-4.8	-0.5	0.1	telm	mr [Potamogeton]

\* data provided by M. Naumann, LBEG Hannover

\*\* data provided by W. Schumacher, Greifswald University

\*\*\* data provided by W. Lemke †

ta derive from different sites (Koe, Koe-16 and Koe-17/20) and even in a flat salt meadow height differences of a few decimetres are not exceptional, we cannot conclude that a sl stillstand or fall has occurred. For the interval deeper than -4 m only scarce data exist. In the near future more data will be come available due to the recent findings of drowned forests offshore (TAUBER subm.). So far, we can add only eight unpublished dates from Fischland and its

offshore area. The dated materials are bulk samples from basal peat, macro-remains sampled from basal peat or wood from a fossil soil. Although the character of the accumulations is not known in all details, they are interpreted as basal sediments reflecting the former sl (see tab. 1). Their positions allow us to extend the rsl curve down to -12 m msl as shown in fig 8B.

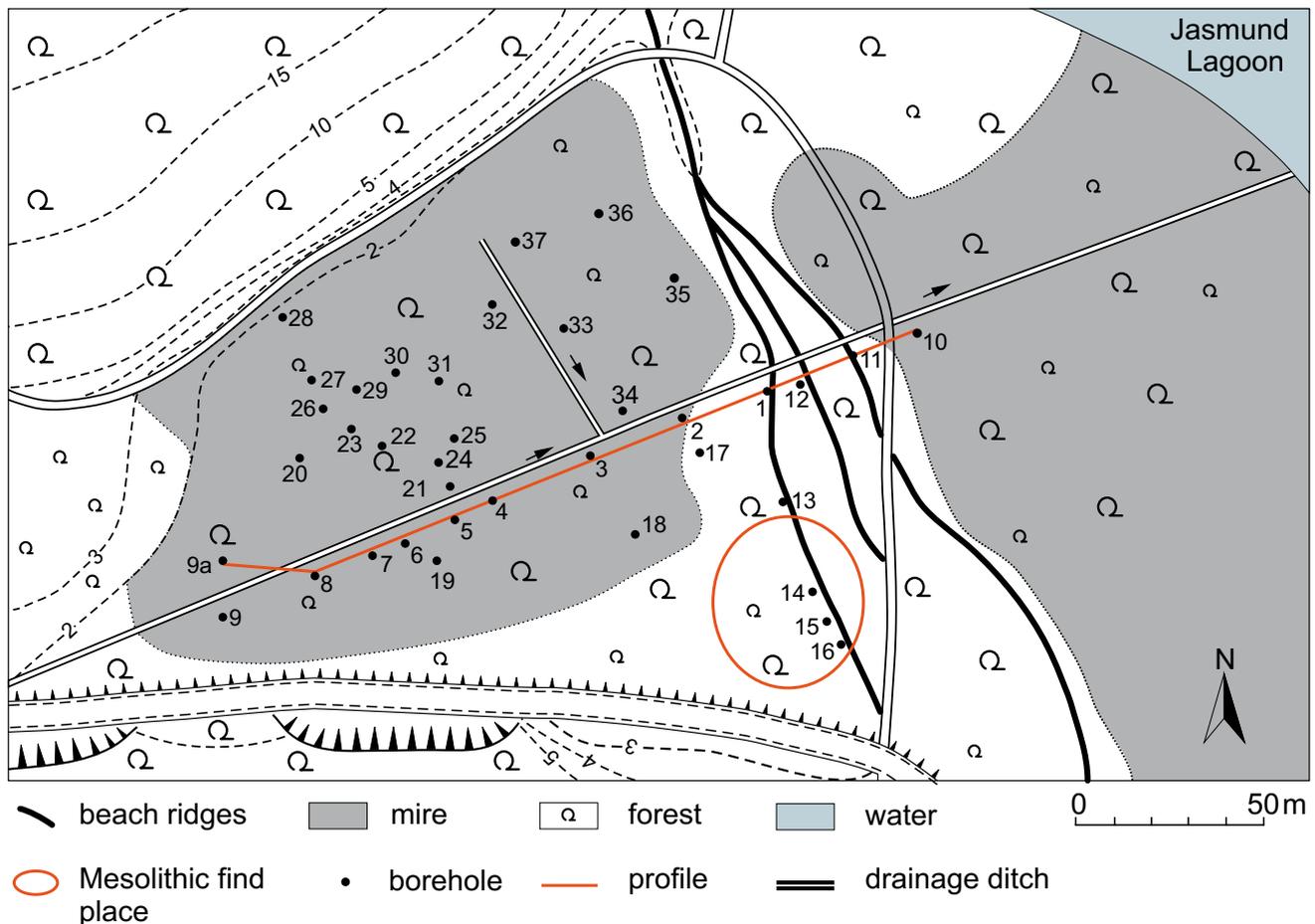


Fig. 5: The Augustenhof coastal mire (North Rügen/Hiddensee), the sediment profiles surveyed and the core Aug-9a used for sampling. The red line depicts the mire profile shown in fig. 6.

Abb. 5: Das Küstenüberflutungsmoor Augustenhof (Nord-Rügen/Hiddensee), Sedimentsondierungen und Lage des beprobten Kerns Aug-9a. Die rote Linie gibt die Lage des in Abb. 6 gezeigten Moor-Querschnitts wieder.

## 5 Augustenhof study site (North Rügen/Hiddensee)

The study site Augustenhof is a small coastal mire located at the southern shore of the Großer Jasmunder Bodden (figs. 1, 5), which is dammed by a beach ridge system from the lagoon. Since 1914 the ridges are known as a find spot of late Mesolithic artefacts and belong to a cluster of similar places known from the vicinity on Rügen and the adjacent mainland (UMBREIT 1939, GRAMSCH 1978, TERBERGER/SEILER 2005). A pollen diagram was published by LANGE ET AL. (1986). The mire was surveyed by 37 boreholes (fig. 5) to investigate the depression's depth and sediment distribution. A profile along the central ditch, which drains the mire today is shown in fig. 6.

The base of the depression lies at about -4.5 to -5.5 m msl and consists of sand of various grain sizes. In most boreholes, a basal peat was detected upon which marine mud with shell remains were deposited. Shortly after the inundation by the rising sea, beach ridges started to cut the depression off from the sea. First ridge sediments occur in borehole 5 at -4.1 to -3.25 m msl, with a coarser grained continuation in borehole 4. Subsequently the ridges started to prograde eastwards, thereby climbing to higher positions (boreholes 3, 2, 1). Consequently, the cut-off must have become effective, as behind the beach ridge a small coastal lake developed. In its central part marl accumulated

(borehole 6), while at the seaward margin organic mud was intersected by sandy overwash layers (borehole 5). While the beach ridge prograded to the NE, the lake area shrunk due to peat growth. From ca. -1 m msl upwards, peat is the only sediment in the depression behind the ridges. The sequence proves that primarily the peat grew with rising sl. However, the disappearance of the lake points to some lateral growth too, and the present surface about 1 to 1.5 m above msl clearly shows that water input from the surrounding elevations allowed a subsequent growth independent of sl position. The recent drainage of the fen must have initiated peat decomposition, compaction and surface lowering. Nevertheless, together with the neighbouring and very similar site Ralswiek (KLEWE/LANGE 1971), the mire represents the only site on North Rügen where peat growth was controlled by the rising sea at least for several vertical metres.

Borehole Aug-9a, which has not been influenced by lake or beach ridge development, was selected to take samples for macro-remain analysis and radiocarbon dating. According to the results of the macro-remain analysis, the sequence can be divided into four zones with several subzones (fig. 7). In zone **Aug-9a-1** (5.00–4.49 m bgs, surface is 1.26 m above msl), the underlying silicate mud is nearly barren of macrofossils and only some remains of indeterminable molluscs were detected. The sedimentation

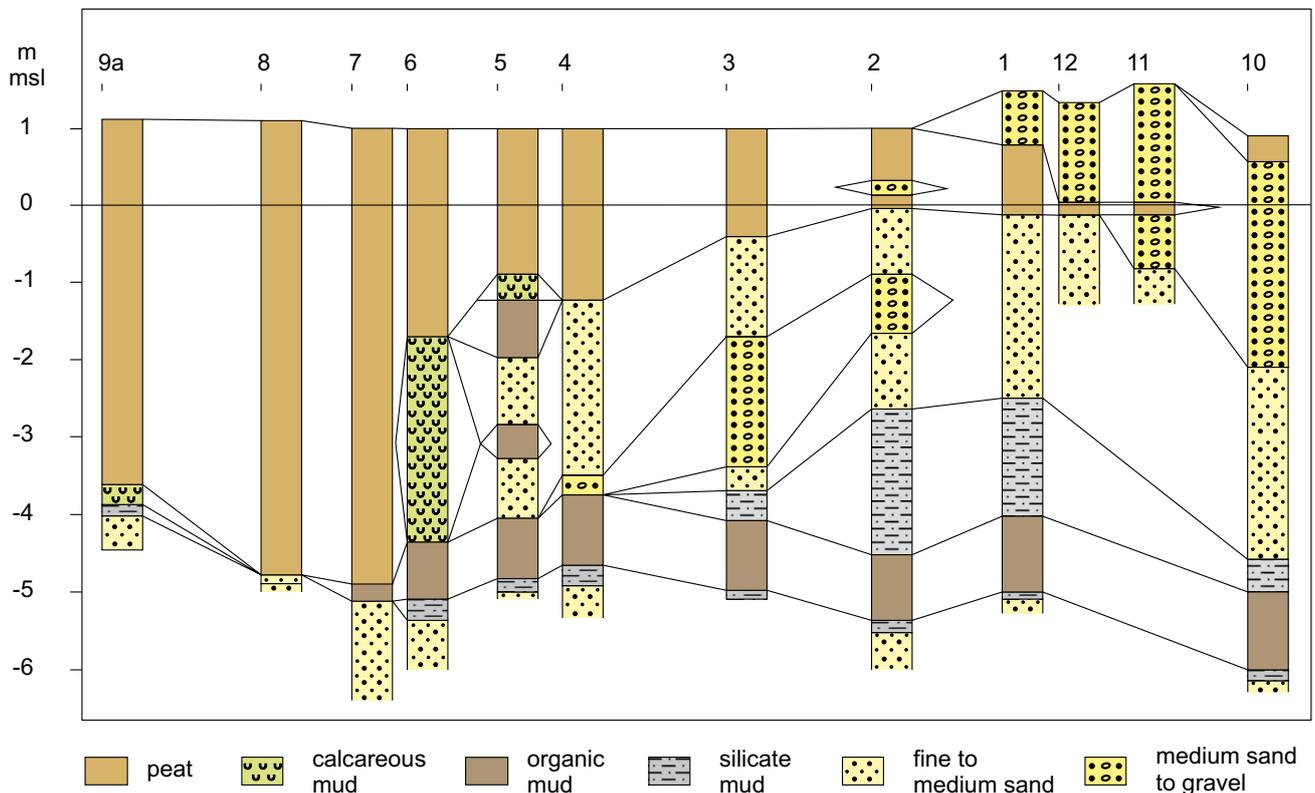


Fig. 6: Selected boreholes from the profile shown in fig. 5 to investigate depth and sediment distribution in the Augustenhof coastal mire (North Rügen/Hiddensee).

Abb. 6: Ausgewählte Sondierungen, die entlang des in Abb. 5 gezeigten Transekts zur Erkundung der Moor-Tiefe und Sedimentverteilung im Küstenüberflutungsmoor Augustenhof (Nord-Rügen/Hiddensee) niedergebracht wurden.

of calcareous mud (4.91–4.49 m bgs) reflects the existence of open water. The macrofossil spectrum comprises wood and charcoal particles (probably redeposited) and rootlets which extended down from higher strata.

With the onset of carr peat deposition in zone **Aug-9a-2** (4.49–3.49 m bgs) the portion of rootlets and wood remains increases significantly. Numerous remains of *Alnus glutinosa* point probably to the existence of *Alnion glutinosae* (Malc. 1929) Meijer-Drees 1936 (SCHUBERT ET AL. 1995). *Caltha palustris*, *Chrysosplenium alternifolium*, *Apium graveolens*, *Mentha aquatica* and *Eupatorium cannabinum* probably grew along a creek. These species and *Urtica dioica* are characteristic of eutrophic soil conditions. The continuous occurrence of mosses like *Brachythecium* spec. and *Homolothecium nitens* also points to the existence of wet soil or spring water conditions. *Leptodictium riparium* and *Scorpidium scorpidioides* represent stagnant water.

The following zone **Aug-9a-3** (3.49–2.55 m bgs) is dominated by species which are also characteristic of recent reed vegetation. In the lower section, peat was formed mainly by *Phragmites australis* and *Schoenoplectus tabernaemontanii*. Since 4,652 ± 65 BC *Cladium mariscus* also becomes evident. All species reflect mesotrophic conditions and shallow water. The occurrence of foraminifers and *S. tabernaemontanii* indicate brackish-marine influence, which in turn implies that identified *Typha* seeds must derive from the halotolerant species *T. angustifolia* (ROTHMALER 2002). Decreasing amounts of *Schoenoplectus tabernaemontanii*, increasing amounts of *Cladium mariscus* and the absence of foraminifers show stronger freshwater influence to-

wards upper part of the zone. Regular finds of *Chenopodium album/Suaeda maritima* and also of *Atriplex spec.* point to the existence of eutrophic drift line communities in the surroundings. A single find of *Androsace cf. septentrionale* at about 5,160 ± 65 BC is remarkable. Former occurrences in habitats along the coastal area of the Saaler Bodden (profile Körkwitz, ENDTMANN 2006) and the Strelasund (profile Stralsund-Mischwasserspeicher, ENDTMANN, unpublished data) date younger than 5,000 BC. Finds along the coast area of Wismar bay (profile Redentin; LAMPE et al. 2005) date between 322 ± 51 AD and 1,809 ± 97 AD. At the moment, the Augustenhof finding is the oldest one along the NE German Baltic coast. *Androsace septentrionale* grows on mesotrophic loose sandy soils, ruderal habitats and also on dunes (ROTHMALER 2002).

Soon after 3,864 ± 93 BC, an alder forest swamp peat is developed again (zone **Aug-9a-4**; 2.55–0.00 m bgs). The macro-fossil spectrum is similar to zone Aug-9-2. Wooden particles and radicells are predominant. Zone **Aug-9a-4** is subdivided into 3 subzones. In subzone **Aug-9a-4a** (2.55–1.45 m bgs) the abundance of alder remains is higher than before but not as high as in zone **Aug-9a-2**. *Urtica dioica* occurs continuously but in low percentages. *Caltha palustris*, *Mentha spec.* and *Apium graveolens* grow on eutrophic soils along the creek. The absence of *Phragmites australis* in subzone **Aug-9a-4b** (1.45–0.85 m bgs) reflects a change of water table and dryer conditions than before. Numerous diaspores of *Urtica dioica* point to a release of nutrients by peat degradation. Eutrophic, partly muddy sites along the creek are represented by *Berula erecta* and *Lythrum sali-*



*caria*, *Silene dioica*, *Rubus idaeus* and cf. *Stellaria nemorum* are also associated with nutrient enrichment. Seeds of cf. *Potentilla anserina* and *Chenopodium album/Suaeda maritima* reflect the existence of a eutrophic drift line vegetation with nutrient-enriched conditions along the shoreline of the lagoon. Subzone **Aug-9a-4c** (0.85–0.00 m bgs) represents an Urtico-Alnetum glutinosae (Scam.1935) Fuk. 1961 (SCHUBERT et al. 1995) with *Alnus glutinosa*, *Urtica dioica* and *Rubus idaeus*. *Iris pseudacorus* also points to a eutrophic alder swamp, but with episodically flooded hummocks and hollows. Finds of different species of *Drepanocladus*,

Characeae oospores, and diaspores of *Ranunculus Batrachium*-group and cases of caddisflies (Trichoptera) reflect the existence of shallow fresh or brackish water nearby.

The macro-remain analysis clearly shows that the site was influenced by intrusions of brackish water and that the rising sea instigated peat growth until  $4,390 \pm 39$  BC; since ca. 3,850 BC the site became dryer. After a period of peat degradation, which started probably at about 3,000 BC, water discharged from the surrounding hills became more important for peat growth control. The mire grew to at least 1 m above sea level, which is the lowest mire surface alti-

Tab. 2: Radiocarbon data from the N-Rügen / Hiddensee study area. For details and abbreviations see tab. 1.

Tab. 2: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Untersuchungsgebiet N-Rügen/Hiddensee. Für Details und Abkürzungen siehe Tab. 1.

No	Lab	code	site, sample	conv. BP		calBC/AD			d <sup>13</sup> C	msl	lowl	uppl	facies	dated material		
1	Hv	24430	Hiddensee 2	595	+/-	65	1351	+/-	45	AD	-17.6	-0.5	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
2	KIA	25987	Augustenhof AH9a	1065	+/-	30	959	+/-	40	AD	-26.7	0.8	-0.5	0.1	telm	indet mr
3	Hv	23672	Vaschwitz	1120	+/-	100	889	+/-	106	AD	-28.8	0.0	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
4	Hv	23671	Vaschwitz	1155	+/-	100	857	+/-	109	AD	-28.5	0.0	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
5	KIA	26574	Vaschwitz	1440	+/-	25	613	+/-	20	AD	-31.2	0.0	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
6	KIA	26575	Vaschwitz	2755	+/-	45	909	+/-	54	BC	-27.9	-0.1	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
7	KIA	19818	Feuersteinfelder Nord	3890	+/-	30	2386	+/-	56	BC	-27.6	0.0	-0.8	0.2	telm	mr [Chenopodium]
8	Hv	24832	Feuersteinfelder Nord	4240	+/-	70	2808	+/-	101	BC	-27.6	-0.1	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
9	KIA	26577	Vaschwitz	4290	+/-	50	2939	+/-	52	BC	-28.7	-0.4	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
10	KIA	26576	Vaschwitz	4300	+/-	40	2944	+/-	44	BC	-28.6	-0.4	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
12	KIA	25989	Augustenhof AH9a	4580	+/-	30	3329	+/-	137	BC	-28.5	-0.3	-0.5	0.1	telm	mr [A.glutinosa]
13	KIA	24217	Lietzow-Buddelin ***	4632	+/-	38	3435	+/-	58	BC	-23.2	-0.2	-0.5		terr	bone
14	KIA	26563	Augustenhof AH9a	4770	+/-	50	3529	+/-	92	BC	-29.6	-0.9	-0.5	0.1	telm	mr [A.glutinosa]
15	KIA	25985	Augustenhof AH5b	5030	+/-	35	3849	+/-	69	BC	-27.2	-1.0	-0.5	0.1	telm	mr [A.glutinosa]
16	KIA	26565	Augustenhof AH9a	5080	+/-	90	3864	+/-	93	BC	-30.3	-1.5	-0.5	0.1	telm	mr [Carex riparia]
17	KIA	24220	Lietzow-Buddelin ***	5324	+/-	39	4156	+/-	70	BC	-22.8	-0.4	-0.5		terr	antler fragment
18	KIA	24218	Lietzow-Buddelin ***	5368	+/-	38	4209	+/-	92	BC	-23.6	-0.6	-0.5		terr	bone
19	KIA	24245	Bergen Fpl. 24, Breetzer Ort *	5393	+/-	29	4281	+/-	35	BC	-27.5	-1.1		0.5	mar	wooden post
20	KIA	26566	Augustenhof AH9a	5530	+/-	35	4390	+/-	39	BC	-24.3	-1.6	-0.5	0.1	telm	mr [Cladium/Schoenopl.]
20	KIA	24219	Lietzow-Buddelin ***	5645	+/-	39	4472	+/-	49	BC	-23.9	-0.7	-0.5		terr	bone
21	KIA	24249	Bergen Fpl. 24, Breetzer Ort *	5704	+/-	30	4544	+/-	40	BC	-21.8	-1.1		0.5	mar	Cervus bone
22	KIA	24248	Bergen Fpl. 24, Breetzer Ort *	5802	+/-	30	4657	+/-	42	BC	-21.3	-1.1		0.5	mar	Sus bone
23	KIA	26567	Augustenhof AH9a	5810	+/-	55	4652	+/-	65	BC	-31.1	-1.8	-0.5	0.1	telm	mr [Chenopodium]
24	Bln	1559	Binz I ****	5844	+/-	70	4702	+/-	87	BC	-	-1.9	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
25	KIA	24250	Bergen Fpl. 24, Breetzer Ort *	5879	+/-	35	4756	+/-	33	BC	-23.1	-1.4		0.5	mar	Capreolus bone
26	KIA	25986	Augustenhof AH5b	5980	+/-	35	4873	+/-	49	BC	-26.0	-2.2	-0.5	0.1	telm	indet mr
27	KIA	27247	Wittow Fpl. 100 *	6005	+/-	26	4898	+/-	38	BC	-26.0	-1.8		0.5	mar	wood
28	KIA	24246	Bergen Fpl. 24, Breetzer Ort *	6181	+/-	35	5136	+/-	58	BC	-26.0	-1.1	-0.5		terr	trunk
29	KIA	26568	Augustenhof AH9a	6205	+/-	35	5159	+/-	67	BC	-27.7	-2.0	-0.5	0.1	telm	indet mr
30	KIA	26569	Augustenhof AH9a	6300	+/-	30	5283	+/-	27	BC	-27.4	-2.3	-0.5	0.1	telm	mr [A.glutinosa]
31	KIA	24247	Bergen Fpl. 24, Breetzer Ort *	6574	+/-	35	5528	+/-	29	BC	-26.2	-1.1	-0.5		terr	charcoal, fireplace
32	KIA	27248	Wittow Fpl. 100, Kamminer Ort *	6577	+/-	32	5529	+/-	27	BC	-25.4	-1.7	-0.5		terr	wood
33	Hv	24432	Breezer Bodden 1/1	6700	+/-	90	5621	+/-	72	BC	-25.7	-3.5	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
34	Hv	24433	Breezer Bodden	6840	+/-	100	5754	+/-	92	BC	-27.0	-3.7	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
35	KIA	26571	Augustenhof AH9a	6905	+/-	45	5784	+/-	41	BC	-25.6	-3.1	-0.5	0.1	telm	mr [A.glutinosa]
36	Hv	24420	Hiddensee 32	7260	+/-	135	6154	+/-	133	BC	-27.2	-4.0	-0.8	0.2	telm	wood
37	Hv	24423	Hiddensee 19	7400	+/-	55	6295	+/-	63	BC	-29.3	-6.6	-0.8	0.2	telm	wood
38	Hv	24421	Hiddensee 24	7475	+/-	90	6336	+/-	81	BC	-27.3	-8.1	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
39	Bln	1560	Binz I ****	7698	+/-	46	6539	+/-	48	BC	-	-7.6	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
40	KIA	22805	Wittow Fpl. 97, Gelmer Ort *	7894	+/-	34	6757	+/-	63	BC	-	-2.1	-0.5		terr	wood
41	Hv	24425	Hiddensee 14	8010	+/-	195	6964	+/-	264	BC	-	-11.8	-0.8	0.2	telm	peat, bulk
42	Bln	1875	Binz III ****	8060	+/-	80	6987	+/-	142	BC	-	-9.1	-0.8	0.2	telm	peat, bulk

\* data provided by Landesamt für Bodendenkmalpflege Mecklenburg-Vorpommern

\*\* data provided by W. Schumacher, Greifswald University

\*\*\* data provided by T. Terberger, Greifswald University

\*\*\*\* data provided by H. Klieve †

tude today (fig. 6). However, artificial drainage in the last century has probably led to surface lowering, sediment densification and therefore compaction. It must be argued that the dated samples are today in a lower position than they were primarily. Samples close to the present sl date to ca. 3,000 BC. Thus, all samples of younger age and higher position cannot be used as proper sl index points. Although they might point to a temporary higher sea level, this assumption is not supported by the vegetation analysis and remains speculative. These limitations restrict the potential of the site to some extent to provide correct sl index points. Due to the expected inaccuracy of the data gathered from the Augustenhof site, the sl data set was supplemented with samples derived from nearby archaeological sites on- and offshore (LAMPE 2005b, LÜBKE 2005, TERBERGER/SEILER 2005), and with basal peat data known from the surrounding lagoons and the island Hiddensee (BARTHEL 2002). The final data set (tab. 2) contains spatially wider distributed data than those from Wismar (LAMPE ET AL. 2005) and Fischland (this paper). The longer diagonal of the rectangular sampling area, however, does not exceed 40 km and stretches nearly parallel to the recent uplift isobases (fig. 1). The influence of a wider sample distribution should therefore not contribute to an isostatically-induced larger altitude error of the sl index points. The rsl curve established from these data is shown in fig. 8C.

## 6 Wismar study site

All data used to establish the rsl curve for the Wismar study area have already been published in LAMPE ET AL. (2005). For the comparison with the study areas Fischland and N-Rügen/Hiddensee and for the determination of the isostatic component, we use the same data without any supplement here (tab. 3). However, we simplified the rsl curve slightly by generalizing its course, avoiding to suggest sl fluctuations where less data are available due to peat degradation. The rsl curve is shown in fig. 8A.

## 7 Discussion

Sufficient data could be gathered from all study areas to construct rsl curves with relatively narrow error envelopes, which cover the period from today back to 7,000 BC and down to -13 m msl (fig. 8). The error band becomes wider as more sites are considered, as can best be seen from the N-Rügen/Hiddensee curve (fig. 8C). For particular time intervals the discrimination between different facies allows a very precise definition of rsl, whereas for other periods data are rare, especially between 2,000 BC and 1,000 AD, and the sl position remains rather vague. Periods from which radiocarbon data are rare are often related to lower sea level, which caused peat destruction. This conclusion, however, is weakened by the observation that many “intervals of lower sea level” detected in the sediment profiles do not cover the same periods. Here, we abdicate from the identification of uncertain periods of lower sea level and present more generalized rsl envelopes.

In cases where data from different facies exist, they can be checked against each other for reliability. In that way it becomes clear that the samples from Augustenhof (white

squares in fig. 8C) have either been influenced by compaction, or have accumulated in a water depth greater than expected, as they plot significantly lower (0.4 to 0.7 m) than the well-surveyed underwater finds from the Breeger Bodden (blue circles in fig. 8C) which have the same age. Also, samples from different Körkwitz boreholes having similar ages differ in their heights by about 0.3 to a maximum of 0.7 m (fig. 8B), pointing to differential upgrowth, auto-compaction, desiccation, decomposition and/or the many other processes which cause undulating matter accumulation and wavy isochrones in the coastal mires.

When comparing the resulting rsl error envelopes from all three study areas, we see that the sl developments show similar trends (fig. 8). At each site the rapid sl rise ended at about 5,500 BC, although at different msl depths. During the subsequent sl development, which was characterized by an overall decrease in rate of sl rise, non-eustatic movements became more important resulting in significantly higher positions of sl index points towards the north of the study area. While at Wismar the sl has been continuously rising from lower levels up to the present day on Rügen it reached present msl already about 3,000 to 2,500 BC. Here, rsl was probably temporary higher to some (unknown) extent at 3,000 BC (cf. KLIEWE/JANKE 1982), subsequently experiencing a very slow, long-lasting descent. In all study areas, conspicuous hints were found that at about 1,000 AD the sl started rising more rapidly again (Late Subatlantic transgression, LAMPE/JANKE 2004). This renewed ascent was interrupted during the Little Ice Age, when a prominent black pitchy soil layer was formed in the coastal mires caused by desiccation and peat degradation. Comparable layers were described from many sites along the German and Danish North Sea coast (FREUND/STREIF 1999, GEHRELS ET AL. 2006) and indicate that the Little Ice Age sl variation was a widespread phenomenon. At the southern Baltic coast it was probably the only significant oscillation throughout the last 5,000 years. For other minor fluctuations, such as during the Bronze Age, only vague evidence exists, e.g. in the Körkwitz profile, where a second, but less distinctive black layer exists (LAMPE/JANKE 2004).

Despite the apparent resemblance of the three sl curves, they differ regularly in their age-depth relations, indicating a long-lasting movement of the Earth's crust and implying isostatic movements in the absence of neotectonic movements. In a first step we have investigated the similarity and persistency of the suspected total isostatic movement. The hydro-isostatic subsidence of the coastal area caused by the rising Littorina Sea is included in the total isostatic component, but could not be determined separately. We used a shoreline diagram which relates the msl values of the three rsl curves to each other. The approach rests on the assumption that in a deglacial system and under invariant geological conditions, the uplifting sites reveal a fixed relation when comparing distances from the loading centre and uplift rates: the greater the distance, the smaller the uplift. In this way contemporaneous shorelines at different distances from the loading centre would be located on tilted isochrones running radially from the loading centre to the former ice sheet margin. The gradient of the isolines decreases with decreasing shoreline age. The shoreline diagram approach was used in many ways to investigate differential crustal movements (e. g. MÖRNER 1976, DONNER 1980, KJEMPERUD 1986). Due

Tab. 3: Radiocarbon data from the Wismar Bight study area. For details and abbreviations see tab. 1.

Tab. 3: Radiokohlenstoffdatierungen aus dem Untersuchungsgebiet Wismar-Bucht. Für Details und Abkürzungen siehe Tab. 1.

No	Lab	code	site, sample	conv.	BP	calBC/AD	d <sup>13</sup> C	msl	lowl	uppl	facies	dated material
1	KIA	22874	Redentin6	226	+/- 33	1721 +/- 71 AD	-26.1	0.0	-0.5	0.1	telm	indet mr
2	KIA	22873	Redentin6	490	+/- 23	1423 +/- 8 AD	-25.9	-0.3	-0.5	0.1	telm	indet mr
3	KIA	22875	Redentin6	535	+/- 23	1401 +/- 16 AD	-26.1	0.2	-0.5	0.1	telm	indet mr
4	KIA	19817	Rustwerder, Salzwiese	885	+/- 25	1126 +/- 60 AD	-23.9	0.0	-0.5	0.1	telm	mr [Betula]
5	KIA	22872	Redentin6	895	+/- 33	1119 +/- 59 AD	-24.9	-0.5	-0.5	0.1	telm	indet mr
6	KIA	22871	Redentin6	1707	+/- 26	322 +/- 51 AD	-27.3	-0.9	-0.5	0.1	telm	indet mr
7	KIA	22876	Redentin6	1810	+/- 31	192 +/- 42 AD	-22.5	-1.0	-0.5	0.1	telm	seeds
8	KIA	22870	Redentin6	3664	+/- 80	2058 +/- 109 BC	-28.2	-1.9	-0.5	0.1	telm	indet mr
9	KIA	22869	Redentin6	3918	+/- 57	2398 +/- 79 BC	-30.0	-2.4	-0.5	0.1	telm	indet mr
10	KIA	22868	Redentin6	4466	+/- 37	3188 +/- 110 BC	-28.2	-2.7	-0.5	0.1	telm	indet mr
11	KIA	22867	Redentin6	4624	+/- 45	3431 +/- 62 BC	-27.8	-3.0	-0.5	0.1	telm	indet mr
12	KIA	22866	Redentin6	4791	+/- 33	3587 +/- 44 BC	-26.4	-3.2	-0.5	0.1	telm	seeds
13	KIA	19320	Timmendorf-Nordmole I *	5256	+/- 30	4086 +/- 75 BC	-27.0	-2.8	-0.5		terr	pole wood
14	KIA	16017	Timmendorf-Nordmole I *	5280	+/- 35	4131 +/- 75 BC	-30.7	-2.8	-0.5		terr	wooden blade grip
15	KIA	20118	Timmendorf-Nordmole I *	5293	+/- 32	4140 +/- 69 BC	-25.9	-3.4		0.5	mar	leister prong
16	KIA	19321	Timmendorf-Nordmole I *	5301	+/- 27	4144 +/- 66 BC	-27.8	-2.8	-0.5		terr	pole wood
17	KIA	20120	Timmendorf-Nordmole I *	5311	+/- 31	4148 +/- 65 BC	-27.3	-3.5		0.5	mar	leister prong
18	KIA	9498	Timmendorf-Nordmole I *	5323	+/- 35	4158 +/- 68 BC	-31.7	-3.4		0.5	mar	leister prong
19	KIA	11620	Timmendorf-Nordmole I *	5327	+/- 39	4158 +/- 71 BC	-28.2	-3.4		0.5	mar	logboat fragment
20	KIA	19322	Timmendorf-Nordmole I *	5338	+/- 27	4163 +/- 69 BC	-27.3	-2.8	-0.5		terr	log
21	KIA	11618	Timmendorf-Nordmole I *	5343	+/- 34	4168 +/- 74 BC	-26.2	-3.4		0.5	mar	leister prong
22	KIA	20123	Timmendorf-Nordmole I *	5347	+/- 28	4170 +/- 73 BC	-23.6	-3.4		0.5	mar	leister prong
23	KIA	19319	Timmendorf-Nordmole I *	5354	+/- 27	4179 +/- 74 BC	-25.3	-2.8	-0.5		terr	trunk wood
24	KIA	12476	Timmendorf-Nordmole I *	5388	+/- 28	4279 +/- 36 BC	-24.0	-3.4		0.5	mar	logboat fragment
25	KIA	20124	Timmendorf-Nordmole I *	5405	+/- 25	4290 +/- 30 BC	-29.1	-3.5		0.5	mar	leister prong
26	KIA	12475	Timmendorf-Nordmole I *	5418	+/- 32	4294 +/- 31 BC	-28.4	-3.7		0.5	mar	bow fragment
27	KIA	19318	Timmendorf-Nordmole I *	5427	+/- 27	4299 +/- 29 BC	-23.6	-2.8	-0.5		terr	trunk wood
28	KIA	16019	Timmendorf-Nordmole I *	5443	+/- 36	4303 +/- 32 BC	-28.9	-2.8	-0.5		terr	wooden bowl
29	KIA	9499	Timmendorf-Nordmole I *	5456	+/- 37	4308 +/- 34 BC	-22.8	-3.5		0.5	mar	Cervus bone
30	KIA	20126	Timmendorf-Nordmole I *	5478	+/- 22	4338 +/- 12 BC	-26.7	-3.6		0.5	mar	leister prong
31	KIA	11619	Timmendorf-Nordmole I *	5505	+/- 37	4378 +/- 39 BC	-27.6	-3.6		0.5	mar	leister prong
32	KIA	22798	Trollegrund *	5725	+/- 36	4583 +/- 57 BC	-30.1	-1.3	-0.5		terr	tree stump
33	KIA	20122	Timmendorf-Nordmole I *	5785	+/- 30	4641 +/- 45 BC	-30.2	-3.9	-0.5		terr	mr [Corylus]
34	KIA	22797	Trollegrund *	5870	+/- 28	4749 +/- 29 BC	-24.4	-1.5	-0.5		terr	tree stump
35	KIA	20431	Timmendorf-Nordmole II *	5966	+/- 42	4859 +/- 55 BC	-25.0	-5.0		0.5	mar	wooden post
36	KIA	20427	Timmendorf-Nordmole II *	6009	+/- 36	4904 +/- 48 BC	-30.1	-5.0		0.5	mar	fish trap
37	KIA	20127	Timmendorf-Nordmole I *	6035	+/- 24	4937 +/- 40 BC	-28.5	-3.9	-0.5		terr	log
38	KIA	20428	Timmendorf-Nordmole II *	6054	+/- 31	4960 +/- 41 BC	-28.0	-5.0		0.5	mar	fish trap
39	KIA	20432	Timmendorf-Nordmole II *	6072	+/- 32	4987 +/- 39 BC	-28.8	-5.0		0.5	mar	wooden post
40	KIA	24231	Timmendorf-Nordmole II *	6088	+/- 33	5007 +/- 43 BC	-28.2	-5.4		0.5	mar	leister prong
41	KIA	24230	Timmendorf-Nordmole II *	6108	+/- 35	5077 +/- 84 BC	-33.3	-5.2		0.5	mar	leister prong
42	KIA	20429	Timmendorf-Nordmole II *	6110	+/- 30	5079 +/- 78 BC	-27.6	-5.0		0.5	mar	wooden post
43	KIA	24077	Timmendorf-Nordmole II *	6136	+/- 35	5107 +/- 77 BC	-22.2	-5.2		0.5	mar	Capreolus bone
44	KIA	20430	Timmendorf-Nordmole II *	6137	+/- 38	5106 +/- 78 BC	-27.3	-5.0		0.5	mar	wooden post
45	KIA	22796	Trollegrund *	6243	+/- 34	5218 +/- 68 BC	-26.9	-3.1	-0.5		terr	tree stump
46	KIA	22800	Timmendorf-Nordmole II *	6319	+/- 43	5295 +/- 50 BC	-26.8	-5.0	-0.5		terr	tree stump
47	KIA	22799	Timmendorf-Nordmole II *	6532	+/- 44	5506 +/- 29 BC	-28.8	-5.0	-0.5		terr	tree stump
48	KIA	19819	Rustwerder P5B1	6775	+/- 35	5681 +/- 27 BC	-25.0	-7.3	-0.5	0.1	telm	mr [Betula]
49	KIA	22792	Trollegrund *	6842	+/- 27	5719 +/- 22 BC	-25.6	-5.1	-0.5		terr	tree stump
50	KIA	22793	Trollegrund *	6856	+/- 33	5742 +/- 30 BC	-23.0	-5.1	-0.5		terr	tree stump
51	KIA	18210	Jäckelgrund-Strand *	6882	+/- 33	5772 +/- 34 BC	-28.0	-7.8	-0.5		terr	tree stump
52	KIA	19242	Jäckelgrund-Orth *	6888	+/- 35	5779 +/- 38 BC	-21.5	-6.6	-0.5		terr	tree stump
53	KIA	19243	Jäckelgrund-Orth *	6916	+/- 35	5799 +/- 41 BC	-24.3	-7.2	-0.5		terr	tree stump
54	KIA	18209	Jäckelgrund-Orth *	6969	+/- 33	5851 +/- 44 BC	-24.4	-7.2	-0.5		terr	tree stump
55	KIA	24227	Trollegrund *	7010	+/- 34	5915 +/- 51 BC	-26.5	-8.2	-0.5		terr	tree stump
56	KIA	19241	Jäckelgrund-Orth *	7014	+/- 36	5917 +/- 50 BC	-22.9	-6.7	-0.5		terr	tree stump
57	KIA	19240	Jäckelgrund-Orth *	7022	+/- 44	5918 +/- 53 BC	-24.1	-6.5	-0.5		terr	tree stump
58	KIA	19323	Jäckelgrund-Furt *	7022	+/- 33	5927 +/- 43 BC	-25.2	-7.9	-0.5		terr	tree stump

59	KIA	22795	Trollegrund *	7032	+/-	35	5934	+/-	40	BC	-24.2	-5.7	-0.5	terr	tree stump	
60	KIA	22804	Jäckelgrund-Orth *	7090	+/-	32	5968	+/-	37	BC	-27.1	-8.5	-0.5	terr	tree stump	
61	KIA	24228	Trollegrund *	7103	+/-	37	5976	+/-	40	BC	-26.1	-8.2	-0.5	terr	tree stump	
62	KIA	23941	Jäkelberg-Huk *	7108	+/-	37	5979	+/-	41	BC	-18.1	-8.5	-0.5	terr	Esox bone	
63	KIA	22791	Trollegrund *	7133	+/-	50	6001	+/-	48	BC	-25.7	-5.2	-0.5	terr	tree stump	
64	KIA	20441	Trollegrund *	7146	+/-	33	6027	+/-	22	BC	-27.4	-8.8	-0.5	terr	tree stump	
65	KIA	20438	Trollegrund *	7150	+/-	31	6030	+/-	20	BC	-24.6	-8.8	-0.5	terr	tree stump	
66	KIA	22803	Jäckelgrund-Orth *	7154	+/-	41	6031	+/-	25	BC	-26.5	-8.2	-0.5	terr	tree stump	
67	KIA	22794	Trollegrund *	7158	+/-	40	6033	+/-	24	BC	-26.4	-5.1	-0.5	terr	tree stump	
68	KIA	24226	Trollegrund *	7165	+/-	39	6037	+/-	23	BC	-27.1	-8.2	-0.5	terr	tree stump	
69	KIA	20439	Trollegrund *	7197	+/-	33	6053	+/-	22	BC	-25.4	-8.8	-0.5	terr	tree stump	
70	KIA	24229	Trollegrund *	7203	+/-	29	6055	+/-	21	BC	-25.7	-8.2	-0.5	terr	tree stump	
71	KIA	20443	Trollegrund *	7224	+/-	32	6107	+/-	56	BC	-27.9	-8.5	-0.5	terr	tree stump	
72	KIA	20442	Trollegrund *	7229	+/-	38	6116	+/-	62	BC	-26.3	-8.5	-0.5	terr	tree stump	
73	KIA	23940	Jäkelberg-Huk *	7239	+/-	37	6126	+/-	59	BC	-20.7	-8.5	-0.5	terr	mammalia bone	
74	KIA	24225	Trollegrund *	7247	+/-	32	6109	+/-	62	BC	-26.6	-8.2	-0.5	terr	tree stump	
75	KIA	26007	Ellenbogen 5/10	7285	+/-	35	6151	+/-	50	BC	-26.0	-11.0	-0.5	0.1	telm	basal peat, bulk
76	KIA	20440	Trollegrund *	7290	+/-	32	6143	+/-	54	BC	-25.8	-8.8	-0.5	terr	tree stump	
77	KIA	23701	Jäkelberg-Huk *	7387	+/-	42	6289	+/-	56	BC	-15.5	-8.5	-0.5	terr	Esox bone	
78	KIA	24223	Großes Tief-Ostufer *	7395	+/-	45	6294	+/-	57	BC	-27.8	-9.8	-0.5	terr	tree stump	
79	KIA	23699	Jäkelberg-Huk *	7416	+/-	43	6308	+/-	53	BC	-22.5	-8.5	-0.5	terr	Cervus bone	
80	KIA	24224	Großes Tief-Ostufer *	7440	+/-	35	6320	+/-	50	BC	-28.0	-9.8	-0.5	terr	tree stump	
81	KIA	24222	Großes Tief-Ostufer *	7457	+/-	38	6330	+/-	55	BC	-27.5	-10.9	-0.5	terr	tree stump	
82	KIA	20444	Trollegrund *	7464	+/-	46	6335	+/-	59	BC	-27.6	-7.7	-0.5	terr	tree stump	
83	KIA	23700	Jäkelberg-Huk *	7469	+/-	39	6337	+/-	58	BC	-20.5	-8.5	-0.5	terr	Capreolus bone	
84	KIA	22790	Trollegrund *	7741	+/-	38	6568	+/-	48	BC	-26.0	-12.8	-0.5	terr	tree stump	
85	KIA	22789	Trollegrund *	7788	+/-	38	6615	+/-	35	BC	-28.6	-12.7	-0.5	terr	tree stump	
86	KIA	22788	Trollegrund *	7919	+/-	37	6838	+/-	118	BC	-28.0	-12.7	-0.5	terr	tree stump	

\* data provided by Landesamt für Bodendenkmalpflege Mecklenburg-Vorpommern

to the great distance to the loading centre in N-Sweden at about 64° N / 22° E, here, only the differential radial distances between the centres of the study areas will be considered. Taking 0 km for N-Rügen/Hiddensee, the differential radial distance to the Fischland study area amounts to 55 km and to the Wismar sites to 115 km. Fig. 9 depicts the shoreline diagram which shows that during the past 8,000 years the movement of the three sites always followed the same trend suggesting and confirming that differential block-like tectonic movements between the sites occurred only to a minor extent, if at all.

In a second step we have tried to estimate the amount of absolute isostatic uplift experienced at the different sites. The estimation of the isostatic component of rsl movement is possible using geophysical models (STEFFEN et al. 2006), which require a knowledge of many parameters of the Earth's interior and the (de-)glaciation history. An alternative way is to compare the relative curves with a curve from a nearby area believed to be tectonically and isostatically stable. As the German North Sea coast was recently identified as a subsiding region (VINK et al. 2007), the nearest area suitable for comparison is the Belgian North Sea coast, which is situated on the margin of the Brabant-London Massif and has, therefore, experienced greater crustal stability. Of all available NW European rsl curves, it may have been least affected by isostatic movements, although there is no evidence that isostatics played no role here.

The Belgian rsl curve published by DENYS/BAETEMAN (1995) is given as an envelope depicting the maximal level of lowest local mean high water (MHW = upper msl limit).

Originally related to T.A.W. (Belgian Ordnance Datum), KIDEN et al. (2002) recalculated the rsl values to N.A.P. (Normaal Amsterdams Peil, ca. 0.1 m above msl) and used the curve to estimate differential isostatic and tectonic land movements along the Belgian-Dutch North Sea coast. The msl curve, however, could lie as much as 2 m lower than the MHW curve due to the tidal amplitude. VINK et al. (2007) made an attempt to estimate 'absolute' msl from the original data of DENYS/BAETEMAN (1995) depending on the indicative meaning of the sl index points. Using this method, the Belgian "absolute" msl curve comes to lie somewhat lower than that shown in fig. 10. Due to limited data, it covers only a time span from about 9,500 to 5,500 cal BP. An additional problem is that the tidal ranges along the Belgian coast have most likely changed in the past, in relation to the flooding of the North Sea Basin and the opening of the French Channel. All these points make the comparison of the Baltic Sea rsl curves with the upper limit of msl Belgian coast problematic. Despite the uncertain geoidal change and the potential changes of past tidal amplitude on former msl, a comparison with the rsl curves from the NE German Baltic coast provides probably a better estimation of the range of isostatic movement of the study areas than a comparison with any other rsl curve of NW Europe.

Due to the restricted data available from the south Baltic coastal area, the comparison is restricted to the period since 7,000 BC (fig. 10). Obviously, from 7,000 BC until about 3,500 BC, the NE German curves all plot higher than the Belgian curve. Since then, the Wismar curve tends to run lower, although the envelopes do overlap and the difference may,

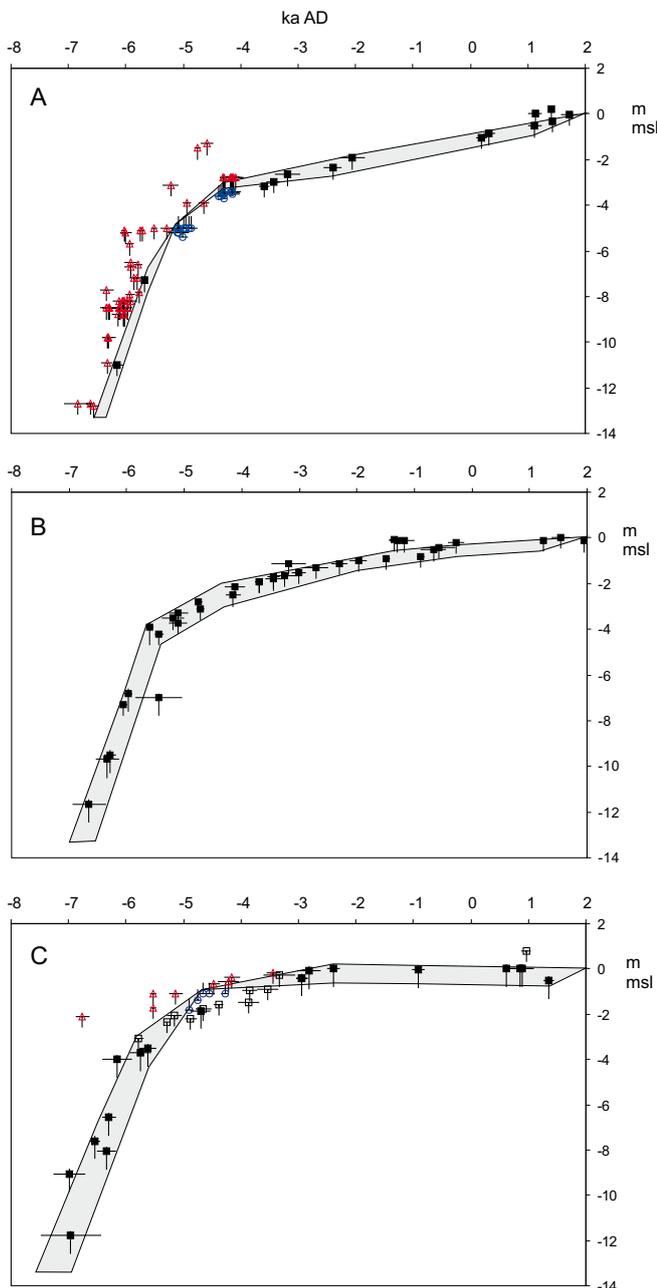


Fig. 8: Rsl curves from A) Wismar (upper diagram, Lampe et al. 2005), B) Fischland (centre diagram) and C) N-Rügen/Hiddensee (lower diagram). Red triangles point to data from terrestrial deposits, blue circles to archaeological finds from marine nearshore deposits and black squares represent data from telmatic environments. White squares in the lower diagram (C) indicate the data from the Augustenhof site, which were influenced by compaction or where peat growth was independent from sl. Horizontal bars represent twofold standard deviation ( $2\sigma$ ), vertical bars indicate estimated vertical error of sea-level position. For sample details see tab. 1–3. The error envelopes intentionally drawn according to time-depth-error bars indicate the interval in which the sl was most probably located.

Abb. 8: Relative Meeresspiegelkurven für A) Wismar (oberes Diagramm, Lampe et al. 2005), B) Fischland (mittleres Diagramm) und C) N-Rügen/Hiddensee (unteres Diagramm). Rote Dreiecke repräsentieren Daten aus terrestrischen Ablagerungen, blaue Kreise verweisen auf archäologische Funde aus flachmarinen Sedimenten und schwarze Quadrate stehen für Daten aus telmatischen Ablagerungen. Weiße Quadrate im unteren Diagramm (C) verweisen auf Daten von Augustenhof, für die ein Kompaktionseinfluss oder ein vom Meeresspiegel unabhängiges Torfwachstum angenommen werden muss. Die horizontalen Balken an den Symbolen repräsentieren die zweifache Standardabweichung ( $2\sigma$ ) der Altersbestimmung, vertikale Balken den geschätzten Höhenfehler der Meeresspiegelposition. Für Detailangaben zu den Proben siehe Tab. 1–3. Die entsprechend der Zeit-Höhen-Fehler der Daten angenommene Hüllkurve gibt das Intervall wieder, in dem der Meeresspiegel sich höchstwahrscheinlich befunden hat.

therefore, be insignificant. The Fischland curve overlaps the upper part of the Belgian curve, but with decreasing age takes on the same height interval. The N-Rügen/Hiddensee curve clearly plots above all other curves. Assuming a correctness of all curves fig. 10 shows that the isostatic movement relative to the Belgian coast in the areas around Wismar and Fischland has presently more or less ceased but most probably continues on Rügen. For the Wismar area, a slight subsidence might be speculated, also suspected by LAMBECK et al. (1998). Although the Belgian curve ends at ca. 500 AD, we can extrapolate the long-term trend until today, as reconstructed former movements coincide adequately with recent tide gauge measurements. Using the age/height differences between envelope mid-points allows the determination of smoothing functions, which make the movement tendencies clearer (fig. 11). The accuracy of this visualization, however, is not as high as it might easily be suggested by these simple lines. Fluctuations caused by sea level and/or local crustal movements within the enveloped areas have to be considered, even if they cannot be detected accurately.

## 8 Summary and conclusions

Rsl curves established from regionally distributed data might be influenced by differential isostatic movements at the sites sampled. The construction of rsl curves for small study areas may circumvent this source of uncertainty but has to deal with the problem of less sites providing reliable sl index points. In the uppermost several metres below present-day msl basal peat has very rarely developed. We have therefore used coastal mires for sampling, which grew in association with the slowly rising sea level in locations sheltered from strong waves and currents, i. e. particularly at lagoonal coast sections. It is, however, not clear to what extent the mire profiles underwent (auto-)compaction, so other sl indicators are always required for independent cross-check and evaluation.

The three new rsl curves established along a gradient of recent rsl change along the NE German (Baltic) coast

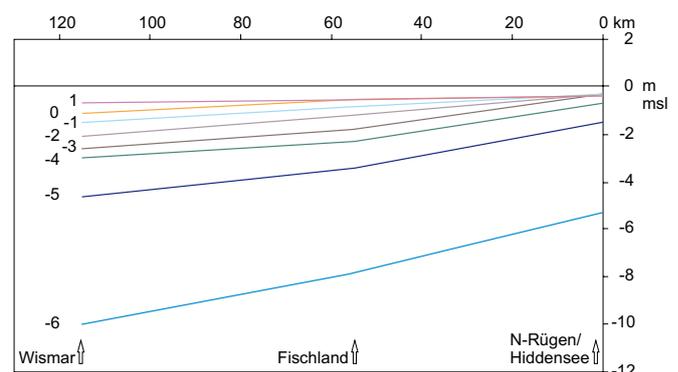


Fig. 9: Shoreline diagram for the three study areas using the differential radial distances from the loading centre, with N-Rügen/Hiddensee at 0 km, Fischland at 55 km and Wismar at 115 km. The lines are isochrones revealing the position of sea level at the three sites at given ages (in ka AD).

Abb. 9: Diagramm der Uferlinienverschiebung für die drei Untersuchungsgebiete entsprechend der Differenzen ihrer radialen Distanz vom eisisostatischen Belastungszentrum, mit N-Rügen/Hiddensee bei 0 km, Fischland bei 55 km und Wismar bei 115 km. Die Linien stellen Isochronen dar, die die heutige Höhenposition der vormaligen Uferlinie (Alter angegeben in 1000 Jahren n. Chr.) in den drei Untersuchungsgebieten wiedergeben.

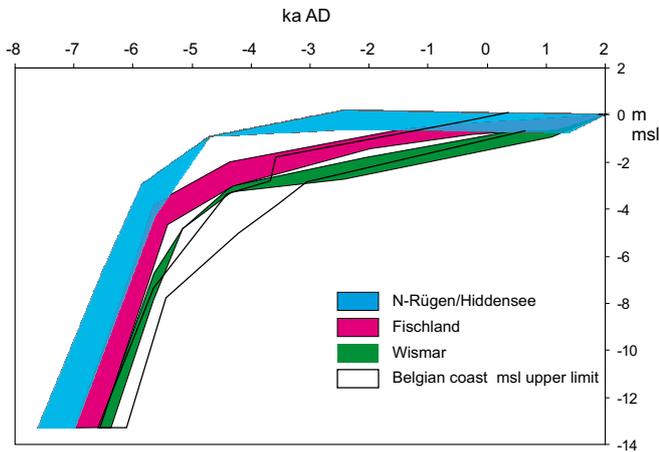


Fig. 10: Rsl curves of Wismar, Fischland and N-Rügen/Hiddensee in comparison to the rsl error band of the Belgian coast (DENYS/BAETEMAN 1995, KIDEN ET AL. 2002).

Abb. 10: Die relativen Meeresspiegelkurven der Untersuchungsgebiete Wismar, Fischland und N-Rügen/Hiddensee im Vergleich mit der Hüllkurve des relativen Meeresspiegels an der belgischen Küste (DENYS/BAETEMAN 1995, KIDEN ET AL. 2002).

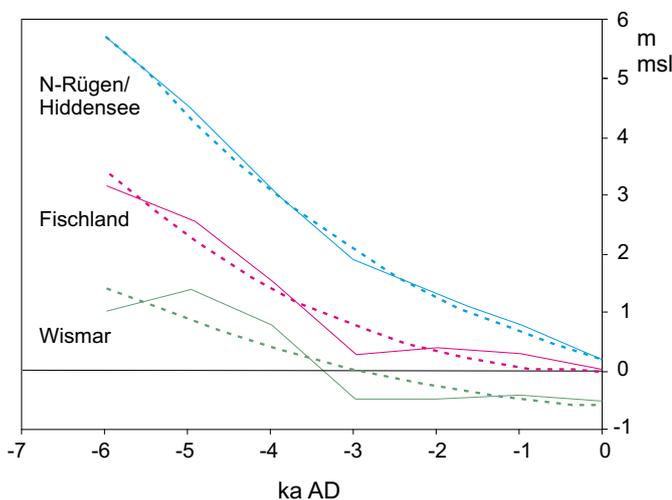


Fig. 11: Isostatic (or, more correct, non-eustatic) movements of the three study areas calculated by subtracting the error band mid-points of the Belgian rsl curve from those of the rsl curves of the study areas. Smoothing functions suggest a permanent decrease of the crustal movement rate at all sites with a transition to subsidence at Wismar (green), stable conditions at Fischland (red) and slight upheaval at Rügen (blue). Note that the time axis ends at 0 AD due to the period covered by the Belgian coast curve.

Abb. 11: Isostatische (oder, korrekter, nicht-eustatische) Bewegungen der drei Untersuchungsgebiete, berechnet durch Subtraktion der Hüllkurven-Mittelpunkte der belgischen relativen Meeresspiegelkurve von denen der relativen Meeresspiegelkurven der Untersuchungsgebiete. Die zugehörigen Ausgleichskurven deuten auf eine permanente Abnahme der Krustenbewegungsrate in den Untersuchungsgebieten hin mit einem Übergang zur Senkung in Wismar (grün), stabilen Bedingungen am Fischland (rot) und noch leichter Hebung auf Rügen (blau). Entsprechend dem von der belgischen Kurve abgedeckten Zeitintervall endet die Zeitachse bei 0 n. Chr.!

and in study areas of limited geographic extent all base on a coastal mire profile providing the main course of rsl rise during the past 6 ka. Basal peat samples were used to extend the curves to greater depth and age or – together with archaeological finds and/or drowned tree stumps – for completion and reliability tests. From these curves some important conclusions can be drawn:

1. Depending on the determined error range in age and vertical height of the samples, rsl curves were constructed as error bands. Due to the dispersion in both factors the mean accuracy of a sl index point is no better than  $\pm 1$  m and  $\pm 200$  a, i.e. small-scale sea-level fluctuations can hardly be detected. Dispersion is not apparent in single peat profiles, although age inversions do sometimes occur. However, data from different profiles located very close to each other do show differences resulting from factors like (auto-)compaction, material redeposition, differential peat accumulation or erosion and these cannot be avoided. The only small-scale sl fluctuation detected in many single profiles is related to the Little Ice Age, but the extent of the water table fall is still unknown.

2. The three curves are very similar in form, with a steep sl ascent ending at about 5,500 BC. After a transition period until about 4,500 BC with decreasing rates of sl rise, the subsequent rates almost stabilised, albeit to a different extent. While in Wismar the sl continued to rise, it stabilised on Rügen or even fell.

3. A close comparison of the three curves shows that they differ from each other regularly, with deviations becoming smaller with decreasing age. A shoreline diagram indicates that no significant tectonic events disturbed the relative movements between the three study areas. Except for some minor activities, neither the fault systems in the subsoil nor the Permian salt deposits have apparently influenced the areas investigated.

4. Consequences of a sl retardation or fall should occur most pronouncedly on Rügen, where the higher rate of isostatic rise would amplify them. Vice versa, consequences of a sl rise would be amplified in Wismar because they are backed by a low or even negative isostatic movement. The most suitable sites to determine true sl fluctuations are sediment sequences located near to the isostatic null line, e.g. in the vicinity of Fischland, Greifswald and central Usedom (fig. 1).

5. The comparison with a rsl curve from the Belgian coast, which is believed to be tectonically and isostatically more stable and influenced predominantly by the eustatic sl rise, allows an estimation of the isostatic component along the Baltic coast relative to the Belgian coast. The smoothed differences between the Belgian and Baltic rsl curves show a non-linear decrease during the past 9 ka. In the Wismar area, isostatic rise ended at about 3 ka BC and inverted to slow subsidence (fig. 11). In the Fischland area, isostatic movement ceased ca. 1 to 0 ka BC and was replaced by a rather stable or indifferent behaviour. For the N-Rügen/Hiddensee study area, an ongoing slow uplift is still evident. Further improvements in all rsl curves may slightly change these estimations. For instance, changes regarding the reliability of the error bands, the indicative meaning of the sl index points or the past Belgian tidal amplitude may alter the course of the error bands and though the relation to each other. Therefore, we cannot finally state whether the Wismar area experiences a subsidence or the same movement when compared with the Belgian coast. For such a conclusion further evidence is needed. The reconstructed movement trends, however, fit well with the movements deduced from recent marine tide gauge measurements. In turn, the past motions allow an extrapolation to the future. We conclude that isostatic movements will

still have a significant influence on future rsl rise rates and its related coastal morphodynamics.

## Acknowledgement

This study was possible due to the financial support provided by the Deutsche Forschungsgemeinschaft, which is gratefully acknowledged (FO 488/1). We thank all members of the SINCOS Research Group for valuable data and discussions, and students and staff from Greifswald University for their help in the field and laboratories. The paper benefits from very helpful recommendations and corrections of two anonymous reviewers which are gratefully acknowledged.

## References

- ALLEN, J. R. L. (1999): Geological impacts on coastal wetland landscapes: some general effects of sediment autocompaction in the Holocene of northwest Europe. – *Holocene* 9(1), 1–12.
- BANKWITZ, P. (1971): Geologische Auswertung von geodätisch ermittelten rezenten Krustenbewegungen im Gebiet der DDR. – *Petermanns Geographische Mitteilungen* 115(2), 130–140.
- BARTHEL, A. (2002): Aufbau und Entwicklung der holozänen Sedimente der Insel Hiddensee und deren Modellierung mit geostatistischen Methoden. – Thesis, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, 109 pp.
- BEHRE, K.-E. (2003): Eine neue Meeresspiegelkurve für die südliche Nordsee. – *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* 28, 9–63.
- BENKERT, D., FUKAREK, F., KORSCH, H. (1996): Verbreitungsatlas der Farn- und Blütenpflanzen Ostdeutschlands. – Jena: Fischer, 615 pp.
- BENNIKE, O., JENSEN, J. B. (1998): Late- and postglacial shore level changes in the south-western Baltic Sea. – *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 45, 27–38.
- BENNIKE, O., JENSEN, J. B., LEMKE, W., KUIJPERS, A., LOMHOLT, S. (2004): Late- and postglacial history of the Great Belt, Denmark. – *Boreas* 33, 18–33.
- BJÖRK, S. (1995): A review of the history of the Baltic Sea 13.0–8.0 ka BP. – *Quaternary International* 27, 19–40.
- BJORNSEN, M., CLEMMENSEN, L. B., MURRAY, A., PEDERSEN, K. (2008): New evidence of the Littorina transgressions in the Kattegat: Optically Stimulated Luminescence dating of a beach ridge system on Anholt, Denmark. – *Boreas* 37(1), 157–168.
- CHRISTENSEN, Ch. (1995): The littorina transgression in Denmark. – In: FISCHER, A. (Ed.), *Man and sea in the Mesolithic*, Oxbow Books, Oxford, 15–22.
- CHRISTENSEN, Ch., FISCHER, A., MATHIASSEN, D. R. (1997): The great sea rise in the Storebaelt. – In: PEDERSEN, L., FISCHER, A., AABY, B. (Eds.): *The Danish Storebaelt since the Ice Age. A/S Storebaeltforbindelsen*, 116–121.
- DANZEGLOCKE, U., JÖRIS, O., WENINGER, B. (2007) CalPal-2007online. – <http://www.calpal-online.de/> accessed 2007/10.
- DENYS, L., BAETEMAN, C. (1995): Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium – a first assessment. – *Marine Geology* 124, 1–19.
- DIETRICH, R., LIEBSCH, G. (2000): Zur Variabilität des Meeresspiegels an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 28(6), 615–624.
- DONNER, J. J. (1980): The determination and dating of synchronous Late Quaternary shorelines in Fennoscandia. – In: MÖRNER, N.-A. (Ed.): *Eart Rheology, Isostasy and Eustasy*. Wiley, New York, 285–293.
- DUPHORN, K. (1979): The Federal Republic of Germany. – In: GUDELIS, V., KÖNIGSSON, L.-K. (Eds.): *The Quaternary history of the Baltic*. Uppsala, 195–206.
- EKMAN, M. (1996): A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia. – *Terra Nova* 8(2), 158–165.
- ELLENBERG, J. (1988): Rezent vertikale Erdkrustenbewegung als geologischer Prozeß. – PhD thesis, Akademie der Wissenschaften der DDR, Klasse Geo- und Kosmoswissenschaften, Potsdam, 141 pp.
- ENDTMANN, E. (2005): Erste Ergebnisse der neuen paläobotanischen Untersuchungen am mesolithischen Fundplatz von Lietzow-Buddelin auf Rügen. – *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch* 2004, 52, 197–209.
- ENDTMANN, E. (2006): Häufige botanische Makroreste in Ablagerungen des südlichen Ostseeraumes und das Küstenüberflutungsmoor Körkwitz nahe Ribnitz-Damgarten (Saaler Bodden). – *Meyniana* 58, 57–74.
- FREUND, H., STREIF, H. (1999): Natürliche Pegelmarken für Meeresspiegelschwankungen der letzten 2000 Jahre im Bereich der Insel Juist. – *Petermanns Geographische Mitteilungen* 143(Pilotheft 2000), 34–45.
- GARETSKY, R. G., LUDWIG, A. O., SCHWAB, G., STACKEBRANDT, W. (2001): Neogeodynamics of the Baltic Sea depression and adjacent areas – Results of IGCP project 346. – *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 8(1), 47 pp.
- GEHRELS, W. R., SZKORNIK, K., BARTHOLDY, J., KIRBY, J. R., BRADLEY, S. L., MARSHALL, W. A., HEINEMEIER, J., PEDERSEN, J. B. T. (2006): Late Holocene sea-level changes and isostasy in western Denmark. – *Quaternary Research* 66(2), 288–302.
- GEYH, M.A. (1983): Physikalische und chemische Datierungsmethoden in der Quartärforschung. – *Clausthaler Tektonische Hefte* 19, 163 pp.
- GRAMSCH, B. (1978): Die Lietzow-Kultur Rügens und ihre Beziehungen zur Ostseegeschichte. – *Petermanns Geographische Mitteilungen* 122(3), 155–164.
- HÜNICKÉ, B. (2008): Atmospheric forcing of decadal Baltic Sea level variability in the last 200 years: A statistical analysis. – PhD Thesis, Univ. Hamburg, 130 pp.
- HYVÄRINEN, H. (2000): The history of the Baltic. – *Lundqua Reports* 37 (Berglund commemorative volume), University of Lund, 45–54.
- JENSEN, J. B., BENNIKE, O., WITKOWSKI, A., LEMKE, W., KUIJPERS, A. (1997): The Baltic Ice Lake in the southwestern Baltic: sequence-, chrono- and biostratigraphy. – *Boreas* 26, 217–236.
- JENSEN, J. B., BENNIKE, O., LEMKE, W., KUIJPERS, A. (2005): The Storebælt gateway to the Baltic. – *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 7, 45–48.
- KABALIENE, M. (1999): Water level changes in SE Baltic based on diatom stratigraphy of Late Glacial and Holocene deposits. – *Geologija* 29: 15–29.
- KIDEN, P., DENYS, L., JOHNSTON, P. (2002): Late Quaternary sea-level change and isostatic and tectonic land movements along the Belgian-Dutch North Sea coast: geological data and model results. – *Journal of Quaternary Science* 17, 535–546.
- KJEMPERUD, A. (1986): Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. – *Boreas* 15, 61–82.
- KLIEWE H., JANKE, W. (1982): Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. – *Petermanns Geographische Mitteilungen* 126(2), 65–74.
- KLIEWE, H., LANGE, E. (1971): Korrelationen zwischen pollenanalytischen und morphogenetisch-stratigraphischen Untersuchungen, dargestellt an Holozänablagerungen auf Rügen. – *Petermanns Geographische Mitteilungen* 115(1), 4–8.
- KLUG, H. (1980): Der Anstieg des Ostseespiegels im deutschen Küstenraum seit dem Mittelatlantikum. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 30, 237–252.
- KÖRBER-GROHNE, U. (1964): Bestimmungsschlüssel für subfossile Juncus-Samen und Gramineen-Früchte. – Hildesheim: Lax, 47 pp.
- KÖSTER, R. (1961): Junge eustatische und tektonische Vorgänge im Küstenraum der südwestlichen Ostsee. – *Meyniana* 11, 23–81.
- KOLP, O. (1982): Eustatische und isostatische Veränderungen des südlichen Ostseeraumes im Holozän. – *Petermanns Geographische Mitteilungen* 123(3), 177–187.
- LAMBECK, K., SMITHER, C., EKMAN, M. (1998): Tests for glacial rebound models of Fennoscandia based on instrumented sea- and lake-level records. – *Geophysical Journal International* 135: 375–387.
- LAMBECK, K. (1999): Shoreline displacements in southern – central Sweden and the evolution of the Baltic Sea since the last maximum glaciation. – *Journal of the Geological Society, London* 156, 465–486.
- LAMPE, R. (2005a): 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. (2005b): Reliefgenese und Faziesdifferenzierung am mesolithischen Fundplatz von Lietzow-Buddelin auf Rügen. – *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch* 2004, 52, 185–195.
- LAMPE, R., JANKE, W. (2004): The Holocene sea-level rise in the Southern Baltic as reflected in coastal peat sequences. – *Polish Geological Institute Special Papers* 11, 19–30.
- LAMPE, R., ENDTMANN, E., JANKE, W., MEYER, H., LÜBKE, H., HARFF, J., LEMKE, W. (2005): A new relative sea-level curve for the Wismar Bay, NE-German Baltic coast. – *Meyniana* 57, 5–35.

- 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 pp.
- LANGE, W., MENKE, B. (1967): Beiträge zur frühpostglazialen erd- und vegetationsgeschichtlichen Entwicklung im Eidergebiet, insbesondere zur Flußgeschichte und zur Genese des sogenannten Basistorfes. – *Meyniana* 17, 29–44.
- LEMKE, W. (1998): Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Littorinatransgression. – Unpublished habilitation thesis, Greifswald University, 186 pp.
- LIEBSCHE, G. (1997): Aufbereitung und Nutzung von Pegelmessungen für geodätische und geodynamische Zielstellungen. – Deutsche Geodätische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Reihe C (485).
- LUDWIG, A. O. (2001a): Die neotektonische Ausgestaltung des südlichen Ostseeraumes. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 29(1/2), 149–167.
- LUDWIG, A. O. (2001b): Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (map 1). – In: GARETSKY, R. G., LUDWIG, A. O., SCHWAB, G., STACKEBRANDT, W. (2001): Neogeodynamics of the Baltic Sea depression and adjacent areas - Results of IGCP project 346. – *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 8(1).
- LÜBKE, H. (2005): Vorbericht zu den Sondierungen submariner steinzeitlicher Fundstellen in den nördlichen Boddengewässern Rügens. – *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch* 2004, 52, 211–220.
- MANDELKOW, E., FRENZEL, P., LAMPE, R., KAUTE, P., SCHINDLER, G. (2005): Paläontologische Untersuchungen von Sedimentprofilen der archäologischen Grabung Stralsund-Mischwasserspeicher. – *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch* 2004, 52, 263–281.
- MINISTERIUM FÜR BAU, LANDESENTWICKLUNG UND UMWELT (1994): Generalplan Küsten- und Hochwasserschutz Mecklenburg-Vorpommern. – Schwerin, 108 pp.
- MONTAG, H. (1967): Bestimmung rezenter Niveaueverschiebungen aus langjährigen Wasserstandsbeobachtungen der südlichen Ostseeküste. – *Arbeiten aus dem Geodätischen Institut Postdam* 15, 1–139.
- MÖRNER, N.-A. (1976): Eustatic changes during the last 8,000 years in view of radiocarbon calibration and new information from the Kattegat region and other northwestern European coastal areas. – *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology* 19, 63–85.
- MÖRNER, N.-A. (1980): The northwest European "sea-level laboratory" and regional Holocene eustasy. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 29, 281–300.
- OBERDORFER, E. (1994): Pflanzensoziologische Exkursionsflora. – Stuttgart: UTB für Wissenschaft, 1050 pp.
- RÖSSLER, D. (2006): Reconstruction of the Littorina Transgression in the Western Baltic Sea. – PhD thesis, Univ. Greifswald, 135 pp.
- ROSA, B. (1997): Bałtyk południowy - późny glacjał i pierwsza połowa Holocenu. – In: Florek, W. (Ed.): *Geologia i geomorfologia pobraża i południowego Bałtyku*. Wszechszkoła Pedagogiczna w Słupsku, Słupsk, 13–27.
- ROTHMALER, W. (2002): Exkursionsflora von Deutschland. Band 4. Gefäßpflanzen - Kritischer Band. – Heidelberg: Spektrum Akad. Verl., 934 pp.
- SAARSE, L., HEINSALU, A., KARHU, J., VASSILJEW, J., VESKI, S. (2000): Holocene shoreline displacement and palaeogeography of the Kopu Peninsula, Hiiumaa Island, Estonia. – *BALTICA* 13, 15–23.
- SCHUBERT, R., HILBIG, W., KLOTZ, S. (1995): Bestimmungsbuch der Pflanzengesellschaften Mittel- und Nordostdeutschlands. – Jena: Fischer, 403 pp.
- SCHUMACHER, W., BAYERL, K.-A. (1999): The shoreline displacement curve of Rügen Island (Southern Baltic Sea). – *Quaternary International* 56, 107–113.
- STEFFEN, H., KAUFMANN, G., WU, P. (2006): Three-dimensional finite-element modeling of the glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. – *Earth and Planetary Science Letters* 250(1-2), 358–375.
- STIGGE, H.-J. (2003): Beobachtete Wasserstandsvariationen an der deutschen Ostseeküste im 19. und 20. Jahrhundert. – *Küste* 66, 79–102.
- TAUBER, F. (subm.): Search for palaeo landscapes in the south-western Baltic Sea with sidescan sonar. – Bericht der Römisch-Germanischen Kommission.
- TERBERGER, T., SEILER, M. (2005): Flintschläger und Fischer-Neue interdisziplinäre Forschungen zu steinzeitlichen Siedlungsplätzen auf Rügen und dem angrenzenden Festland. – *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch* 2004, 52, 155–183.
- TOMCZAK, A. (1995): Geological structure and Holocene evolution of the Polish coastal zone. – *Journal of Coastal Research, Spec. Issue No.* 22, 15–31.
- UMBREIT, C. (1939): Buddelin, ein mittelsteinzeitlicher Wohn- und Werkplatz bei Lietzow auf Rügen. – *Mannus* 31, 255–294.
- UŚCINOWICZ, S. (2006): A relative sea-level curve for the Polish Southern Baltic Sea. – *Quaternary International* 145–146, 86–105.
- VAN DE PLESSCHE, O., ROEP, T.B. (1989): Sea level changes in the Netherlands during the last 6500 years: basal peat vs. coastal barrier data. – *Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications (NATO ASI Series C, vol. 256)*, 41–56.
- VEDDER, F. (2004): Morphologie und Taxonomie rezenter und subfossiler Characeen-Oogonien aus der Ostsee. – *Rostocker Meeresbiologische Beiträge* 13, 43–54.
- VINK, A., STEFFEN, H., REINHARDT, L., KAUFMANN, G. (2007): Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantle of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea). – *Quaternary Science Reviews* 26(25-28), 3249–3275.
- WINN, K., AVERDIECK, F.-R., ERLLENKEUSER, H., WERNER, F. (1986): Holocene sea level rise in the Western Baltic and the question of isostatic subsidence. – *Meyniana* 38, 61–80.
- WINN, K., ERLLENKEUSER, H., NORDBERG, K., GUSTAFSSON, M. (1998): Paleohydrography of the Great Belt, Denmark, during the Littorina Transgression: the isotope signal. – *Meyniana* 50, 237–251.

# Late Quaternary morphodynamics in the Quebrada de Purmamarca, NW Argentina

Jan-Hendrik May, Ramiro Daniel Soler

## Abstract:

This study aims to document the geomorphic, sedimentary and paleopedogenic archives in the Quebrada de Purmamarca. The paleoenvironmental interpretation of these archives and the reconstruction of landscape evolution are mainly based on field observations and geomorphological mapping (MAY 2008). A series of aggradational terraces mostly consisting of coarse debris-flow deposits are the main focus of this investigation. While the associated cut-and-fill processes are probably the result of an interplay between climatic and tectonic controls, the deposition of the youngest terrace level (> 150 m thickness) may likely be attributed to a drop of the periglacial belt of more than 1000 meters below its modern elevation. For the time after terrace accumulation has ceased, the interpretation of alluvial fans, aeolian sand and a well-developed paleosol points to Late Quaternary humidity changes as an important control on landscape evolution. The major phase of downcutting and incision significantly postdates the end of terrace deposition and may have been triggered by markedly increased amounts of monsoonal precipitation. Finally, minor humidity changes of possible Holocene age are indicated by paleopedogenic and geomorphic observations on terrace surfaces and along valley slopes.

## [Spätquartäre Morphodynamik in der Quebrada de Purmamarca, NW Argentina]

## Kurzfassung:

Ziel dieser Arbeit ist die Dokumentation geomorphologischer, sedimentärer und paläopedologischer Archive in der Quebrada de Purmamarca. Die Interpretation dieser Archive in Bezug auf die Paläoumweltbedingungen basiert hauptsächlich auf Feldforschungen und geomorphologischer Kartierung (MAY 2008). Einen Schwerpunkt dieser Studie bildet eine aus grobem Material aufgeschüttete Terrassenfolge. Während die Erosions- und Akkumulationsprozesse vermutlich auf das Zusammenspiel klimatischer und tektonischer Prozesse zurückzuführen sind, steht die Ablagerung der jüngsten ca. 150 m mächtigen Terrassenfläche wohl in Zusammenhang mit dem Absinken des periglazialen Einflussbereiches um mehr als 1000 m unter die heutige Höhenlage. Nach dem Ende der Terrassenschüttung, bieten vor allem Schwemmkegel, äolische Sande und gut entwickelte Paläoböden wertvolle Hinweise auf die durch Feuchtigkeitsveränderungen gesteuerte spätglaziale Landschaftsentwicklung. Die Hauptphase der Einschneidung datiert um einiges nach dem Ende der Terrassenaufschüttung und wurde vermutlich durch eine Zunahme der monsonalen Niederschläge gesteuert. Abschließend konnten die Auswirkungen kleinerer, vermutlich holozäner Schwankungen der Feuchtigkeitsverhältnisse über paläopedologische und geomorphologische Beobachtungen auf der Terrassenoberfläche und den Hängen beschrieben werden.

## Keywords:

*Andes, landscape evolution, Late Quaternary, terraces, paleoenvironments*

**Addresses of authors:** J.-H. May\*, School of Earth and Environmental Sciences, University of Wollongong, 2522 Wollongong NSW, Australia. E-Mail: hmay@uow.edu.au; Institute of Geography, University of Bern, Hallerstraße 12, CH-3012 Bern, Switzerland. E-Mail: may@giub.unibe.ch; R. D. Soler, CNEA (Comisión Nacional Energía Atómica), Avenida Bolivia 1235, 4400 Salta, Argentina. \*corresponding author

## 1 Introduction

The Andean ranges of NW Argentina are situated between the high-altitude plateau of the Puna and the vast Chaco lowlands, and are characterized by steep climatic and topographic gradients. This makes them a highly dynamic area from geological, environmental and geomorphological perspectives. The thick and complex series of Tertiary and Quaternary depositional terraces and alluvial fans along the intramontane valleys of the Eastern Cordillera have drawn the attention of early geologists (KEIDEL 1913; KÜHN 1924; DE FERRARIS 1940). Since then much research has been directed towards a more detailed comprehension of landscape evolution on these Cenozoic timescales, particularly with regard to the repeated and oscillatory filling and excavation of the Andean valley systems in NW Argentina by a complex interplay of climate and tectonics (KLEINERT & STRECKER 2001; HILLEY & STRECKER 2005; ALONSO ET AL. 2006; STRECKER ET AL. 2007). In this context, the interac-

tions and relative importance of the climatic versus tectonic controls are a matter of ongoing debate and should vary on different timescales (HILLEY & STRECKER 2005). Consequently, increasing effort has recently been concentrated on the establishment of an absolute chronological framework for the Quaternary alluvial fans and valley fill deposits along intramontane valley systems of the Quebrada de Toro and Quebrada de Humahuaca (ROBINSON ET AL. 2005; SANCHO ET AL. 2008; SPENCER & ROBINSON 2008).

Given the crucial role of climate in landscape evolution, a number of studies have been concerned with the reconstruction of paleoclimate and paleoenvironments from different archives in the Andes of NW Argentina over various Quaternary timescales. Cyclic changes in moisture availability in NW Argentina throughout the Quaternary were suggested by the investigation of loess-paleosol-sequences in the Tafi valley (SCHELLENBERGER, HELLER & VEIT 2003; KEMP ET AL. 2004; SCHELLENBERGER 2006; SCHELLENBERGER & VEIT 2006). Evidence for periods of increased humidity is provided by

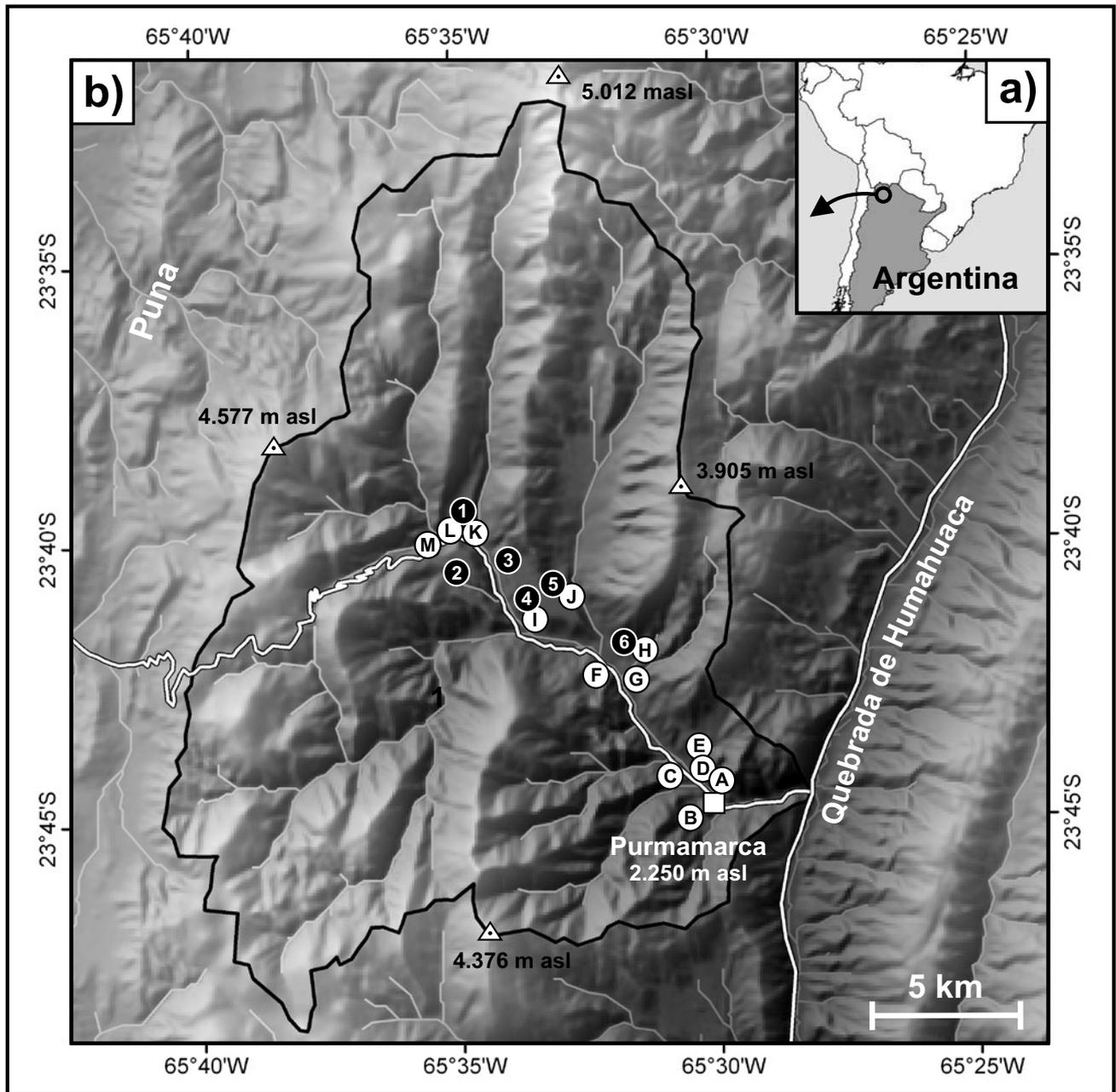


Fig. 1: Overview of the study area. a) Location of the Quebrada de Purmamarca in South America. b) Geographic context and hillshaded topography of the study area (black line denotes catchment divides, grey lines are major streams, white lines are roads) including locations of sedimentary profiles (letters, see Fig. 3) and excavated pits (numbers, see Fig. 4).

Abb. 1: Überblick über das Untersuchungsgebiet. a) Lage der Quebrada de Purmamarca in Südamerika. b) Geographischer Kontext und Topographie des Untersuchungsgebietes (schwarze Linie kennzeichnet die Einzugsgebietgrenze, graue Linie kennzeichnet die Hauptgerinne, weiße Linie kennzeichnet Straßen) einschliesslich der Lage der Sedimentprofile (Buchstaben, siehe Abb. 3) und Bodenprofile (Nummern, siehe Abb. 4).

the coincidence of landslide deposits and lake damming in various intramontane valleys in NW Argentina (TRAUTH ET AL. 2000; BOOKHAGEN, HASELTON & TRAUTH 2001; TRAUTH ET AL. 2003; HERMANN & SCHELLENBERGER 2008), and may correlate to prominent lake transgression phases on the Bolivian Altiplano during the last glacial cycle (ARGOLLO & MOURGUIART 2000; BAKER ET AL. 2001; BAKER ET AL. 2001; FRITZ ET AL. 2004; PLACZEK, QUADE & PATCHETT 2006). In higher elevations, mapping and modelling efforts on mainly glacial but also periglacial archives have documented evidence for severe temperature reductions in NW Argentina, which triggered the decrease of vegetation belts and snowlines, and multiple glacial advances in the Late Quaternary (SCHÄ-

BITZ 1999; ZIPPRICH ET AL. 2000; AHUMADA 2002; HASELTON, HILLEY & STRECKER 2002; KULL ET AL. 2003; KULL ET AL. 2008). On Holocene timescales, the analysis of sedimentary and archaeological archives along the Quebrada de Humahuaca and in the Eastern Cordillera has produced manifold evidence for variations in precipitation amounts and distribution with a marked dry phase during the Mid-Holocene and the return to modern, semi-arid conditions within the last 2 ka BP (FERNÁNDEZ 1984; ALCALDE & KULEMEYER 1999; KULEMEYER ET AL. 1999; MAAS ET AL. 1999; KULEMEYER 2005; YACOBACCIO & MORALES 2005; LUPO ET AL. 2006).

Most of these results are based on the detailed analysis of a single archive or location. Only very few studies have fo-

cused on a comprehensive documentation and interpretation of the extensive geomorphological records, which are stored in the landscape of the intramontane basins in NW Argentina (WERNER 1984; TCHILINGUIRIAN & PEREYRA 2001; MAY 2008). Consequently, relatively little is known with regard to the relative importance of paleoclimate and paleoenvironmental changes, and their imprints and controls on landscape evolution and geomorphic processes over different timescales. An improved understanding of landforms and their evolution at and beyond catchment scale is also the base for the assessment and management of modern local geomorphic processes. This is of particular importance in the Quebrada de Purmamarca as a key location for intercontinental transport, tourism and cultural heritage throughout Argentina.

Thus, this study aims to i) document the geomorphic, sedimentary and paleopedogenic archives in the Quebrada de Purmamarca, and ii) discuss their relative timing and paleoenvironmental significance. Thereby, the study establishes a framework of regional landscape evolution and contributes to our understanding of the mechanisms and controls of geological, geomorphic and climatic change over different Late Quaternary timescales in NW Argentina.

## 2 Study Area

The Quebrada de Purmamarca is a ~380 km<sup>2</sup> drainage basin in the province of Jujuy, NW Argentina (Fig. 1). It is located in the Eastern Cordillera of the Andes, which forms the transition between the high-altitude plateau of the Puna to the west, and Subandean Ranges and Chaco lowland to the east. Geologically, the Eastern Cordillera is an active fold-and thrust belt (MON & SALFITY 1995). Topographic ranges are usually associated with high angle thrust faults, which are responsible for the development of asymmetric valleys along the lines of structural weakness (IGARZÁBAL 1991). Several superimposed Paleozoic and Mesozoic tectonic stages are recognized, before major uplift and deformation of the Andean orogeny commenced ~10 Ma ago, ultimately resulting in the present structural and topographic framework of the Eastern Cordillera (MON & SALFITY 1995; SALFITY ET AL. 1996; KENNAN 2000; REYNOLDS ET AL. 2000; REYNOLDS ET AL. 2001). Significant neotectonic events, which have locally deformed and thrust Quaternary sediments, did probably not affect NW Argentina synchronously, but generally occurred >1 Ma ago throughout the Eastern Cordillera (SALFITY ET AL. 1984; STRECKER ET AL. 1989; MARRETT & STRECKER 2000; HILLEY & STRECKER 2005). As an important factor for local variability of erosional resistance, the main lithologies in the Quebrada de Purmamarca comprise moderately soft quartzitic schists, phyllites and slates of the Precambrian Puncoviscana Formation, the highly resistant quartzitic sandstones and quartzites of the Cambrian Mesón Group, and the easily erodible pelites and greywackes of the Ordovician Santa Victoria Group (RAMOS, TURIC & ZUZEK 1967; TURNER 1970; AMENGUAL & ZANETTINI 1974).

The regional climate of NW Argentina is mainly influenced by tropical humid air masses of Atlantic origin, which are transported into the area by the South American Summer Monsoon, accounting for the large seasonality with most of the total annual precipitation falling in austral summer (BI-

ANCHI & YAÑEZ 1992; GARREAUD & ACEITUNO 2007). Due to topographic and rain shadow effects, however, precipitation amounts may significantly vary at regional and local scales, and average 96 mm at the village of Purmamarca (BIANCHI & YAÑEZ 1992; ENDLICHER 1995; SOLER 2002). Temperatures in the study area are very variable and particularly at high elevations, the thermal amplitude shows very strong daily variations. Consequently, the annual average height of the 0°C-isotherm is subject to regional and even local variations and has been estimated between 4500 and 5400 m asl, while the regional annual temperature gradients in NW Argentina roughly average 0.5–0.6°C/100 m (PROHASKA 1976; RUTHSATZ 1977; FOX & STRECKER 1991).

Under these environmental conditions modern pedogenesis is relatively weak, leading to the formation of thin A<sub>n</sub>-horizons and carbonate accumulation in the subsoil as the dominant pedogenic processes (WERNER 1971; RUTHSATZ 1977). Most other, more intensively developed soil horizons are probably relics of wetter past climatic conditions (KRISL 1999). The morphodynamic situation in the Quebrada de Purmamarca is dominated by strong badland formation and gullying along and up the valley slopes, having led to flood-plain aggradation and intense debris flow dynamics over the last decades (BECKER 1966; AGUERO 1986; CHAYLE & WAYNE 1995; CENCETTI, RIVELLI & TACCONI 2006). Throughout the entire Quebrada de Humahuaca drainage basin, human impact has likely enhanced the degradation of vegetation cover and slopes since at least two thousand years (GARCÍA CO-DRON ET AL. 1999; LUPO ET AL. 2006).

## 3 Methods

The major part of this study is based on the documentation of geomorphological and sedimentological field work, which was carried out between March and June 2001. Geomorphological field work encompassed the thorough and GPS aided mapping of landforms and processes in all accessible parts of the catchment. In combination with remote sensing data, this information was subsequently compiled and illustrated in a geomorphological map of the Quebrada de Purmamarca (MAY 2008).

Sedimentological description and the classification of the mostly coarse-grained valley fill deposits in the Quebrada de Purmamarca were predominantly based on existing approaches by (NEMEC & STEEL 1984; MILANA 1994; MIALL 1996; NEMEC & KAZANCI 1999), resulting in the differentiation of six different sedimentary facies (Table 1). Sedimentary profiles of terrace and alluvial fan outcrops were established at 13 different locations along gully walls. Plant remains extracted from one profile were dated by AMS radiocarbon dating at the University of Kiel, Germany (code KIA 17090).

At 12 locations excavated pits and outcrops were documented on top of the terrace and alluvial fan surfaces in order to gain information on soils, paleosols and cover deposits. The field documentation of these pits was based on FAO guidelines (FAO 2006), and the presence of CaCO<sub>3</sub> was tested with 10% HCl. Finally, thin sections from carbonate and sand crusts were taken. Their micromorphological analysis focussed on paleopedological features and the interpretation of genetic processes of soil formation following FITZPATRICK (1993) and WILSON & NETTLETON (2009).

## 4 Results

### 4.1 Geomorphological context and landforms

Three contrasting geomorphological zones are generally distinguished throughout the Eastern Cordillera and differ considerably with regard to their relief, i.e. topography and altitude (Fig. 2a). Each zone comprises a typical suite of genetic landforms and geomorphic processes (SEGEMAR-ITGE 1998; TCHILINGUIRIAN & PEREYRA 2001; MAY 2008).

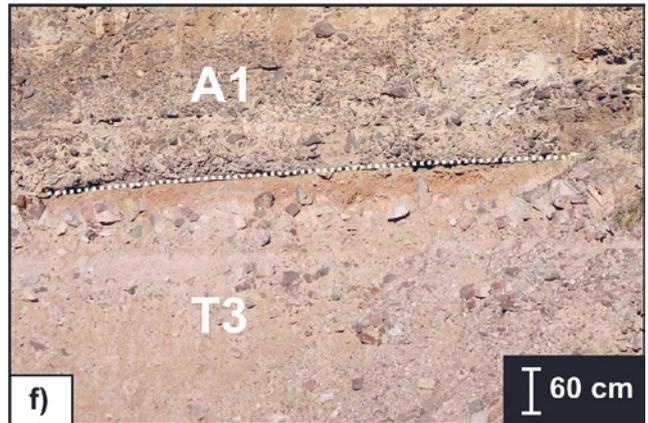
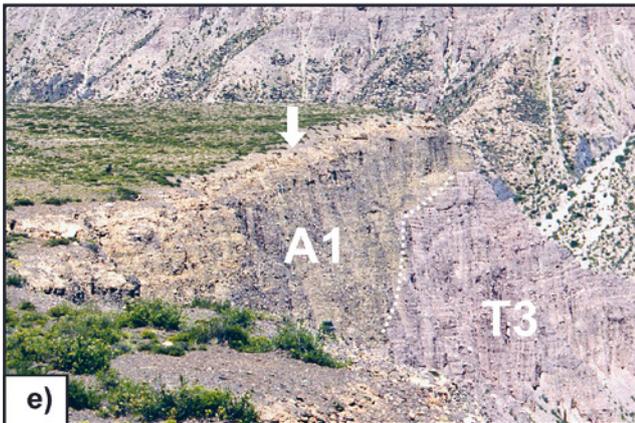
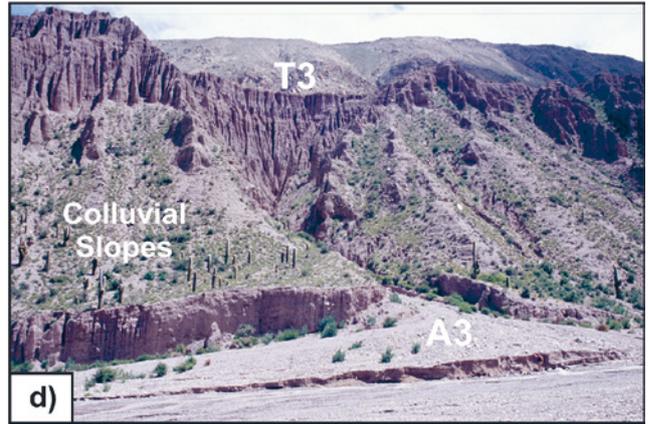
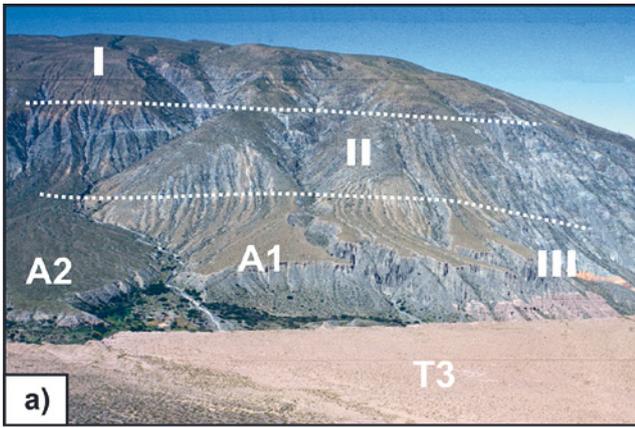
i) The highest parts of the study area above ~4400–4500 m asl are characterized by steep, straight to concave slopes of 25°–40°, locally up to 50° inclination, covered by long tongues of rock debris of different colours and lithologies extending downslope from crests, cliffs and ridges. These observations indicate active and intense production of frost debris and effective downslope transport by shallow solifluction processes, pointing to the presence of permafrost and frequent (daily to seasonal) freeze-thaw cycles. Solifluction lobes were observed in the study area down to ~4000–4100 m asl, where they are partially stabilized by vegetation. Their lower limit typically represents a transitional belt characterized by the discontinuous and spatially variable occurrence of freeze-thaw related active processes. Thus, over longer timescales, dominant cryogenic or periglacial processes are responsible for the formation of the gentle, rectilinear to convexo-concavo debris-mantled slopes of markedly smooth morphology, which characterize mountain tops and mountain chains in the upper study area and are referred to as ‘Glatthang’ (glatt = smooth, hang = slope) in the German literature (Fig. 2a; HAGEDORN 1970; STINGL & GARLEFF 1983; ABRAHAM DE VAZQUEZ ET AL. 2000; AHUMADA 2002). In the Quebrada de Purmamarca, the lower limit of this type of periglacial slope morphology varies to some extent, e.g. due to dissection by ongoing erosional processes, but reaches well below the limit of active periglacial processes to an elevation of 3300 m asl (Fig. 2a). As exposed along several roadcuts, the debris covering the slopes above ~3300 m asl is composed of angular clasts but varies considerably in thickness from few decimeters to >10 m. The sediments show a clear stratification of relatively fine clasts of the underlying dark grey Precambrian schist at the base, and several subhorizontal layers of coarse, poorly sorted and angular clasts of mainly Cambrian quartzites which are supported by a fine-grained matrix (Fig. 2b).

The exposed internal architecture of slope sediments likely reflects i) the onset of dominant permafrost conditions with intensified mechanical weathering of autochthonous (Precambrian) lithologies, and ii) the successive downslope transport and layered deposition of allochthonous frost debris (of Cambrian lithologies) by solifluction processes, eventually smoothing a pre-existing topography, which had formed during a preceding phase of enhanced fluvial processes. The marked dominance of Cambrian quartzitic lithologies over Precambrian schists and phyllites results from their higher resistivity against cryogenic weathering (e.g. frost cracking) and predisposition for the production of frost debris, also implying their preferential preservation in the sedimentary record. The lowermost evidence for past periglacial processes in the study area are asymmetrically developed slopes, which characterize the drainage channels on top of the higher, older terrace segments and reflect preferential solifluction processes along the north-exposed slopes as the result of past periglacial processes down to ~3100 m asl (MAY 2002).

ii) The transition between the upper catchment of predominantly periglacial geomorphology and the valleys is characterized by straight to convex slope segments (Fig. 2a). Most of these slopes between ~2600 and 3800 m asl are strongly dissected by parallel and closely spaced single-branched rills and gullies of variable depth. A knickpoint marks their upslope initiation and actively ongoing headward growth. It coincides with the transition from convex and debris-covered periglacial mountain tops described above to the steeper, straight slope segments where overland flow concentrates. Most of these channels have adjusted to inactive terrace surfaces, and only a few larger channels drain onto the modern floodplain. The onset of slope dissection should therefore postdate terrace deposition and may have commenced synchronously with terrace incision and degradation. The high intensity of slope dissection observed today is possibly amplified by grazing and degradation of vegetation leading to an additional increase in surface runoff, gullying and significant contributions of sediment to the valley floors (AGUERO 1986; CENCETTI, RIVELLI & TACCONI 2006). In addition, several landslides of up to 0.07 km<sup>2</sup> were mapped along the lower valley slopes both within the terrace deposits and bedrock (Fig. 2c; MAY 2002). Some of the landslides are partly buried by modern floodplain deposits and must have formed within an oversteepened valley, which was probably created in relation to rapid and profound incision preceding the onset of renewed floodplain aggradation.

*Fig. 2: Major landforms, sedimentary and pedogenic features of the Quebrada de Purmamarca (see text for details). a) Altitudinal zonation of periglacial topography (I), slope segments (II) and depositional landforms (III) such as alluvial fan generations A1 and A2, and terrace T3. b) Exposed periglacial slope deposits filling a paleovalley (note person for scale). c) Landslide deposit (circle) and the corresponding scar (line). d) Typical association of badlands, colluvial slopes and A3 alluvial fans along the terrace T3. e) Pinkish terrace sediments of T3 terrace overlain by grey alluvial fan sediments of A1 generation; note the carbonate horizons characterizing the upper most meters. f) Reddish, clay-rich paleosol which has formed in the uppermost T3 sediments and divides terrace from alluvial fan sediments of generation A1. g) Clayey to silty lacustrine rhythmites intercalated within T3 sediments. h) Partly eroded segment of sandy cover deposits on top of terrace T3; note inclination towards the incised stream channel.*

*Abb. 2: Wesentliche Formen, sedimentäre und pedogene Befunde der Quebrada de Purmamarca (siehe Text für Details). a) Höhenzone periglazialer Topographie (I), Hangsegmente (II) und Ablagerungsformen (III), z.B. Schwemmfächergenerationen A1 und A2, sowie Terrasse T3. b) Aufgeschlossene periglaziale Hangsedimente, die ein Paläotälchen auffüllen (man beachte die Person als Massstab). c) Hangrutsch (Kreis) und die dazugehörige Abrisskante (Linie). d) Typische Vergesellschaftung von Badlands, Hangschuttkegeln und A3 Schwemmfächern entlang der T3 Terrasse. e) Rosafarbene Sedimente der T3 Terrasse, die von grauen Sedimenten der A1 Schwemmfächergeneration überlagert werden; man beachte die Karbonatanreicherungs-horizonte, welche die oberen Meter charakterisieren. f) Roter, tonangereicherter Paläoboden, der sich in den obersten T3 Sedimenten ausgebildet hat und Terrassensedimente von A1 Schwemmfächersedimenten trennt. g) Tonig-schluffige Rhythmite, die in T3 Sedimente eingelagert sind. h) Teilweise erodiertes Segment eines sandigen Decksedimentes auf der Oberfläche der T3 Terrasse; man beachte die leichte Neigung hin zum eingeschnittenen Gerinne.*



iii) Several depositional landforms including alluvial fans, terraces and colluvial debris cones constitute the transition from the slope segments to past and present floodplains. Three different generations of alluvial fans have formed at the toes of the larger slope channels and were distinguished in the study area based on their topographic and morphological characteristics (MAY 2008). The oldest generation A1 comprises clearly inactive and frequently dissected alluvial fans of different sizes adjusted to inactive terrace surfaces (Fig. 2a). As evident from surface texture, color and debris flow levees, depositional processes are still active on alluvial fans of the second generation A2 (Fig. 2a). However, erosional scarps along the fan toes indicate that the main phase of their construction was interrupted at least once by the dominance of floodplain activity over alluvial debris flow processes on the fans. The initiation of alluvial fan deposition of A1 and A2 fans may have commenced synchronously while retrocedent incision progressed up the valley, lowering the base-level and ultimately leading to the inactivity and dissection of most A1 fans. A3 generation fans are relatively small landforms which actively contribute sediment onto the modern valley floor predominantly by debris flow processes (Fig. 2d).

The most characteristic landforms in the Quebrada de Purmamarca are three well-preserved levels of depositional terraces (MAY 2008). The two higher levels T1 and T2, which have preserved only at one location in the study area, are

inclined  $\sim 5.5\text{--}7^\circ$  towards the ESE. Segments of the lower terrace level T3 with an average elevation of  $\sim 90$  m above the valley floor and mean inclinations of  $\sim 3\text{--}5^\circ$  have preserved at several locations and can be topographically correlated to each other (TCHILINGUIRIAN & PEREYRA 2001; MAY 2002). Up to 40 m deep v-shaped valleys have incised into the terrace levels T1 and T2. Their asymmetrical cross-sections most likely owe to subsequent reshaping by periglacial processes. In contrast, the surface of terrace T3 shows dissection by narrow, meandering channels of up to  $\sim 15$  m depth implying a relatively young erosional history compared to the older terrace levels. Along the terrace rims the formation of well-developed badlands includes a variety of erosional landforms such as earth pyramids and organ pipes and is related to the removal of finer particles from the unconsolidated terrace deposits by wash and sheetflow processes during strong precipitation events (KÜHN 1924; FOCHLER-HAUKE 1952; BECKER 1966). Laterally continuous, concave slopes of  $\sim 35\text{--}45^\circ$  inclination have formed at the transition between the badlands and the modern floodplain (Fig. 2d), and are interpreted as colluvial debris cones or slopes formed by gravitational processes. At their toes, these colluvial deposits show a pronounced scarp of several meters height, likely resulting from lateral erosion under conditions of enhanced floodplain activity. Today, these debris cones are mostly inactive features covered by vegetation and actively dissected by gullies, which discharge into A-3 alluvial fans.

Table 1: Summary of lithofacies classification and interpretation for the sedimentary profiles in the Quebrada de Purmamarca (see Fig. 3 and text for details).

Tabelle 1: Zusammenfassung der Klassifizierung der Lithofazies und deren Interpretation für die Sedimentprofile in der Quebrada de Purmamarca (siehe Abb. 3 und Text für Details).

Name	Matrix	Ø Event	Clast Max [cm]	Clast Ø	Clast Shapes	Other	Interpretation
D1	+	150	80–120	10–20	Subang. – Subrd.	-	Debris-flow [-Mud Flow]
D2	-	150	100	10–20	Subangular	Coarsening up	Debris-flow
D2X	-	> 200	150–200	30–50	Angular – Subang.		Rock avalanche [?]
D3	-	100	30	15–20	Ang. – Subang.		Debris-flow [-Grain Flow]
D4	-	< 100	5–10	5–7	Subang. – Round.	Fining up	Water-Laid Sheet flow ??
F	/	< 100	Cobbles	1–5	Subang. – Round.	Fining up	Fluvial
L	/	< 100	Clay – Sand	-	-	Coarsening up	Lacustrine

## 4.2 Sedimentology and stratigraphy of valley fills

Most exposed Quaternary terrace and fan deposits in the Eastern Cordillera of NW Argentina are summarized within the ‘Purmamarca’ and ‘Maimará’ Formations (RAMOS, TURIC & ZUZEK 1967; TURNER 1970; SALFITY ET AL. 1984; SEGEMAR-ITGE 1998). Dominant sediments are loosely classified as coarse clastics (FOCHLER-HAUKE 1952; VIERS 1967; WERNER 1984; MAY 2008), but were also referred to as fanglomerates (RAMOS, TURIC & ZUZEK 1967; AMENGUAL & ZANETTINI 1974) or conglomerates (KÜHN 1924; SEGEMAR-ITGE 1998; ROBINSON ET AL. 2005; SANCHO ET AL. 2008). In the Quebrada de Purmamarca the sediments building the higher terrace levels T1 and T2 are not as well exposed, but seem to exhibit a more complex internal sedimentary architecture, possibly as the result of repeated erosional and depositional cycles. In contrast, vertical exposures of  $>100$  m height along the rims of terrace level T3 and alluvial fan generation A1 pres-

ent sedimentary evidence for the depositional processes responsible for their construction (Fig. 2e, f, h). Seven lithofacies were distinguished (MAY 2002), mainly based on criteria used in existing classifications for alluvial fan and braided river sediments (Table 1; NEMEC & STEEL 1984; Table 1; BLAIR & MCPHERSON 1994; MILANA 1994; MIALL 1996).

Most of the sediments involved (Table 1: D1 – 4) can be attributed to non-erosive debris flow events or hyperconcentrated flows typical for proximal to medial alluvial fan environments (LOWE 1979; COSTA 1984; BLAIR & MCPHERSON 1994). Owing to maximum clast sizes of up to 200 cm and thicknesses of  $>200$  cm, D2X sediments could alternatively be interpreted as the result of rock slides or rock avalanche events commonly observed in proximal alluvial fan settings (BLAIR & MCPHERSON 1994). Locally, debris flow sediments are intercalated with thin layers of fluvial sands or pebbles indicating reworking processes on the floodplain. At some locations, however, fluvial sediments can reach thicknesses

of several meters and are often associated with silts and clays of lacustrine origin (Table 1: F, L). The lacustrine sediments frequently contain laminated rhythmites of highly variable thickness and thereby reflect strong seasonal and interannual changes in discharge and sediment input to perennial shallow lakes which must have existed for several years to more than decades (Fig. 2g). In combination, these fluvial and lacustrine sediments reflect local low-energy deposition within an otherwise high-energy sedimentary environment (HARVEY 1997).

From the stratigraphical association of the documented profiles a pronounced paleotopography must have formed the base for the deposition of terrace T3 as some profiles rest unconformably on bedrock while others do not have their base exposed. That implies that the last major phase of erosion and downcutting must have incised to a level below the present valley floor, and the approximate thickness of valley fill below the modern floodplain has been estimated to 30–40 m based on geophysical reconnaissance (personal communication R. Kleine-Hering).

Overall comparison of the profiles reveals two sedimentary units of different colours which are assumed to reflect differences in lithological composition (Fig. 2e, 3). The lower sedimentary unit (unit I) appears greyish-pinkish (Fig. 2e&f; Munsell 5YR 6/3) in all the profiles throughout the study area pointing to a large, common and constant catchment with high yields of pinkish Cambrian quartzites, possibly as the result of extensive production of frost debris. Although both units are characterized by common sedimentary patterns and lithofacies, the upper sedimentary unit (unit II) varies in colour from profile to profile

reflecting alluvial deposition of lithologies originating from much smaller, local catchments. Based on topographic and geomorphological mapping (MAY 2008), the unit I can be attributed to the basin-wide deposition of terrace T3, whereas unit II represents the deposition of alluvial fan generation A1 from different smaller catchment areas.

Fluvial and lacustrine sediments are restricted to unit I and the interface between the units. They may be interpreted as the result of reduced floodplain activity and blocking by lateral sediment input such as debris flows or landslides (COSTA & SCHUSTER 1988), but no landslide or other significant deposits have been found in close association with the lacustrine deposits. The local occurrence of low-energy environments is characteristic for debris flow controlled floodplains (HARVEY 1997). Synchronous and catchment-wide occurrence of low-energy environments could therefore point to a temporal decrease in debris-flow frequencies resulting from subtle shifts with regard to discharge and sediment supplies. Between adjacent profiles, lithofacies L and F are frequently found at similar elevations above the modern floodplain and can stratigraphically be correlated (Fig. 3), suggesting the occurrence of at least two intervals of enhanced conditions for low-energy deposition within the overall deposition of the T3 terrace. Importantly, fluvial and lacustrine sediments separate the two sedimentary units at several localities, thereby announcing a marked change in hydrological conditions and/or sediment supplies morphologically reflected by the switch from terrace T3 deposition towards alluvial fan generation A1. This change is roughly dated by a single radiocarbon date of  $49550 \pm 1700$  uncalibrated  $^{14}\text{C}$  years BP, which was

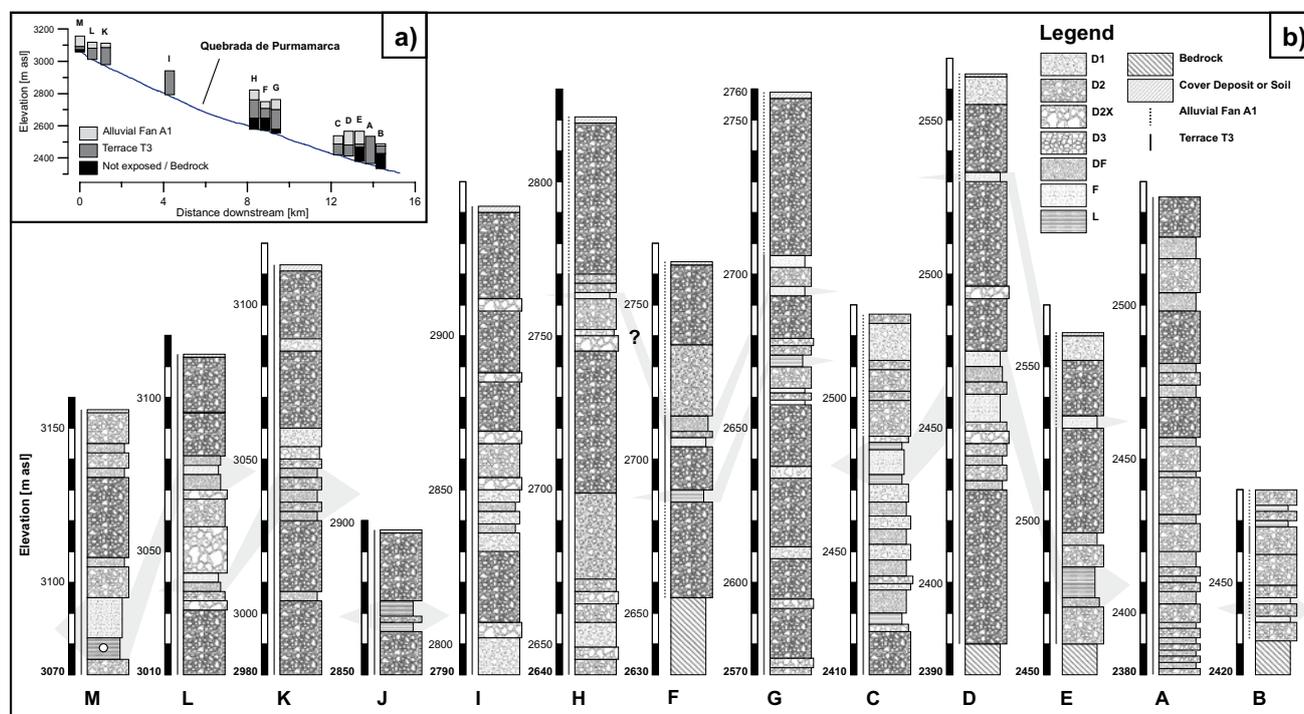


Fig. 3: Sedimentary profiles along the Quebrada de Purmamarca. a) Location along a longitudinal stream profile. b) Detailed sedimentary profiles and correlation (grey) of intercalated fine-grained sediments between adjacent profiles; the circle marks the  $^{14}\text{C}$ -age of  $49550 \pm 1700$  yr BP and letters refer to the profile locations in Fig. 1.

Abb. 3: Sedimentprofile entlang der Quebrada de Purmamarca. a) Lage entlang des Längsprofils. b) Detaillierte Sedimentprofile und Korrelation (grau) der eingeschalteten Feinlagen zwischen den benachbarten Profilen; der Kreis kennzeichnet das  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $49550 \pm 1700$  yr BP und Buchstaben beziehen sich auf die Lage der Profile in Abb. 1.

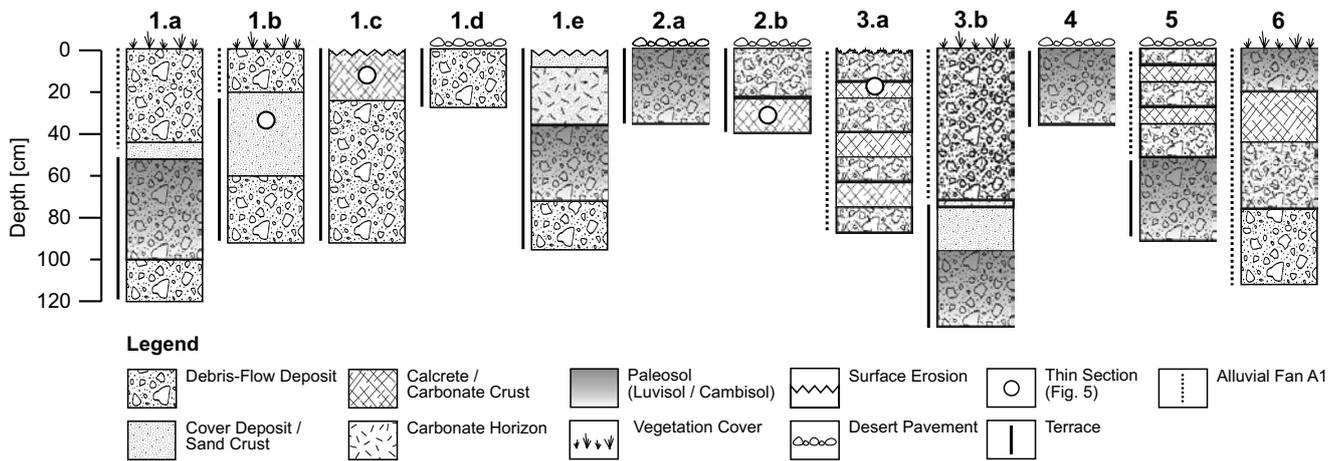


Fig. 4: Summary of the excavated pits and exposures on terrace and alluvial fan surfaces (numbers refer to the profile locations in Fig. 1).

Abb. 4: Zusammenfassung der Profile und Aufschlüsse auf Terrassen- und Schwemmfächeroberflächen (Nummern beziehen sich auf die Lage der Profile in Abb. 1).

obtained by AMS dating of plant remains extracted from lacustrine sediments in the upper catchment (MAY 2002).

### 4.3 Paleosols and cover deposits

Varying with topographical setting, underlying lithologies and microclimatic conditions, the modern surface soils within the study area are usually very shallow, and weakly developed soils. The associated pedogenic processes range from initial calcrete formation (powder calcrete) on Precambrian phyllites in the lower and drier catchment to rubefication and oxidation within the debris covered slopes of the higher catchment (MAY 2002). At several localities, 20–40 cm thick and reddish horizons of elevated clay content were observed within the coarse clastic terrace deposits and interpreted as B<sub>v</sub> horizons of well developed cambisols. Sometimes, these horizons show macroscopic clay coatings and thereby classify as B<sub>t</sub> horizons of luvisols. Both horizons are indicative of advanced pedogenesis and were observed exclusively on terraces surfaces (WERNER 1971, 1984; TCHILINGUIRIAN & PEREYRA 2001). However, these B<sub>t</sub> or B<sub>v</sub> horizons are frequently truncated by erosion or deflation and formation of desert pavements (Fig. 2f, 4), or were buried by deposition of clastic sediments such as the debris flow deposits of alluvial fan generation A1 (Fig. 2f). In both cases, their relict or fossil character likely reflects increased geomorphic stability under significantly more humid environmental conditions in the past.

Frequently, the terrace surfaces are directly overlain by a layer of sandy deposits of marked erosional resistivity which traces a pre-existing topography (Fig. 2h) and has not been found anywhere below the terrace level. At some locations, these deposits are buried by prograding alluvial fan deposits (Fig. 4). The sand deposits show no apparent internal stratification and can reach thicknesses of several meters. They are predominantly composed of cemented fine to medium sand and contain floating clasts of various grain sizes up to ~15 cm. Their highest thickness is reached in topographically protected settings below rims or channel banks or along east exposed slopes, probably pointing to their aeolian origin. In thin section, the sand crust ex-

hibits a clast supported fabric of subangular to subrounded clasts, well sorted fine and middle sand (Fig. 5a). Several subangular larger clasts and rock fragments are supported by the sand mass. The sample shows many larger pore spaces. Small amounts of cryptocrystalline orange matrix material can be observed between the clasts, possibly resulting from a weak illuviation of hematite-rich clays. Based on their topographic setting and their macroscopic and microscopic sedimentary characteristics these sand crusts may be interpreted as fluvio-aeolian cover sands subsequently hardened by desiccation.

Several types of relict soil horizons with particularly high CaCO<sub>3</sub> content of up to 60% have been documented in the study area. Most of these horizons are cemented and can thereby be classified as calcretes (GOUDIE 1983; WRIGHT & TUCKER 1991). Particularly on the higher terrace levels (T1 and T2) they are developed as thick hardpan calcretes and should be associated with the truncation of a former, well developed paleosol. Micromorphological analysis of a hardpan calcrete on top of terrace T2 shows few rock clasts and well-rounded mineral fragments supported by a light cryptocrystalline carbonate matrix pointing to a mature stage of carbonatization (Fig. 5a). The very fine and dense matrix is interspersed with particularly rounded and smooth voids and fissures indicating subsequent solution processes and karstification. Frequently, the voids are surrounded by spheres of dark mottles interpreted as the result from manganese precipitation, possibly in relation to increased water saturation and carbonate solution. Voids and fissures are partly filled by a whitish, moderately fine carbonate matrix (crystallaria). These results point to a long phase of carbonatization which was interrupted by a phase of solution and hydromorphy before returning to ongoing carbonatization under current conditions.

In addition, stacked and partly cemented calcrete horizons are frequently exposed along the rims of A1 alluvial fans where they have formed within clastic debris flow deposits of dominantly Precambrian phyllite lithologies (Fig. 2e). Given this apparent relation to lithology, carbonate may be the product of phyllite weathering and reprecipitation of carbonate saturated interflow within the inclined and lay-

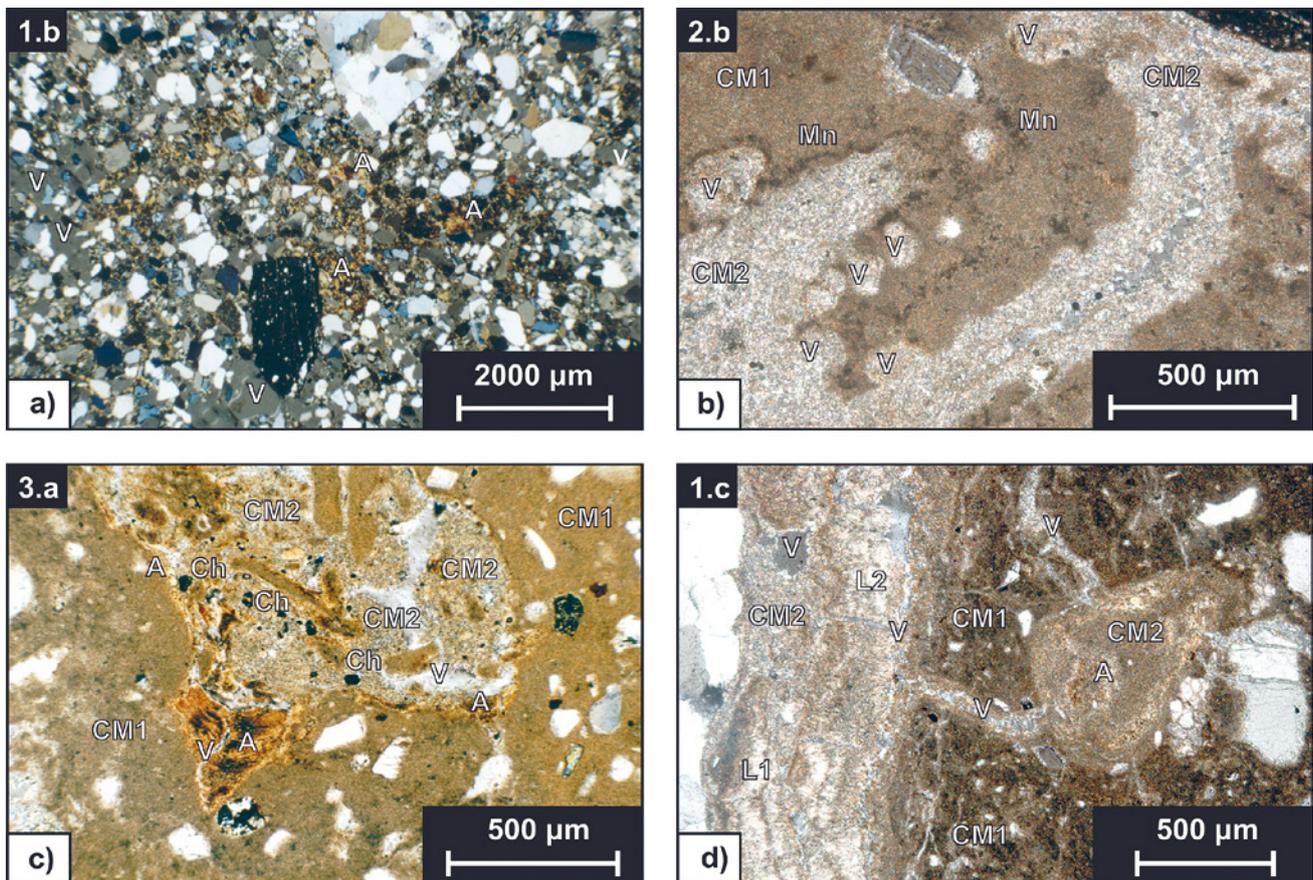


Fig. 5: Micromorphological thin sections of sandy cover deposit (a) and calcretes (b-d). V – void, A – argillans, CM – carbonate matrix, Mn – manganese mottles, Ch – charcoal / organic material, L – laminar coating (black boxes in upper left corner denote sample location in Fig. 4).

Abb. 5: Mikromorphologische Dünnschliffe der sandigen Decksedimente (a) und Kalkkrusten (b-d). V – Pore, A – Toncutane, CM – Karbonatische Matrix, Mn – Manganflecken, Ch – Kohlepartikel / Organik, L – laminaire Überzüge (schwarze Kästchen in Ecke linksoben kennzeichnet die Lage der Proben in Abb. 4).

ered fan sediments, as observed under modern environmental conditions (WERNER 1971; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). In this context, partly cemented calcrete horizons were infrequently observed on the T3 terrace surface associated to lines of drainage such as gullies (Fig. 4). The thin sections of these calcretes show a dense, dark and cryptocrystalline carbonatic matrix interspersed with several cracks and containing abundant angular to little rounded rock and mineral fragments as typical for moderately developed calcretes (WRIGHT & TUCKER 1991). Partly, well developed orange coloured argillans have formed along the voids and crack walls. Generally, these argillans, but also parts of the dark carbonatic matrix, are split into fragments, partly filling the cracks. Otherwise, a lighter carbonatic matrix is forming within the voids and cracks, mantling rock and mineral fragments as well as fragments of the dark matrix, and forming laminae around the larger rock clasts. Multiple opaque dots may be interpreted as charcoal and/or organic material. Based on these observations, carbonatization has taken place in at least two distinct phases and was locally interrupted by clay illuviation and an interval of subsequent fragmentation possibly related to desiccation.

## 5 Discussion

The results from the geomorphological, sedimentary and paleopedological analysis and observation in the Quebrada de Purmamarca are summarized in Fig. 6. They form the

base for the reconstruction of a regional Late Quaternary landscape evolution and their paleoenvironmental interpretation. Landscape evolution and the discussion of causes for geomorphic change are tentatively divided into two different timescales: i) longer-term changes expressed by different terrace levels and corresponding to cut-and-fill cycles likely driven by complex climate and tectonic interactions, and ii) short- to medium-term climate and environmental changes leading to subsequent terrace incision, deposition of alluvial fan generations, colluvial debris cones, and the formation of paleosols and cover deposits.

i) Three distinct levels of depositional terraces were documented in the Quebrada de Purmamarca. Depositional terraces have been reported from several sites in the Eastern Cordillera of NW Argentina and reflect repeated cycles of alternating erosion and aggradation (HILLEY & STRECKER 2005). Two major regional terrace levels were reported by TCHILINGUIRIAN & PEREYRA (2001) along the western side of the Quebrada de Humahuaca, the lower being equal to level T3, and the higher likely corresponding to the terrace levels T1 and T2 in the Quebrada de Purmamarca. Four main depositional terrace levels were examined and sampled by ROBINSON ET AL. (2004) at the Río de la Huerta along the eastern side of the Quebrada de Humahuaca, whereas only three major terrace levels were mapped by WERNER (1984) at the same site. Up to six depositional levels were distinguished at the Tilcara fan (AZAREVICH ET AL. 1999; SANCHO ET AL. 2008). Thus, the topographic correlation of the terraces proves dif-

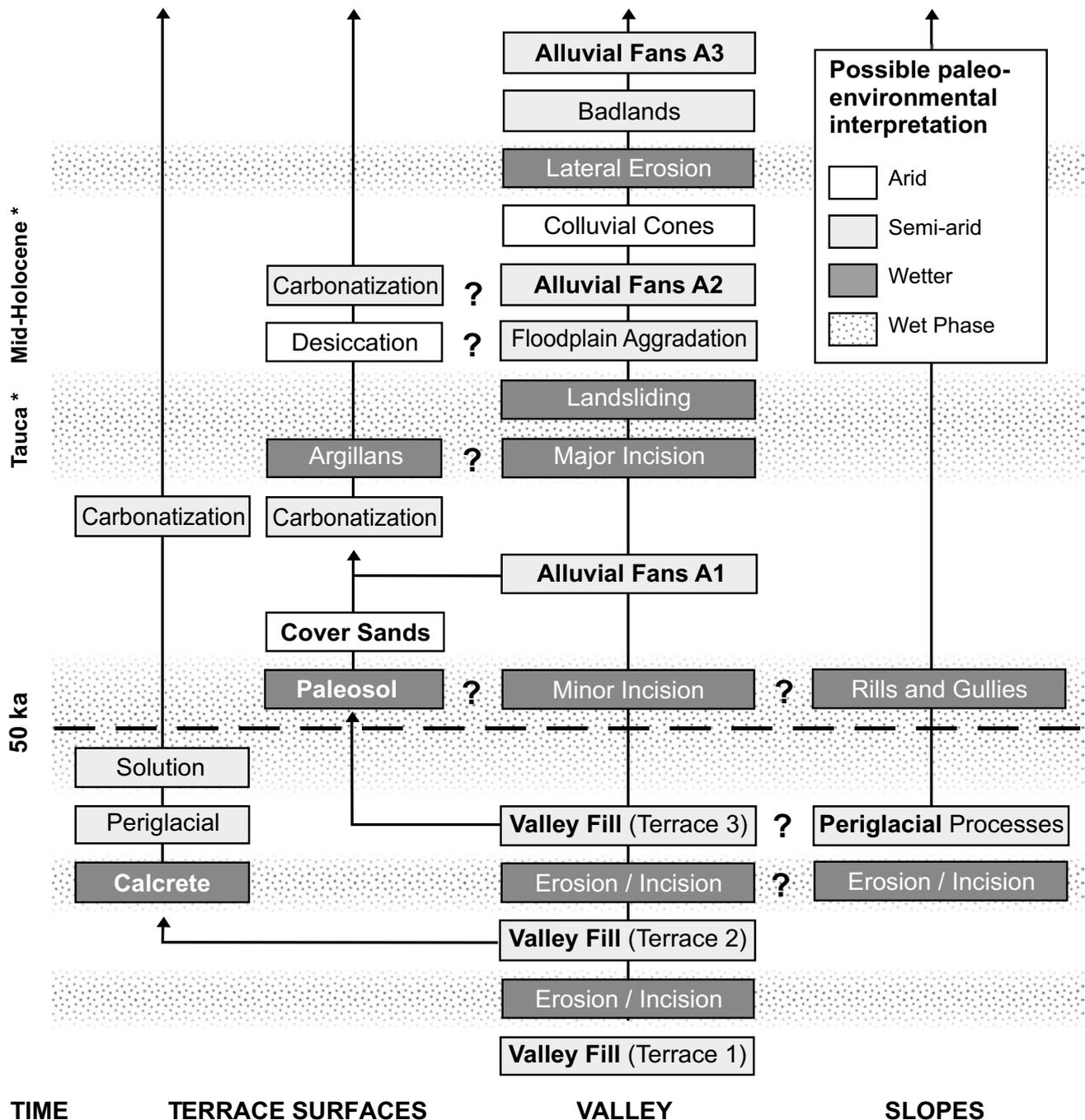


Fig. 6: Schematic summary, and tentative correlation and timeframe for the observed geomorphic, sedimentary and paleopedological data in the Quebrada de Purmamarca. Dashed line indicates radiocarbon age (\* see discussion for details).

Abb. 6: Schematische Zusammenfassung, und vorläufige Korrelation und Zeitrahmen für die beobachteten geomorphologischen, sedimentären und paläopedologischen Befunde in der Quebrada de Purmamarca. Gestrichelte Linie kennzeichnet <sup>14</sup>C-Alter (\* siehe Diskussion für Details).

difficult, particularly across major fault lines such as the Quebrada de Humahuaca. As modelled for the Quebrada de Toro by HILLEY & STRECKER (2005), regionally asynchronous terrace chronologies probably express the participation of tectonics as the dominant control on regional base-levels and stream power on longer temporal scales. Within the study area, the comparatively old ages and steeper slopes of the higher terraces T1 and T2 deduced from the geomorphological observations also corroborate minor tectonic movements during the time of their deposition. In this context, the onset and duration of the last cut-and-fill cycle responsible for the deposition of the largely undeformed terraces throughout

the Eastern Cordillera may broadly coincide with the last major uplift and deformation event in the Eastern Cordillera around 1 Ma ago (SALFITY ET AL. 1984; HERNÁNDEZ, REYNOLDS & DISALVO 1996; MARRETT & STRECKER 2000; HILLEY & STRECKER 2005).

Oscillations between incision and aggradation are the result of significant changes in sediment supplies and/or discharge over time (KNIGHTON 1998; SCHUMM 2005). Particularly over shorter timescales, these changes likely owe to changes in past precipitation frequencies and magnitude, and are ultimately expressed in changing stream powers of discharge or flooding events (BULL 1979, 1988). In the study

area, a pronounced paleotopography has been covered by periglacial sediments and terrace deposits and can be interpreted to reflect an extensive phase of increased stream power preceding the onset of T3 deposition and likely pointing to more humid and/or warmer environmental conditions than thereafter. In contrast, the sedimentary profiles within the T3 terrace reveal debris-flows as the dominant depositional process with only minor participation of low-energy fluvial and lacustrine processes. The intercalated rhythmites show evidence for a strong prevailing seasonality as well as interannual variability during the time of deposition. Although debris-flow deposition also characterizes modern morphodynamics in the Quebrada de Purmamarca (CENCETTI, RIVELLI & TACCONI 2006), the observed thickness and large clast sizes typical for the terrace T3 deposits imply i) high-magnitude storm and flood events under generally arid or semi-arid conditions, and ii) a much more efficient mode of clast production than today, e.g. due to strong physical weathering by frost processes. These characteristics, association and co-existence of all observed lithofacies are commonly interpreted as typical for proximal alluvial fan environments (BLAIR & MCPHERSON 1994; HARVEY 1997) and a very proximal intersection point related to the reduction of fluvial processes under semi-arid to arid and likely colder glacial environmental conditions (WEISSMANN, MOUNT & FOGG 2002).

Here, the available data from the upper study area provides evidence for an intense past production of mainly quartzitic frost debris by periglacial processes and a maximum past depression of the periglacial belt of ~1000–1300 m. Assuming temperature gradients of 0.5–0.6°C, this corresponds to a temperature reduction of ~5–8°C and corroborates other estimates for past temperature reduction in the Central Andes of NW Argentina (GARLEFF & STINGL 1985; GARLEFF ET AL. 1991; ABRAHAM DE VAZQUEZ ET AL. 2000; AHUMADA 2002). As a consequence, the spatial extent of surface being subject to the cryogenic production and downslope transport of frost debris increased to ~80% of the catchment area compared to ~10–25% today (Fig. 1). For the fluvial system of the Quebrada de Purmamarca this must have implied a significant (up to 8-fold) multiplication of sediment supply. An increased participation of frost generated clasts of Cambrian quartzites is evident from the basin-wide pinkish colour of the terrace deposits. In most sedimentary profiles, two intervals of dominant fluvial and lacustrine sediments were observed and may thereby imply two phases of more stable (humid) environmental conditions and reduced debris-flow frequencies (Fig. 3). In most of the study area below 2800–2900 m asl, the upper of the two intervals divides T3 terrace deposits from A1 alluvial fan deposits characterized by local lithologies, whereas above ~2900 m asl T3 sedimentation seems to prevail longer. A radiocarbon date on plant remains of  $49550 \pm 1700$   $^{14}\text{C}$  a BP is available from this upper interval, and corresponds well to an OSL age of  $47.6 \pm 2.8$  ka taken at the same site (ROBINSON ET AL. 2005). Therefore, this age is interpreted to coincide with the gradual transition to A1 alluvial fan deposition, which started in the lower study area and reached elevations above ~2900 m asl some time after 50 ka ago. Most of the so far published OSL ages from comparable valley fill deposits plot into an interval between ~45–95 ka and may thus provide a preliminary

estimate for the timing of the last terrace deposition (ROBINSON ET AL. 2005; SANCHO ET AL. 2008; SPENCER & ROBINSON 2008). In fact, cold temperatures before ~50 ka BP in northern Argentina are also reported from studies of loess and glacial deposits (CARIGNANO 1999; ZIPPRICH ET AL. 2000) and support the scenario of temperature changes, likely in relation to the last cycle of global glaciation, as a critical control on sediment supplies and thus the course and ending of debris-flow dominated valley filling in the Eastern Cordillera of NW Argentina.

ii) As evident from the almost vertical walls of the >100 m high T3 terrace, a severe and pronounced phase of incision must occurred after the end of terrace deposition. The exact onset of incision is difficult to constrain and could have postdated the onset of alluvial fan deposition considerably. In this case, retrocedent incision may have slowly extended headward once decreasing sediment supplies fell below a threshold resulting from the upward shift of the periglacial belt, leading to a time lag and eventually the dissection of slopes and A3 fans. The onset and intensity of incision could have been additionally amplified once the drainage system had re-established and the frost debris previously stored on the extensive slopes of the upper study area was exhausted (PRATT ET AL. 2002). Again, in this scenario temperature changes and the related changes in sediment supply are the main drivers for incision and do not require a substantial increase in precipitation. However, the Quebrada de Purmamarca incision reached well below the level of the modern floodplain. Several documented landslide deposits provide additional evidence for an overall intensive and fast incision event not allowing for the gradual adjustment of slopes (MAY 2008). The oversteepening of valley slopes by rapid incision as well as the evacuation of large quantities of sediment into the Andean foreland probably required significantly increased precipitation amounts and wetter environmental conditions (TRAUTH & STRECKER 1999; TRAUTH ET AL. 2000; TRAUTH ET AL. 2003; HERMANN & SCHELLENBERGER 2008), although increased landslide frequencies may have been triggered by tectonic events (HERMANN & STRECKER 1999; STRECKER & MARRETT 1999; HERMANN ET AL. 2001). In fact, significant changes in monsoonal precipitation throughout the last 1.1 Ma were deduced from sequences of alternating loess and paleosols at Tafi del Valle (SCHELLENBERGER 2006; SCHELLENBERGER & VEIT 2006) and potentially trigger manifold increases in sediment transport rates (BOOKHAGEN, THIEDE & STRECKER 2005).

The particularly well developed paleosol on top of the terrace surfaces may be interpreted as evidence for wetter climates following the end of terrace deposition, possibly also causing increased stream powers and the onset of incision. The occurrence of reddish and argillic paleosol horizons on terrace surfaces has been reported throughout the Quebrada de Humahuaca and is often associated with petrocalcic B- and C-horizons (SEGEMAR-ITGE 1998; ZIPPRICH ET AL. 2000; TCHILINGUIRIAN & PEREYRA 2001). ZIPPRICH ET AL. (2000) provide two radiocarbon dates of  $27.97 \pm 0.2$  and  $15.84 \pm 0.1$   $^{14}\text{C}$  a BP from calcrete horizons as estimates for the timing of soil formation. Assuming regional synchrony, these different paleosol horizons may indicate two widespread regional wet phases roughly before 32 cal ka BP and 19 cal ka BP. First OSL ages from loess-paleosol-sequences in Tafi del

Valle provide additional evidence for an important phase of soil formation before ~33 ka (KEMP ET AL. 2004). In the study area, the paleosol is frequently overlain by alluvial fan deposits (Fig. 2f). This implies that alluvial fans on top of the terrace surfaces were still active during or even after paleosol formation. Thus, the major phase of incision responsible for the significant lowering of the valley floor and the dissection of most A3 alluvial fans, most likely postdates paleosol formation.

Several observations from the Quebrada de Purmamarca contribute to the idea of pronounced and shorter-term changes of moisture supply in NW Argentina significantly postdating the formation of the well developed paleosol. At many places in the study area the paleosol is directly overlain by cover sands probably owing to aeolian activity and fluvial reworking (Fig. 5). These cover sands have accumulated along the slopes of slightly incised channels and should therefore postdate a first, minor phase of incision, which could coincide with the formation of the paleosol under more humid environmental conditions. Similar aeolian cover sands were recently dated to  $39.4 \pm 2.3$  ka by OSL in the Quebrada de la Huerta (ROBINSON ET AL. 2005; SPENCER & ROBINSON 2008). Thus, the cover sands may tentatively indicate the onset of enhanced aridity, increased wind speeds and loess-like aeolian transport from the Puna plateau into the protected valleys of the Eastern Cordillera until ~ 40 ka BP, similar to processes observed in reduced intensities today (GREELEY, CHRISTENSEN & CARRASCO 1989; TCHILINGUIRIAN & PEREYRA 2001). These cover sands are found exclusively on top of the T3 terrace surface and are at many places eroded or covered by debris flow deposits of inactive A1 alluvial fans (Fig. 2h, Fig. 4), pointing to significant alluvial and fluvial activity after sand deposition. In many ways, this could be interpreted as evidence for a two-phased erosion and incision process. In this context, many authors have reported a particularly wet climatic interval throughout most of the Central Andes during lateglacial times referred to as the Tauca phase (ARGOLLO & MOURGUIART 2000; BAKER ET AL. 2001; FRITZ ET AL. 2004; PLACZEK, QUADE & PATCHETT 2006), which could have caused the second, major pulse of incision in the Quebrada de Purmamarca. This scenario is corroborated by several, partly cemented non-pedogenic calcrete horizons, which are intercalated with A3 alluvial fan sediments. Based on their micromorphology, they form on surfaces of favourable lithological and hydrological conditions. Carbonatization, however, was interrupted at least once by more humid environmental conditions characterized by clay illuviation. Therefore, alluvial fans and carbonatization probably reflect semi-arid environmental conditions similar to today, whereas terrace incision and the formation of well developed paleosols on top of the terraces probably required significantly elevated precipitation, discharge and moisture availability.

After floodplain aggradation and alluvial fan deposition had elevated the floodplain approximately to its present level, several minor geomorphic and paleoenvironmental changes are evident from the geomorphology along the terrace footwalls, where colluvial debris cones and slopes have formed and are now dissected by younger incision associated to A3 alluvial fan activity and the ongoing formation of badlands. At their toes, the colluvial debris slopes show a

pronounced scarp as related to lateral erosion and enhanced floodplain activity. Thereby, these colluvial slopes constitute evidence for both decreased floodplain activity and largely restricted alluvial fan and badland processes, pointing to overall particularly dry environmental conditions in the more recent past. Possibly, the accumulation of colluvial material coincides to an interval of marked aridity during the Mid-Holocene reported from NW Argentina (FERNÁNDEZ 1984; MARKGRAF 1985; ALCALDE & KULEMEYER 1999), also known as the “archaeological silence” and the absence of essential human occupation (FERNÁNDEZ ET AL. 1991; KULEMEYER ET AL. 1999; YACOBACCIO & MORALES 2005). Finally, the return to less arid conditions in the Late Holocene may have re-established the ongoing degradation of terrace slopes by badland formation, debris flow processes and alluvial fan A3 deposition, and floodplain aggradation (KULEMEYER 2005; LUPO ET AL. 2006). Whether this tendency ultimately reflects increased sediment supplies following increased human interference (AGUERO 1986; CENCETTI, RIVELLI & TACCONI 2006) or is the result of variations in climatically controlled short-term variability of precipitation frequencies and magnitudes (MAAS ET AL. 1999; PRIETO, HERRERA & DUSSEL 2000) can not be decided on the base of the available data.

## 6 Conclusions

The documentation and interpretation of geomorphic, sedimentary and paleopedogenic data in the Quebrada de Purmamarca has allowed the reconstruction of a dynamic Late Quaternary landscape evolution. Over longer Quaternary timescales, the accumulation and evacuation of large quantities of material is regarded the dominating geomorphic process in the intramontane valley of the Eastern Cordillera, leading to the formation of terrace systems. As elsewhere in the Andes of NW Argentina, the timing and rates of these cut-and-fill cycles in the Quebrada de Purmamarca are likely controlled by a complex interplay between tectonics and climatic factors. In particular, the severe temperature-driven depression of the periglacial belt seems to have imposed an important control on longer to medium-term catchment denudation through an intensified production of coarse debris. A well developed paleosol and the formation of alluvial fans may indicate somewhat less cold a dry environmental conditions after ~50 ka. The onset of a major incision event significantly postdates the end of valley filling and could have been caused by a marked increase in monsoonal precipitation during the Late Glacial. Holocene humidity changes are probably responsible for the formation of several minor inactive landforms along the modern valley floors and paleopedogenic features on terrace surfaces.

Future work should concentrate on the regional extension and comparison of the observed data. Particularly the combination of sedimentary and paleopedogenic approaches like mapping and the detailed micromorphological analysis of paleosols should have the potential to produce an enormous amount of new information with regard to Late Quaternary humidity changes. A thorough knowledge and spatial mapping of landforms and sediments is also the base for quantitative modelling of longer to medium-term denudation and erosion rates (e.g. HILLEY & STRECKER 2005). In addition, further efforts aiming at the establishment of an absolute chron-

ological framework are urgently needed to test the relative importance of tectonic versus climatic controls in longer-term basin history. Here, optically stimulated luminescence (OSL) has already been applied successfully within the valley fill sediments, whereas surface exposure dating may provide additional means to extend and corroborate these results (SIAME ET AL. 1997; ROBINSON ET AL. 2005; SPENCER & ROBINSON 2008). Against this background, the unravelling of landscape history has shown to produce valuable insights into the Late Quaternary paleoenvironmental evolution of the Quebrada de Purmamarca and should provide an essential base for future research in the Eastern Cordillera.

## Acknowledgements

The authors would like to thank the Universidad Nacional de Salta, Argentina, for logistical and academic support. Fruitful discussions with J. A. SALFITY (Salta), D. BUSCHE (Würzburg) and I. SABINO (Salta) as well as the helpful comments of F. PREUSSER (Bern) and S. BUCKMAN (Wollongong) are gratefully acknowledged. Field work was much facilitated by the personal effort and academic assistance of I. WALZ (Würzburg).

## Literature

- ABRAHAM DE VAZQUEZ, E. M., GARLEFF, K., LIEBRICHT, H., REGAIRAZ, A. C., SCHÄBITZ, F., SQUEO, F. A., STINGL, H., VEIT, H. & VILLAGRÁN, C. (2000): Geomorphology and Paleocology of the Arid Diagonal in Southern South America. – *Zeitschrift für angewandte Geologie, Sonderheft* 1: 55–61.
- AGUERO, P. N. (1986): Comentarios acerca de la Erosión Hídrica en la Quebrada de Humahuaca. – *Revista Proyección, Centro de Ingenieros y Agrimensores de Jujuy, Año I (No.1)*: 14–21.
- AHUMADA, A. L. (2002): Periglacial phenomena in the high mountains of northwestern Argentina. – *South African Journal of Science*, 98 (March/April): 166–170.
- ALCALDE, J. A. & KULEMEYER, J. J. (1999): The Holocene in the South-Eastern region of the Province Jujuy, North-West Argentina. – *Quaternary International*, 57–58: 113–116.
- ALONSO, R. L., BOOKHAGEN, B., CARRAPA, B., COUTAND, I., HASCHKE, M., HILLEY, G. E., SCHOENBOHM, L., SOBEL, E. R., STRECKER, M. R., TRAUTH, M. H. & VILLANUEVA, A. (2006): Tectonics, Climate, and Landscape Evolution of the Southern Central Andes: the Argentine Puna Plateau and Adjacent Regions between 22 and 30° S. – Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V. A., Strecker, M. R. & Wigger, P. (ed.): *The Andes. Active Subduction Orogeny*: 265–282; (Springer).
- AMENGUAL, R. & ZANETTINI, J. C. (1974): Geología de la Quebrada de Humahuaca entre Uquía y Purmamarca (Provincia de Jujuy). – *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (1): 30–40.
- ARGOLLO, J. & MOURGUIART, P. (2000): Late Quaternary climate history of the Bolivian Altiplano. – *Quaternary International*, 72 (1): 37–51.
- AZAREVICH, M., NOVARA, M., ARMELLA, M., DEUS, R. & SÁNCHEZ, M. C. (1999): Geomorfología de la región de Tilcara, Jujuy. – XIV Congreso Geológico Argentino Actas, T II: 31–34.
- BAKER, P. A., RIGSBY, C. A., SELTZER, G. O., FRITZ, S. C., LOWENSTEIN, T. K., BACHER, N. P. & VELIZ, C. (2001): Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. – *Nature*, 409: 698–701.
- BAKER, P. A., SELTZER, G. O., FRITZ, S. C., DUNBAR, R. B., GROVE, M. J., TAPIA, P. M., CROSS, S. L., ROWE, H. D. & BRODA, J. P. (2001): The History of South American Tropical Precipitation for the Past 25,000 Years. – *Science*, 291 (5504): 640–643.
- BECKER, H. (1966): Vergleichende Betrachtung der Entstehung von Erdpyramiden in verschiedenen Klimagebieten der Erde. – *Kölner Geographische Arbeiten*, 17: 17–111.
- BIANCHI, A. R. & YAÑEZ, C. (1992): Las precipitaciones del Noroeste Argentino. – Salta (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria).
- BLAIR, T. C. & MCPHERSON, J. (1994): Alluvial Fans and their Natural Distinction from Rivers Based on Morphology, Hydraulic Processes, Sedimentary Processes, and Facies Assemblages. – *Journal of Sedimentary Research*, A 64 (3): 450–489.
- BOOKHAGEN, B., HASLTON, K. & TRAUTH, M. H. (2001): Hydrological modelling of a Pleistocene landslide-dammed lake in the Santa Maria Basin, NW Argentina. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 169 (1–2): 113–127.
- BOOKHAGEN, B., THIEDE, R. C. & STRECKER, M. R. (2005): Late Quaternary intensified monsoon phases control landscape evolution in the north-west Himalaya. – *Geology*, 33 (2): 149–152.
- BULL, W. B. (1979): Threshold of critical power in streams. – *Geological Society of America Bulletin*, 90: 453–464.
- BULL, W. B. (1988): Floods; Degradation and Aggradation. – Baker, V. R., Kochel, R. C. & Patton, P. C. (ed.): *Flood Geomorphology*: 157–165;
- CARIGNANO, C. A. (1999): Late Pleistocene to recent climate change in Cordoba Province, Argentina: Geomorphological evidence. – *Quaternary International*, 57–58: 117–134.
- CENCETTI, C., RIVELLI, F. R. & TACCONI, P. (2006): Dinamica geomorfologica e problematiche geologico-ambientali nel bacino del Rio Purmamarca (Provincia di Jujuy, Argentina nord-occidentale). – *Giornale di Geologia Applicata* 4, 4: 206–212.
- CHAYLE, W. & WAYNE, W. J. (1995): Impact of Erosion, Mass Wasting, and Sedimentation on Human Activities in the Río Grande Basin, Jujuy Province, Argentina. – *Environmental & Engineering Geoscience*, 1 (4): 403–416.
- COSTA, J. E. (1984): Physical Geomorphology of Debris Flows. – Costa, J. E. & Fleisher, P. J. (ed.): *Developments and Applications of Geomorphology*: 268–317;
- COSTA, J. E. & SCHUSTER, R. L. (1988): The formation and failure of natural dams. – *Geological Society of America Bulletin*, 100 (7): 1054–1068.
- DE FERRARIS, C. I. C. (1940): Corrimiento de Bloques de Montaña en los alrededores de Purmamarca, Departamento de Tumbaya (Provincia de Jujuy). – Tesis del Museo de la Plata, 1: 98.
- ENDLICHER, W. (1995): Zur Witterungsklimatologie von Nordwestargentinien. – *Marburger Geogr. Schriften*, 128: 17–43.
- FAO (2006): Guidelines for Soil Description. – <ftp://ftp.fao.org/docrep/fao/009/a0541e00.pdf>
- FERNÁNDEZ, J. (1984): Variaciones climáticas en la Prepuna Jujeña. Intervalo 5000-2000 años A.P. de interés para la arqueología. – *IANIGLA Anales*, 6: 73–82.
- FERNÁNDEZ, J., MARKGRAF, V., PANARELLO, H. O., ALBERO, M., ANGIOLINI, F. E., VALENCIO, S. & ARRIAGA, M. (1991): Late Pleistocene/Early Holocene Environments and Climates, Fauna, and Human Occupation in the Argentine Altiplano. – *Geoarchaeology*, 6 (3): 251–272.
- FITZPATRICK, E. A. (1993): *Soil Microscopy and Micromorphology*. – (Wiley).
- FOCHLER-HAUKE, G. (1952): Verwitterungs-, Erosions- und Aufschüttungsvorgänge in nordwest-argentinischen Gebirgstälern. – *Naturwissenschaftliche Rundschau*, 5 (2): 65–71.
- FOX, A. N. & STRECKER, M. R. (1991): Pleistocene and Modern Snowlines in the Central Andes (24–28°S). – *Bamberger Geographische Schriften*, 11: 169–182.
- FRITZ, S. C., BAKER, P. A., LOWENSTEIN, T. K., SELTZER, G. O., RIGSBY, C. A., DWYER, G. S., TAPIA, P. M., ARNOLD, K. K., KU, T.-L. & LUO, S. (2004): Hydrologic variation during the last 170,000 years in the southern hemisphere tropics of South America. – *Quaternary Research*, 61 (1): 95–104.
- GARCÍA CODRON, J. C., RUIZ PINO, Y., SILLÓ CERVERA, F. & VILLAVEVERE GONZÁLEZ, C. (1999): Las Formaciones Vegetales en La Quebrada de Humahuaca, Relación con los Factores Físicos y Humanos. – <http://www.geog.leeds.ac.uk/groups/andes/informes/argveg.htm>
- GARLEFF, K., SCHÄBITZ, F., STINGL, H. & VEIT, H. (1991): Jungquartäre Landschaftsentwicklung und Klimageschichte beiderseits der Ariden Diagonale Südamerikas. – *Bamberger Geographische Schriften*, 11: 359–394.
- GARLEFF, K. & STINGL, H. (1985): Höhenstufen und ihre Raumzeitlichen Veränderungen in den Argentinischen Anden. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, (11/12): 1701–1707.
- GARREAUD, R. D. & ACEITUNO, P. (2007): Atmospheric Circulation and Climatic Variability. – Veblen, T. T., Young, K. R. & Orme, A. R. (ed.): *The Physical Geography of South America*: 45–59; Oxford (Oxford University Press).
- GOUDIE, A. S. (1983): Calcretes. – Goudie, A. S. & Pye, K. (ed.): *Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment*: 93–132; (Academic Press).
- GREELEY, R., CHRISTENSEN, P. & CARRASCO, R. (1989): Shuttle radar images

- of wind streaks in the Altiplano, Bolivia. – *Geology*, 17 (7): 665–668.
- HAGEDORN, J. (1970): Zum Problem der Glatthänge. – *Z. f. Geomorph. N.F.*, 14: 103–113.
- HARVEY, A. M. (1997): The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems. – Thomas, D. S. G. (ed.): *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*: 233–259;
- HASELTON, K., HILLEY, G. & STRECKER, M. R. (2002): Average Pleistocene Climatic Patterns in the Southern Central Andes: Controls on Mountain Glaciation and Paleoclimate Implications. – *The Journal of Geology*, 110: 211–226.
- HERMANN, R. L., NIEDERMANN, S., GARCIA, A. V., SOSA GOMEZ, J. & STRECKER, M. R. (2001): Neotectonics and catastrophic failure of mountain fronts in the southern intra-Andean Puna Plateau, Argentina. – *Geology*, 29 (7): 619–622.
- HERMANN, R. L. & SCHELLENBERGER, A. (2008): Quaternary tephrochronology helps define conditioning factors and triggering mechanisms of rock avalanches in NW Argentina. – *Quaternary International*, 178 (1): 261–275.
- HERMANN, R. L. & STRECKER, M. R. (1999): Structural and lithological controls on large Quaternary rock avalanches (sturzstroms) in arid northwestern Argentina. – *Geological Society of America Bulletin*, 111 (6): 934–948.
- HERNÁNDEZ, R., REYNOLDS, J. & DISALVO, A. (1996): Análisis tectonosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el Río Iruya. – *Boletín Informaciones Petroleras*, Buenos Aires, 45: 80–93.
- HILLEY, G. E. & STRECKER, M. R. (2005): Processes of oscillatory basin filling and excavation in a tectonically active orogen: Quebrada del Toro Basin, NW Argentina. – *Geological Society of America Bulletin*, 117 (7): 887–901.
- IGARZÁBAL, A. (1991): Morfología de las Provincias de Salta y Jujuy. – *Revista del Instituto de Geología y Minería*, 8: 97–121.
- KEIDEL, H. (1913): Junge Fluviale Aufschüttungen in den Nördlichen Argentinischen Anden. – *Geologische Charakterbilder*, 18.
- KEMP, R. A., KING, M., TOMS, P., DERBYSHIRE, E., SAYAGO, J. M. & COLLANTES, M. M. (2004): Pedosedimentary development of part of a Late Quaternary loess-paleosol sequence in northwest Argentina. – *Journal of Quaternary Science*, 19 (6): 567–576.
- KENNAN, L. (2000): Large-Scale Geomorphology of the Andes: Interrelationships of Tectonics, Magmatism and Climate. – Summerfield, M. A. (ed.): *Geomorphology and Global Tectonics*: 169–199;
- KLEINERT, K. & STRECKER, M. R. (2001): Climate change in response to orographic barrier uplift: Paleosol and stable isotope evidence from the late Neogene Santa Maria basin, northwestern Argentina. – *Geological Society of America Bulletin*, 113 (6): 728–742.
- KNIGHTON, D. (1998): *Fluvial Forms and Processes*. – (Arnold).
- KRISL, P. (1999): Beobachtungen zur Frage pedologischer Kalkanreicherungen in NW-Argentinien. – *Bamberger Geographische Schriften*, 19: 35–47.
- KÜHN, F. (1924): Die Tallandschaft von Humahuaca im nordwestlichen Argentinien. – *Geographische Zeitschrift*, 30 (1): 7–17.
- KULEMEYER, J. A., LUPO, L. C., KULEMEYER, J. J. & LAGUNA, L. R. (1999): Desarrollo Paleoeológico Durante las Ocupaciones Humanas del Prececerámico del Norte de la Puna Argentina. – *Bamberger Geographische Schriften*, 19: 233–255.
- KULEMEYER, J. J. (2005): *Holozänentwicklung im Einzugsgebiet des Río Yavi (Jujuy / Argentinien)*. – Unpublished PhD-Thesis, Fakultät für Biologie, Chemie und Geowissenschaften, University of Bayreuth.
- KULL, C., HANNI, F., GROSJEAN, M. & VEIT, H. (2003): Evidence of a massive LGM cooling in NW-Argentina (22°S) derived from a glacier climate model. – *Quaternary International*, 108 (1): 3–11.
- KULL, C., IMHOF, S., GROSJEAN, M., ZECH, R. & VEIT, H. (2008): Late Pleistocene glaciation in the Central Andes: Temperature versus humidity control – A case study from the eastern Bolivian Andes (17°S) and regional synthesis. – *Global and Planetary Change*, 60 (1-2): 148–164.
- LOWE, D. R. (1979): Sediment Gravity Flows: their Classification and some Problems of Application to Natural Flows and Deposits. – *SEPM Special Publication*, 27: 75–82.
- LUPO, L. C., BIANCHI, M., ARAOZ, E., GRAU, R., LUCAS, C., KERN, R., CAMACHO, M., TANNER, W. & GROSJEAN, M. (2006): Climate and human impact during the past 2000 years as recorded in the Lagunas de Yala, Jujuy, northwestern Argentina. – *Quaternary International*, 158 (1): 30–43.
- MAAS, G., MACKLIN, M., SPARKS, P. & MELDRUM, E. (1999): A Geomorphic Based Record of Debris-Flow Events in the Catchment of the Arroyo del Medio, Northwest Argentina. Project Working Paper, Preliminary Report. – <http://www.geog.leeds.ac.uk/groups/andes/informes/geomorp.htm>
- MARKGRAF, V. (1985): Paleoenvironmental History of the last 10,000 Years in Northwestern Argentina. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, (11/12): 1739–1749.
- MARRETT, R. & STRECKER, M. R. (2000): Response of intracontinental deformation in the central Andes to late Cenozoic reorganization of South American Plate motions. – *Tectonics*, 19 (3): 452–467.
- MAY, J.-H. (2002): *The Quebrada de Purmamarca, Jujuy, NW Argentina: Landscape Evolution and Morphodynamics in the Semi-Arid Andes*. – Diploma Thesis, Institute of Geography, University of Würzburg. <http://www.opus-bayern.de/uni-wuerzburg/volltexte/2009/3441/>
- MAY, J.-H. (2008): A geomorphological map of the Quebrada de Purmamarca, Jujuy, NW Argentina. – *Journal of Maps*, v2008: 211–224.
- MIALI, A. D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. – (Springer).
- MILANA, J. P. (1994): Propuesta de clasificación de abánicos aluviales en base a los procesos sedimentarios asociados. – *V Reunión Argentina de Sedimentología*: 289–294.
- MON, R. & SALFITY, J. A. (1995): Tectonic Evolution of the Andes of Northern Argentina. – Tankard, A. J., Suárez, R. S. & Welsink, H. J. (ed.): *Petroleum basins of South America*: 269–283;
- NEMEC, W. & KAZANCI, N. (1999): Quaternary colluvium in west-central Anatolia: sedimentary facies and palaeoclimatic significance. – *Sedimentology*, 46 (1): 139–170.
- NEMEC, W. & STEEL, R. J. (1984): Alluvial and Coastal Conglomerates: Their Significant Features and some Comments on Gravelly Mass-flow Deposits. – Koster, E. H. & Steel, R. J. (ed.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*: 1–31;
- PLACZEK, C., QUADE, J. & PATCHETT, P. J. (2006): Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano: Implications for causes of tropical climate change. – *Geological Society of America Bulletin*, 118 (5): 515–532.
- PRATT, B., BURBANK, D. W., HEIMSATH, A. & OJHA, T. (2002): Impulsive alluviation during early Holocene strengthened monsoons, central Nepal Himalaya. – *Geology*, 30 (10): 911–914.
- PRIETO, M. R., HERRERA, R. & DUSSEL, P. (2000): Archival Evidence for some Aspects of Historical Climate Variability in Argentina and Bolivia During the 17th and 18th Centuries. – Smolka, P. & Volkheimer, W. (ed.): *Southern Hemisphere Paleo- and Neoclimates (IGCP 341)*: 127–142;
- PROHASKA, F. (1976): *The Climates of Argentina, Paraguay and Uruguay*. – Schwertfeger, W. (ed.): *Climates of Central and South America*: 13–112;
- RAMOS, V. A., TURIC, M. A. & ZUZEK, A. B. (1967): *Geología de las Quebradas de Huichaira-Pocoya, Purmamarca y Tumbaya Grande en la Margen Derecha de la Quebrada de Humahuaca (Provincia de Jujuy)*. – *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22 (3): 209–221.
- REYNOLDS, J. H., GALLI, C. I., HERNÁNDEZ, R. M., IDLEMAN, B. D., KOTILA, J. M., HILLIARD, R. V. & NAESER, C. W. (2000): Middle Miocene Tectonic Development of the Transition Zone, Salta Province, Northwest Argentina: Magnetic Stratigraphy from the Metán Subgroup, Sierra de González. – *Geological Society of America Bulletin*, 112 (11): 1736–1751.
- REYNOLDS, J. H., HERNANDEZ, R. M., GALLI, C. I. & IDLEMAN, B. D. (2001): Magnetostratigraphy of the Quebrada La Porcelana section, Sierra de Ramos, Salta Province, Argentina: age limits for the Neogene Orán Group and uplift of the southern Sierras Subandinas. – *Journal of South American Earth Sciences*, 14 (7): 681–692.
- ROBINSON, R. A. J., PHILLIPS, W. M., SPENCER, J. Q., KUBIK, P. W., STRECKER, M. R. & ALONSO, R. L. (2005): Correlation of Basin-Scale Denudation Rates and Precipitation Increased over the last 200 ka in NW Argentina. – *European Geosciences Union, Abstracts of the Contributions of the EGU General Assembly 2005*: EGU05-A-09393.
- ROBINSON, R. A. J., SPENCER, J. Q., PHILLIPS, W. M., KUBIK, P. W., STRECKER, M. R. & ALONSO, R. N. (2004): Basin-Scale Denudation Rates and Exposure Ages using <sup>10</sup>Be and Optically Stimulated Luminescence Dating in NW Argentina. – *ETH/PSI Ion Beam Physics Annual Report 2004*.
- ROBINSON, R. A. J., SPENCER, J. Q. G., STRECKER, M. R., RICHTER, A. & ALONSO, R. N. (2005): Luminescence dating of alluvial fans in intramontane basins of NW Argentina. – HARVEY, A. M., MATHER, A. E. & STOKES, M. (ed.): *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*: 153–168; London (Geological Society of London).
- RUTHSATZ, B. (1977): *Pflanzengesellschaften und ihre Lebensbedingungen in den Andinen Halbwüsten Nordwest-Argentinien*. – *Dissertationes Botanicae*, 39.
- SALFITY, J. A., BRANDÁN, E. M., MONALDI, C. N. & GALLARDO, E. F. (1984): *Tectónica Compresiva Cuaternaria en la Cordillera Oriental Argentina*,

- Latitud de Tilcara (Jujuy). – IX Congreso Geológico Argentino Actas, T II: 427–434.
- SALFITY, J. A., GORUSTOVICH, S. A., GONZÁLEZ, R. E., MONALDI, C. R., MARQUILLAS, R. A., GALLI, C. I. & ALONSO, R. N. (1996): Las cuencas Terciarias Posincaicas de los Andes Centrales de la Argentina. – XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I: 453–471.
- SANCHO, C., PEÑA, J. L., RIVELLI, F., RHODES, E. & MUÑOZ, A. (2008): Geomorphological evolution of the Tilcara alluvial fan (Jujuy Province, NW Argentina): Tectonic implications and palaeoenvironmental considerations. – *Journal of South American Earth Sciences*, 26 (1): 68–77.
- SCHÄBITZ, F. (1999): Vegetation and Climate History on the Eastern Flank of the Sierra de Santa Victoria, Jujuy Province, NW-Argentina (first results). – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I, (Heft 7/8)*: 969–984.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2002): *Lehrbuch der Bodenkunde*. – (Spektrum).
- SCELLENBERGER, A. (2006): Die Löss im Becken von Tafti (Nordwestargentinien) – ein Langzeitklimaarchiv für das südamerikanische Monsunsystem? – *Geographica Helvetica*, 61 (2): 107–119.
- SCELLENBERGER, A., HELLER, F. & VEIT, H. (2003): Magnetostratigraphy and magnetic susceptibility of the Las Carreras loess-paleosol sequence in Valle de Tafti, Tucumán, NW-Argentina. – *Quaternary International*, 106–107: 159–167.
- SCELLENBERGER, A. & VEIT, H. (2006): Pedostratigraphy and pedological and geochemical characterization of Las Carreras loess-paleosol sequence, Valle de Tafti, NW-Argentina. – *Quaternary Science Reviews*, 25 (7–8): 811–831.
- SCHUMM, S. A. (2005): *River Variability and Complexity*. – Cambridge (Cambridge University Press).
- SEGEMAR-ITGE (1998): Estudio Geológico Integrado de la Quebrada de Humahuaca. Geología Regional y Geomorfología. Anales XXX. – Subsecretaría de Minería de la Nación.
- SIAME, L. L., BOURLÈS, D. L., SÉBRIER, M., BELLIER, O., CASTANO, J. C., ARAUJO, M., PEREZ, M., RAISBECK, G. M. & YIOU, F. (1997): Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina. – *Geology*, 25 (11): 975–978.
- SOLER, R. D. (2002): Geología Ambiental de la Cuenca del Río Purmamarca (Jujuy - Argentina). – Unpublished PhD-Thesis, Universidad Nacional de Salta.
- SPENCER, J. Q. G. & ROBINSON, R. A. J. (2008): Dating intramontane alluvial deposits from NW Argentina using luminescence techniques: Problems and potential. – *Geomorphology*, 93 (1–2): 144–155.
- STINGL, H. & GARLEFF, K. (1983): Beobachtungen zur Hang- und Wandentwicklung in der Periglazialstufe der subtropisch-semiariden Hochanden Argentinien. – POSER, H. & SCHUNKE, E. (ed.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum: Bericht über ein Symposium: 199–213;
- STRECKER, M. R., ALONSO, R. N., BOOKHAGEN, B., CARRAPA, B., HILLEY, G. E., SOBEL, E. R. & TRAUTH, M. H. (2007): Tectonics and Climate of the Southern Central Andes. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35 (1): 747–787.
- STRECKER, M. R., CERVENY, P., BLOOM, A. L. & MALIZIA, D. (1989): Late Cenozoic Tectonism and Landscape Development in the Foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26°–28°S), Argentina. – *Tectonics*, 8 (3): 517–534.
- STRECKER, M. R. & MARRETT, R. (1999): Kinematic evolution of fault ramps and its role in development of landslides and lakes in the northwestern Argentine Andes. – *Geology*, 27 (4): 307–310.
- TCHILINGUIRIAN, P. & PEREYRA, F. X. (2001): Geomorfología del Sector Salinas Grandes – Quebrada de Humahuaca, Provincia de Jujuy. – *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (1): 3–15.
- TRAUTH, M. H., ALONSO, R. A., HASELTON, K. R., HERMANN, R. L. & STRECKER, M. R. (2000): Climate change and mass movements in the NW Argentine Andes. – *Earth and Planetary Science Letters*, 179 (2): 243–256.
- TRAUTH, M. H., BOOKHAGEN, B., MARWAN, N. & STRECKER, M. R. (2003): Multiple landslide clusters record Quaternary climate changes in the northwestern Argentine Andes. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194 (1–3): 109–121.
- TRAUTH, M. H. & STRECKER, M. R. (1999): Formation of landslide-dammed lakes during a wet period between 40,000 and 25,000 yr B.P. in northwestern Argentina. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153 (1–4): 277–287.
- TURNER, J. C. M. (1970): The Andes of Northwestern Argentina. – *Geologische Rundschau*, 59 (3): 1028–1063.
- VIERS, G. (1967): La Quebrada de Humahuaca (province de Jujuy, Argentine) et les problèmes morphologiques des Andes sèches. – *Annales de Géographie*, 76: 411–433.
- WEISSMANN, G. S., MOUNT, J. F. & FOGG, G. E. (2002): Glacially driven cycles in accumulation space and sequence stratigraphy of a stream-dominated alluvial fan, San Joaquin Valley, U.S.A. – *Journal of Sedimentary Research*, 72 (2): 140–152.
- WERNER, D. J. (1971): Böden mit Kalkanreicherungs-Horizonten in NW-Argentinien. – *Göttinger Bodenkundliche Berichte*, 19: 167–181.
- WERNER, D. J. (1984): Zur Genese der jüngeren Flächenniveaus im Gebiet von Huacalera (Quebrada de Humahuaca, NW-Argentinien). – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I, (Heft 11/12)*: 1527–1539.
- WILSON, M. A. & NETTLETON, W. D. (2009): Unraveling Genetic Processes in Arid Soils Using Micromorphology. – USDA-NRCS. [wvlc.uwaterloo.ca/biology447/modules/module8/soil/genetic.pdf](http://wvlc.uwaterloo.ca/biology447/modules/module8/soil/genetic.pdf).
- WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. (1991): *Calcretes*. – THE INTERNATIONAL ASSOCIATION OF SEDIMENTOLOGISTS, Series: 352 pages; Carlton (Blackwell).
- YACOBACCIO, H. D. & MORALES, M. (2005): Mid-Holocene environment and human occupation of the Puna (Susques, Argentina). – *Quaternary International*, 132 (1): 5–14.
- ZIPPRICH, M., REIZNER, B., ZECH, W., STINGL, H. & VEIT, H. (2000): Upper Quaternary Landscape and Climate Evolution in the Sierra de Santa Victoria (North-Western Argentina) Deduced from Geomorphologic and Pedogenic Evidence. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, (Heft 7/8)*: 997–1011.

# Aeolian sedimentation in the Rhine and Main area from the Late Glacial until the Mid-Holocene

*New evidence from the Magdalenien site of Götzenhain [Hesse, Germany]*

Johann Friedrich Tolksdorf, Knut Kaiser, Thomas Terberger, Nicole Klasen, Birgit Schneider, Peter Masberg

## Abstract:

Aeolian sediments (sandy loess, aeolian sand) were studied by pedological and geochronological (OSL) methods to reconstruct their stratigraphy and age, and to relate these results to archaeological evidence. The results prove loess accumulation on an older ventifact horizon during the Late Glacial period followed by layers of aeolian sand also dating to the Late Glacial period. Holocene aeolian sedimentation (6.9 ka) was recorded within the excavation site, which probably indicates Neolithic human impact that locally disturbed parts of the Magdalenien artefact scatter. The results are discussed by means of similar dated aeolian and archaeological stratigraphies in the Rhine-Main area.

**[Äolische Sedimentation im Rhein-Main-Gebiet vom Spätglazial bis in das Mittlere Holozän: Neue Nachweise von der Magdalenien Fundstelle in Götzenhain [Hessen, Deutschland]]**

## Kurzfassung:

Äolische Sedimente (sandiger Löss, Flugsand) wurden durch pedologische und geochronologische Methoden (OSL) mit dem Ziel untersucht, hieraus Aussagen zur stratigraphischen Abfolge und zum Ablagerungsalter zu gewinnen und diese Ergebnisse auf die Ergebnisse der archäologischen Ausgrabung zu beziehen. Die Ergebnisse zeigen, dass die Ablagerung des Lösses im Spätglazial auf einer älteren Lage von Windkantern erfolgte und dieser am Ende des Pleistozäns von äolischem Sand überdeckt wurde. Untersuchungen der fundführenden Schichten ergaben eine mittelholozäne Datierung (6.9 ka), die mit einer lokalen Störung durch äolische Sedimentumlagerungen in Folge anthropogener Landschaftsveränderungen während des Neolithikums erklärt werden. Diese Untersuchungsergebnisse werden vor dem Hintergrund vergleichbarer äolischer Stratigraphien und Fundplätze im Rhein-Main-Gebiet diskutiert.

## Keywords:

*Loess, Aeolian sand, OSL, Late Glacial, Magdalenien, Germany, Rhineland*

**Addresses of authors:** J.F. Tolksdorf, University of Marburg, Institute of Prehistoric Archaeology, Biegenstraße 11, D-35032 Marburg. E-Mail: Johann.Friedrich.Tolksdorf@gmx.de; K. Kaiser, German Research Centre for Geosciences Potsdam; T. Terberger, University of Greifswald, Department of Prehistoric Archaeology; N. Klasen, University of Cologne, Faculty of Geography; B. Schneider, University of Leipzig, Department of Geography; P. Masberg, University of Marburg, Department of Geography

## 1 Introduction

Few sites provide information about human settlement in the Rhine-Main area after the LGM by the cultural complex of the Magdalenian (STREET, BAALES & WENINGER 1994; BOSINSKI 2008). New contributions on this topic are presented by the Götzenhain site where artefacts dating to the Magdalenian have been excavated from sandy aeolian sediments (SERANGELI & TERBERGER 2006; TERBERGER, SERANGELI & WOERTZ 2008). To support the assumed dating and to reconstruct the processes of site formation closely connected to questions concerning the coherence and plausibility of the archaeological results, pedological and geochronological (OSL) investigations were performed. Furthermore we compared our local results with other luminescence dated aeolian stratigraphies in the Rhine-Main area.

## 2 Study site and archaeological record

The Götzenhain site (8°44'37"E / 50°00'07"N) is located in northern zone of the exposed foothills of the Odenwald mountains at the transition of the Main River basin (Fig. 1).

It is situated in an agricultural area on the exposed southern slope above a small stream between the villages of Götzenhain and Dietzenbach. The bedrock mainly consists of Rotliegendes of Permian age and covered by layers of loess and aeolian sands.

Based on several surface finds, since 1991 the site in general has been part of the discussion about the sparsely known Magdalenian in this area (using former classification Dreieich-Götzenhain I: JÖRIS, SCHMITZ & THISSEN 1993; Fig.1; ROSENSTEIN 1998; BOSINSKI 2008: 365f). Using the opportunity to investigate one of the rare sites of this period, excavations started in 2006 (SERANGELI & TERBERGER 2006) and continued until 2009 by a joint project between the Universities of Greifswald and Tübingen. During these field campaigns a layer of flint artefacts embedded in sandy sediment was recorded. The small assemblage (c. 650 artefacts without chips) reflects a short term occupation by a small group. The artefact distribution has a diameter of about 5 m. Some charcoal remains indicate a fire place in the centre of the find concentration. The stone artefact inventory demonstrates core preparation and blank production at the site. The limited number of about 70 tools underscores

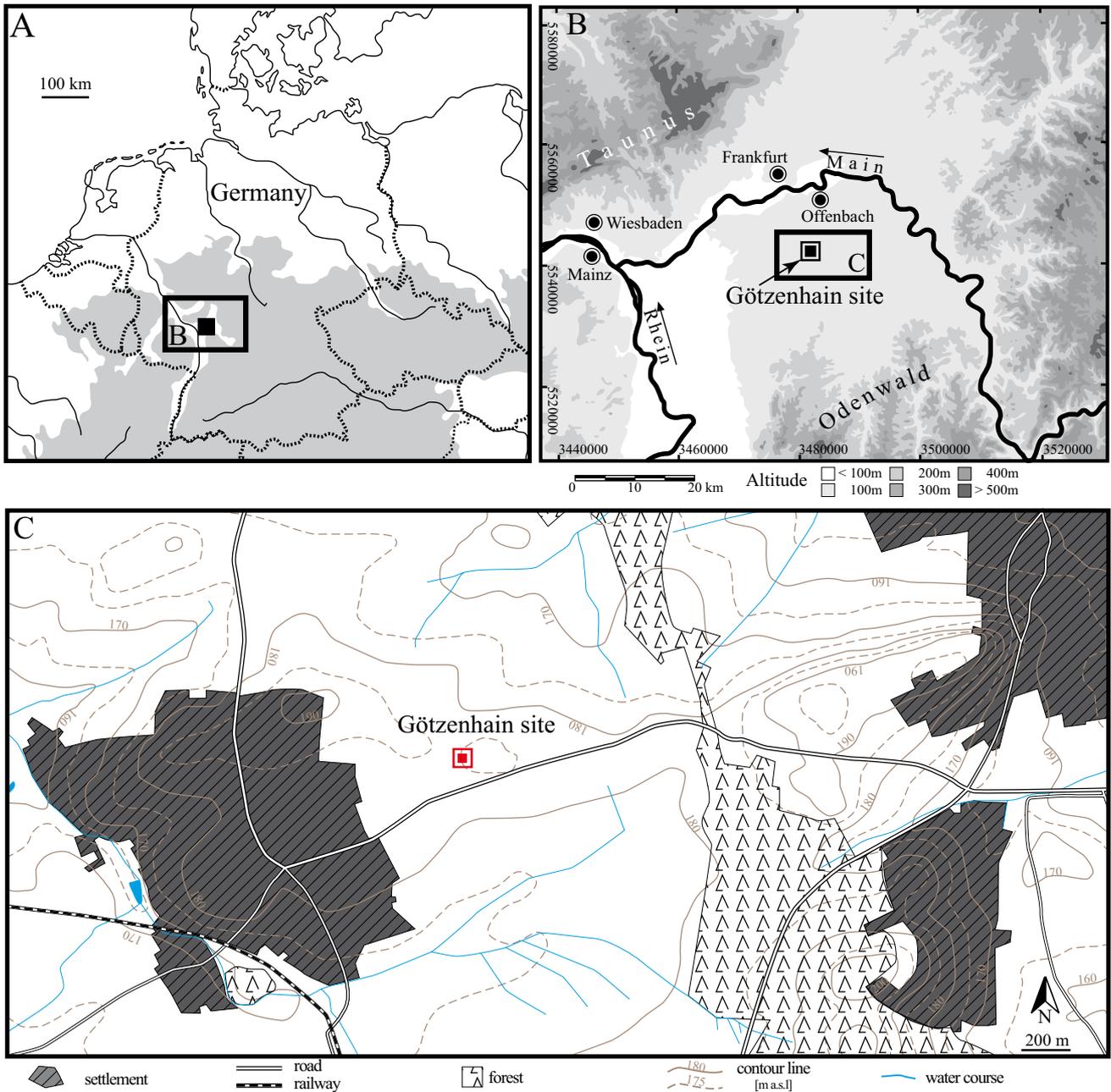


Fig. 1: Location of the Götzenhain site. A: Location in Germany; B: Location in the Rhine-Main area; C: Local topography.  
 Abb. 1: Lage der Fundstelle Götzenhain. A: Lage in Deutschland; B: Lage im Rhein-Main-Gebiet; C: Lokale Topographie.

the short term character of the site. This is corroborated by the dominance of backed bladelets and burins. They probably indicate activities focusing on the reparation and hafting of hunting weapons. Unfortunately no bones are preserved but analogous to other sites (STEVENS et al. 2009a, 2009b) we assume that horse was the prey of choice. Typological elements such as Lacan burins (Fig. 2) indicate a close relationship of the Götzenhain assemblage to the Magdalenian sites of Andernach and Gönnersdorf (Fig. 5) located about 100 km to the northwest. However, the “Jurahornstein” used as raw material (Fig. 2) indicates an origin of the people in southern Germany who subsequently moved from the south along the river Rhine (TERBERGER, SERANGELI & WORTZ 2008).

### 3 Methods

The pedological and geochronological investigations are based on the two sampling trenches GOE1 and GOE2 (Fig. 6). While GOE1 was recorded on the western edge of the excavation area and is closely linked to the artefact scattering, GOE2 was recorded 150 m downhill the southern slope. One OSL sample was taken from profile GOE1 and three OSL samples were collected in stratigraphical order from profile GOE2. For pedological analysis every horizon recognisable was sampled for laboratory analysis (samples 1A–C; 2A–G). Gravels recorded in GOE2 were sampled to document their petrographic and surface features (sample GS1).

### 3.1 Pedological analysis

Pedological horizons were described and sampled using the German soil science standard ("KA5"; AG Boden 2005; Tab. 1). The soil colour was documented according to the Munsell Soil Colour Charts under moist conditions. After air drying, careful hand-crushing, humus and carbonate destruction (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 30%, HCl 10%) and dispersing with sodium phosphate, a combined pipette and sieving test was used to determine the grain-size distribution. Total carbon and nitrogen were measured by dry combustion (Elementar vario EL) at 1100°C in duplicates.

Main and trace elements were analysed on samples which were ground to a silty size using X-ray-fluorescence by the Geological-Palaeontological Institute of the University of Hamburg. Based on the X-ray-fluorescence results the ratio of Zr and Ti was calculated (SUDOM & ARNAUD 1971). The geological sample GS1 was macroscopically analysed with respect on surface properties and petrographic provenience.



Fig. 2: Artefacts from Götzenhain site made of Jurahornstein; bottom left: Lacan burin.

Abb. 2: Artefakte aus Jurahornstein von der Fundstelle Götzenhain; unten links: Lacan-Stichel.

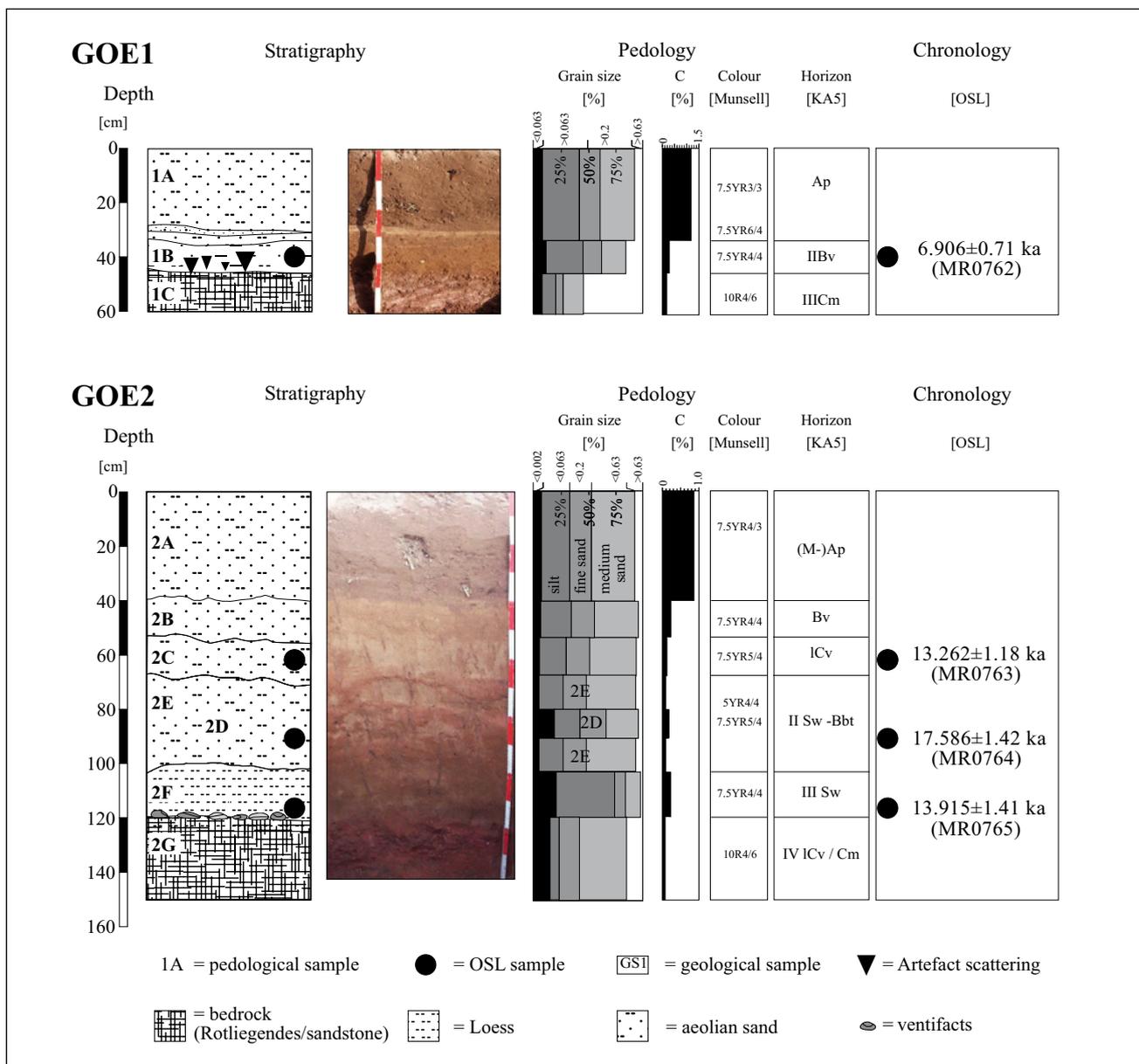


Fig. 3: Profiles GOE1 and GOE2 with stratigraphy, pedology and chronology. / Abb. 3: Die Profile GOE1 und GOE2 mit Stratigraphie, Pedologie und Chronologie.

Table1: Results of pedological analyses.

Tab.1: Ergebnisse pedologischer Analysen.

Sample-No., Horizon [KA5], Depth [cm]		GOE1			GOE2						
		1A Ap 0-35	1B II Bv 35-46	1C III Cm 46-60	2A [M-] Ap 0-40	2B Bv 40-53	2C ICv 53-66	2D II Sw-Bbt 66-108 Bbt- band	2E II Sw-Bbt 66-108 Matrix	2F III Sw 108- 120	2G IV ICv/Cm 120-150
GRAIN SIZE	Clay [%]	9.1	11.1	8.7	7.0	6.1	5.1	19.5	5.0	20.7	14.9
	Fine silt [%]	3.9	5.2	4.2	4.0	4.3	2.2	2.0	1.1	4.5	2.1
	Medium silt [%]	6.7	8.4	2.8	5.4	5.9	5.0	3.1	3.9	9.2	1.6
	Coarse silt [%]	20.9	22.0	5.0	16.4	18.0	17.1	18.4	17.6	39.8	4.4
	Fine sand [%]	19.6	15.9	6.6	20.4	21.7	20.7	24.2	21.5	10.4	18.2
	Medium sand [%]	30.7	22.3	19.1	38.5	39.3	43.1	29.0	44.5	13.1	43.3
	Coarse sand [%]	9.1	15.1	53.7	8.2	4.7	6.8	3.7	6.4	2.1	15.5
	Clay [%]	9.1	11.1	8.7	7.0	6.1	5.1	19.5	5.0	20.7	14.9
	Silt [%]	31.5	35.6	12.0	25.8	28.2	24.3	23.5	22.6	53.5	8.1
	Sand [%]	59.4	53.3	79.4	67.1	65.7	70.6	56.9	72.4	25.6	77.0
Texture class [KA5]	SI3	SI3	SI3	Su3	Su3	SI2	LS4	Su2	Lu	St2	
Substrate	aeolian sand <sup>1,2</sup>		bedrock	aeolian sand <sup>1,3</sup>			aeolian sand <sup>1,3</sup>		sandy loess <sup>4</sup>	bedrock	
Ct [%]	1.20	0.30	0.20	0.90	0.20	0.10	0.20	0.10	0.20	0.10	
Nt [%]	0.11	0.03	0.02	0.09	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	
MAIN ELEMENTS	SiO <sub>2</sub> [%]	84.19	83.91	79.77	86.41	88.39	90.67	82.18	90.63	77.10	81.70
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> [%]	6.08	7.44	10.40	5.53	5.29	4.76	7.63	4.43	9.66	8.46
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> [%]	1.42	1.73	2.42	1.16	0.98	0.87	2.23	0.82	3.16	2.24
	MnO [%]	0.07	0.07	0.03	0.06	0.05	0.02	0.03	0.02	0.05	0.02
	MgO [%]	0.20	0.27	0.41	0.17	0.16	0.15	0.46	0.14	0.72	0.43
	CaO [%]	0.28	0.25	0.50	0.27	0.23	0.19	0.28	0.16	0.45	0.47
	Na <sub>2</sub> O [%]	0.60	0.66	0.05	0.57	0.65	0.59	0.58	0.51	0.81	0.30
	K <sub>2</sub> O [%]	2.18	2.37	2.81	2.08	2.04	1.93	2.27	1.87	2.43	2.63
	TiO <sub>2</sub> [%]	0.39	0.48	0.39	0.32	0.32	0.27	0.35	0.22	0.57	0.29
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> [%]	0.16	0.08	0.07	0.13	0.07	0.05	0.07	0.04	0.08	0.06
SO <sub>3</sub> [%]	0.08	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	
TRACE ELEMENTS	Ba [ppm]	904	782	441	470	500	446	638	445	681	570
	Ce [ppm]	37	73	112	41	54	39	39	37	71	35
	Co [ppm]	3	4	3	0	2	3	3	1	10	5
	Cr [ppm]	41	40	29	36	29	25	40	26	61	29
	Cu [ppm]	10	7	11	7	3	3	9	1	12	10
	La [ppm]	15	46	69	23	33	32	24	21	40	24
	Nb [ppm]	15	19	10	14	13	12	19	12	24	8
	Nd [ppm]	18	27	35	16	20	12	15	15	28	15
	Ni [ppm]	10	9	20	2	1	1	16	2	25	19
	Pb [ppm]	21	15	12	15	14	6	15	2	15	9
	Rb [ppm]	80	87	124	72	70	60	88	59	92	102
	Sr [ppm]	90	99	113	85	80	69	69	60	78	103
	U [ppm]	6	9	6	3	2	5	6	3	6	4
	V [ppm]	42	38	49	44	33	19	41	29	63	43
	Y [ppm]	19	18	10	14	17	13	18	12	33	14
	Zn [ppm]	20	10	11	17	6	0	13	0	22	7
	Zr [ppm]	379	406	184	318	297	293	345	266	486	178
Ti/Zr-ratio [molar]	6.2	7.1	12.7	6.0	6.5	5.5	6.1	5.0	7.0	9.8	

1 "Lösssand" [according to AG Boden 2005]

2 "Sandlöss" according to Koch & Neumeister [2005]

3 "Treibsand" according to Koch & Neumeister [2005]

4 "Sandlöss" according to AG Boden 2005 and Koch & Neumeister 2005]

### 3.2 Optical dating

Luminescence dating was performed at the Marburg Luminescence Laboratory. All samples were sieved in dry conditions to the fraction of 38–63  $\mu\text{m}$ . Subsequently, samples were treated with HCl (10 %), H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (10 %) and Na<sub>2</sub>C<sub>2</sub>O<sub>4</sub> to remove carbonates, organic matter and clay. Polymineral samples were etched for two weeks in H<sub>2</sub>SiF<sub>6</sub> to separate fine grained quartz. Measurements were carried out on an automated Risø TL/OSL DA 15 reader equipped with a 90Sr/90Y beta source delivering 0.1085 Gy/s to the sample. Equivalent dose (De) was estimated using a single aliquot regenerative (SAR) dose protocol (MURRAY & WINTLE 2000) with 50 s of blue stimulation at 125 °C and preheat temperature of 200 °C. The quartz OSL signal was detected through a Hoya U 340 filter (7.5 mm; transmission spectrum 290–370 nm).

A reference sample was used to determine the dose rate (D0) applying Neutron Activation Analysis (NAA). While the H<sub>2</sub>O content measured in the samples seemed far too low, an estimated average moisture of 7 % was used for calculation.

## 4 Results

### 4.1 Pedological results

Profiles GOE1 and GOE2 (Fig. 3; Tab. 1) start with weathered bedrock (“Rotliegendes”) and the above-lying sections of both profiles are carbonate-free. The pedological sequence of GOE1, which represents the stratigraphy observed during the excavation, shows homogenous, nearly gravel-free sand of aeolian origin (“Lösssand” according to AG BODEN; “Sandlöss” according to KOCH & NEUMEISTER 2005) covering the bedrock. The upper part of this sequence is clearly mixed by ploughing. The soil can be classified as (partly eroded) Cambisol showing an Ap/Bv/Cm sequence of soil horizons. During excavation several gravels with ventifact appearance have been observed at the bottom section of the aeolian sand (SERANGELI & TERBERGER 2006, 52) and might be comparable to the blow-out layer with ventifacts in GOE2 by their stratigraphic position. The artefact scattering was documented at the lower part of the aeolian sand though some surface finds indicate that the scattering was already affected by ploughing.

In GOE2 the transition from bedrock to the overlying loess-like sediment (“Sandlöss” according to AG BODEN and KOCH & NEUMEISTER 2005) is marked by a dense layer of sharp faceted ventifacts (sample GS1) up to 9 cm

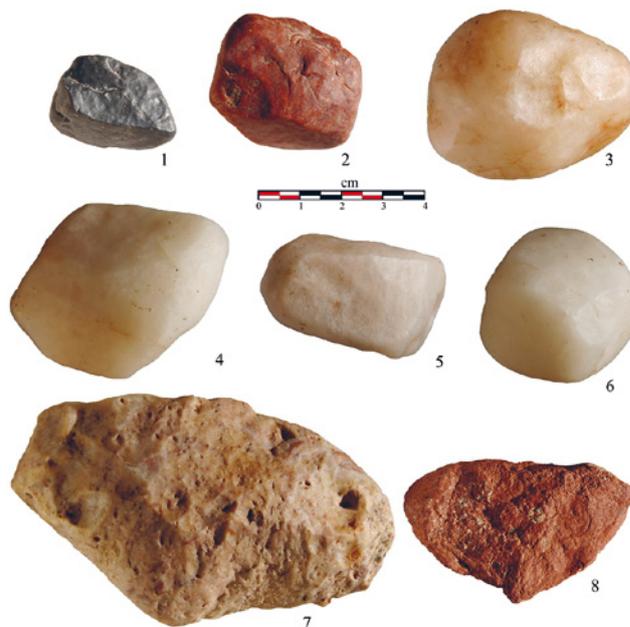


Fig. 4: Ventifacts from the base of profile GOE2 (sample GS1). 1: Lydit, 2: Quartz-Eisenkiesel, 3: Quartz-Jasper, 4–7: Quartz, 8: Rotliegendes (Siltstone).

Abb. 4: Windkanter von der Profilbasis aus Profil GOE2 (Probe GS1). 1: Lydit, 2: Quartz-Eisenkiesel, 3: Quarz-Jaspis, 4–7: Quarz, 8: Rotliegendes.

in diameter, which were determined to consist mainly of Quartz gravels with a few small Lydit gravels (Fig. 4). This blow-out zone is overlain by a loess-like sediment of 20 cm thickness. Above, sand of aeolian origin (“Lösssand” according to AG BODEN; “Treibsand” according to KOCH & NEUMEISTER 2005) occurs which is comparable to the find layer in profile GOE1. The uppermost 40 cm of profile GOE2 is the ploughing zone characterized by a relatively high organic content. While the zone up to 70 cm below the surface shows the typical sequence of a Cambisol with an (M-) Ap/Bv/ICv sequence, the following section shows properties of stagnant soil water (Sw-Bbt horizon).

### 4.2 Geochronological results

OSL dating (Tab. 2) of the aeolian sand in profile GOE1 yielded an age of  $6.906 \pm 0.71$  ka (MR0762) while the sandy loess at the base of GOE2 yielded an age of  $13.915 \pm 1.41$  ka (MR0765). The overlying aeolian sand in GOE2 was dated to  $17.856 \pm 1.42$  ka (MR0764) while the uppermost aeolian sand in GOE2 yielded an age of  $13.262 \pm 1.18$  ka (MR0763).

Table 2: Results of neutron activation analysis (NAA) and optically stimulated luminescence (OSL) dating.

Tab. 2: Ergebnisse der Neutronenaktivierungsanalyse (NAA) und der optisch-stimulierten Lumineszenzdatierung (OSL).

Sample	Depth [cm]	NAA			Dose rate [Gy ka <sup>-1</sup> ]	Equivalent dose Gy	Luminescence age [ka] $\pm 1\sigma$	LabNo
		Uranium [ppm]	Thorium [ppm]	Potassium [ppm]				
1a	40	2.3 $\pm$ 0.16	9.8 $\pm$ 0.31	1.92 $\pm$ 0.06	3.22 $\pm$ 0.31	22.21 $\pm$ 1.40	6.906 $\pm$ 0.71	MR0762
2a	60	1.5 $\pm$ 0.11	5.7 $\pm$ 0.19	1.57 $\pm$ 0.05	2.52 $\pm$ 0.25	33.46 $\pm$ 1.43	13.262 $\pm$ 1.18	MR0763
2b	90	1.5 $\pm$ 0.10	5.4 $\pm$ 0.17	1.57 $\pm$ 0.05	2.49 $\pm$ 0.20	44.44 $\pm$ 1.01	17.856 $\pm$ 1.42	MR0764
2c	115	2.7 $\pm$ 0.16	11.1 $\pm$ 0.34	1.86 $\pm$ 0.06	3.51 $\pm$ 0.40	48.87 $\pm$ 2.65	13.915 $\pm$ 1.41	MR0765

## 5 Discussion

Luminescence dating is generally accepted as providing reliable results about sedimentation ages especially when performed on quartzes of aeolian deposits (MURRAY & OLLEY 2002; PREUSSER et al. 2008). Nonetheless the ages from profile GOE2 are inconsistent when compared to their stratigraphical position and need explanation. Furthermore the dating of the aeolian sand in GOE1 to the Mid-Holocene seems contradictory to the embedded Late Palaeolithic artefacts.

Regarding the data used to calculate the ages in profile GOE2 (Tab. 2) we argue that the results of the  $D_E$ -determination are correct giving a smaller equivalent dose ( $D_E$ ) for sample GOE2b compared to the older sample GOE2c. The reason for the older age of sample GOE2b has to be seen in a significantly lower dose rate ( $D_0$ ) used for age calculation. We argue that due to the bedding of sandy and loamy layers the sample taken from that horizon might not have been representative for a correct  $D_0$ -determination. Therefore we reject the age of  $17.856 \pm 1.42$  ka (MR0764) as an age overestimation.

The remaining datings from GOE2 indicate that the basal sandy loess deposition occurred within a time range of approx. 15.3 to 12.5 ka when including the spans of uncertainty. The underlying layer of ventifacts (GS 1; Fig. 5) and the absence of older loess sediments points to a phase of intensive wind erosion preceding the dated accumulation. A chronological connection to the Beuningen gravel bed as a marker horizon for intensive surface deflation in Western Europe dated to 20 ka to 15 ka (FRECHEN & VAN DEN BERG 2002) or 18 ka to 14 ka (KASSE et al. 2007) might be possible and would fit very well into the suggested time model. Comparing this dated accumulation of loess to other luminescence dated stratigraphies along the Rhine (Fig. 5D), continuing aeolian sedimentation during this period is present in all profiles, except Mainz-Weisenau and Nussloch, with considerable rates of mass accumulation until 13 ka as calculated by FRECHEN, OCHES & KOHLFELD (2003). A finer resolution into subphases must be rejected due to the high span of dating uncertainty.

An accumulation of younger aeolian sands after 14.5 ka is in good accordance to supraregional models showing sandy aeolian activity during the colder phases of the Late Glacial Period (Dryas I, II, III) especially in the area of the European sand-belt more to the north (SCHIRMER 1999). The phases of aeolian activity were interrupted by periods of stability and pedogenesis during warmer periods accompanied by more dense vegetation (e.g. KASSE 2002; KOSTER 2005; KOLSTRUP 2007; HILGERS 2007; KAISER et al. 2009). While the nearby luminescence stratigraphy of Mainz-Gonsenheim (RADTKE & JANOTTA 1998; Fig. 5D) revealed several phases of sandy aeolian accumulation separated by palaeosols and the Laacher See-tephra, a precise attribution of the aeolian sands in Götzenhain to one of the phases / chronozones fails due to the absence of any comparable chronomarker and the span of uncertainty.

Mid-Holocene accumulation of aeolian sand as derived from profile GOE1 (MR0762:  $6.906 \pm 0.71$  ka) can hardly be explained by natural causes like a climatic deterioration during this period but is more likely to result from human impact. Coinciding with the Early Neolithic cultures of Late Linear Pottery (LBK) or Rössen, we suppose that local hu-

man impact, triggering forest clearance and land use which is evident for this period (KALIS, MERKT & WUNDERLICH 2003), has caused sediment reactivation. This assumption might be corroborated by the occurrence of charcoal of oak (*Quercus*) in the excavation area (analysis: A. KREUZ, Wiesbaden).

A correlation of sedimentation ages to the archaeological results at the site at Götzenhain is supported by the improved chronology of the Late Magdalenien from the sites of Gönnersdorf and Andernach (Fig. 5B; STREET, BAALES & WENINGER 1994; STEVENS et al. 2009a). All sites are comparable in typological aspects. We argue that the settlement occurred during the beginning of the accumulation of the sandy loess dated by sample GOE2c. Ongoing accumulation of aeolian sediments might have supported the preservation of the artefact scatter in the excavation area (GOE1). The archaeological analysis of the artefact distribution supports the idea that the Neolithic disturbance was limited to a small area and did not affect the site in total. A summarizing model concerning the stratigraphy and chronology at Götzenhain based on the aspects discussed here is presented in Fig. 6.

## Acknowledgements

We are indebted to the two anonymous reviewers and the editor in chief Holger Freund, who provided valuable help to improve the manuscript significantly. Furthermore we thank Ralph Pedersen for improving our English. The X-ray-fluorescence analyses were kindly performed at the responsibility of Bernd Stütze, Geological-Palaeontological Institute of the University of Hamburg.

## References

- AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Auflage. – 438 S.; Hannover (BGR).
- BOSINSKI, G. (2008): Urgeschichte am Rhein. – 534 S.; Tübingen (Kerns).
- FRECHEN, M. & VAN DEN BERG, M. (2002): The coversands and timing of Late Quaternary earth quake events along the Peel Boundary Fault in the Netherlands. – *Netherlands Journal of Geoscience*, 81: 61–70.
- FRECHEN, M., OCHES, E. & KOHLFELD, K. (2003): Loess in Europe – mass accumulation rates during the Late Glacial Period. – *Quaternary Science Reviews*, 22: 1835–1857. DOI: 10.1016/S0277-3791(03)00183-5.
- HILGERS, A. (2007): The chronology of Late Glacial and Holocene dune development in the northern Central European lowland reconstructed by optically stimulated luminescence (OSL) dating. – 440 S.; Köln (PhD-Thesis University of Cologne).
- JÖRIS, O., SCHMITZ, R., THISSEN, J. (1993): Beek: ein Special-Task-Camp des Magdalénien. Neue Aspekte zum späten Jungpaläolithikum im Rheinland. – *Archäologisches Korrespondenzblatt*, 23: 259–273.
- KAISER, K., HILGERS, A., SCHLAACK, N., JANKOWSKI, M., KÜHN, P., BUSSEMER, S. & PRZEGIELTKA, K. 2009: Palaeopedological marker horizons in northern central Europe: characteristics of Lateglacial Usselo and Finow soils. – *Boreas*, 38: 591–609. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2008.00076.x
- KALIS, A., MERKT, J. & WUNDERLICH, J. 2003: Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe – human impact and natural causes. – *Quaternary Science Reviews*, 22: 33–79.
- KASSE, C. (2002): Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe. – *Progress in Physical Geography*, 26: 507–532. DOI: 10.1191/0309133302pp350ra
- KASSE, C., VANDENBERGHE, D., DE CORTE, F. & VAN DEN HAUTE, P. (2007): Late Weichselian fluvio-aeolian sands and coversands of the type locality Grubbenvorst (southern Netherlands): sedimentary environments, climate record and age. – *Journal of Quaternary Science*, 22: 695–708. DOI: 10.1002/jqs.1087
- KOCH, R., NEUMEISTER, H. (2005): Zur Klassifikation von Lösssedimenten nach genetischen Kriterien. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 49: 183–203.

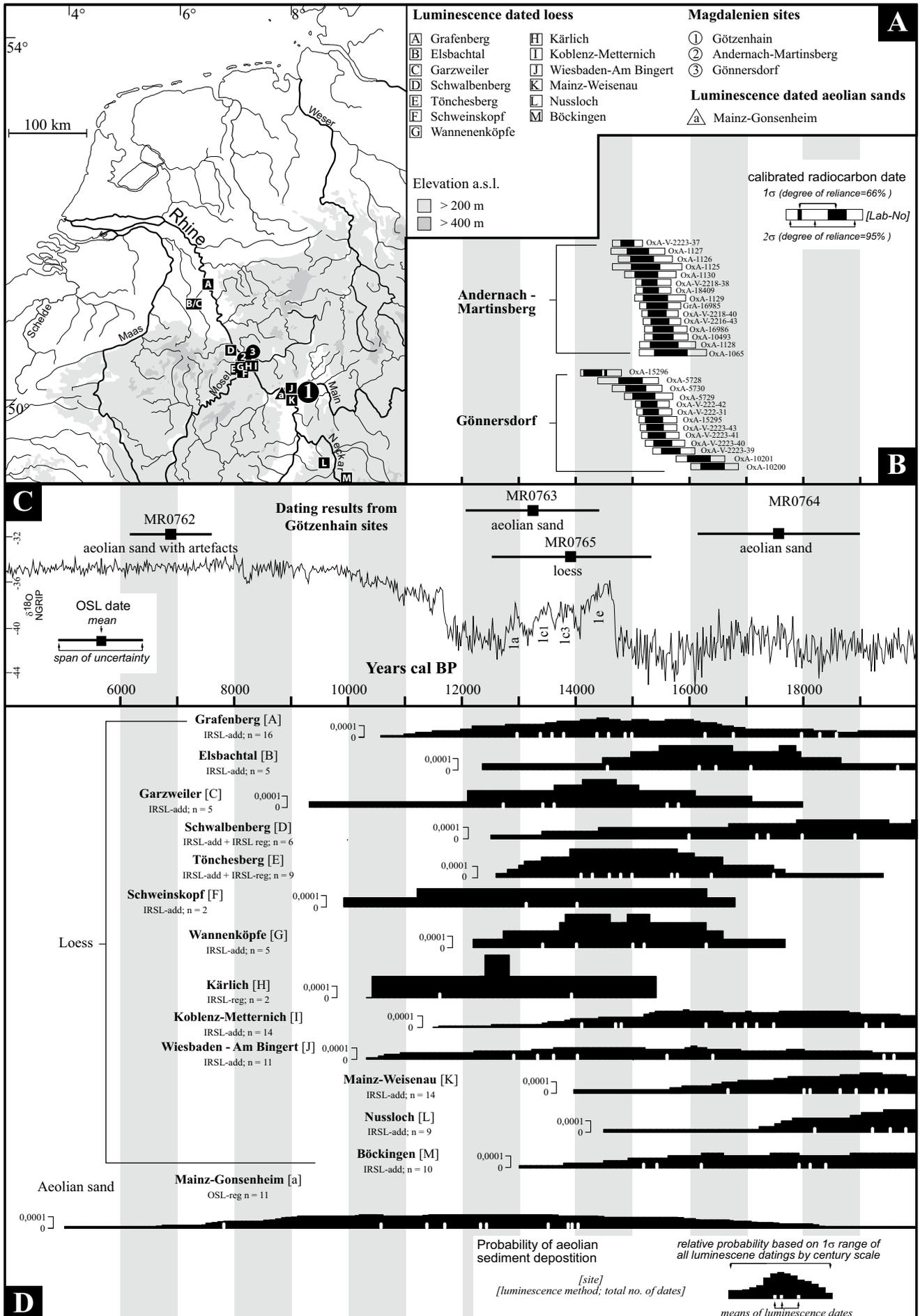


Fig. 5: Dating results of the Götzenhain site compared with other archaeological sites of Magdalenien age and dated aeolian stratigraphies in the Rhine-Main-Neckar area. A: Map of luminescence dated aeolian sediments and  $^{14}\text{C}$ -dated Magdalenien sites in the Rhine-Main-Neckar area; B:  $^{14}\text{C}$ -dates from archaeological sites in the Rhine area (cf. STEVENS et al. 2009a) indicating the time of Magdalenien settlement; C: OSL-datings from Götzenhain site compared to NGRIP  $\delta^{18}\text{O}$  time series as temperature indicator (NGRIP-Members 2004; data source: <http://www.iceandclimate.nbi.ku.dk>); D: Luminescence datings of loess (FRECHEN, OCHES & KOHLFELD 2003) and aeolian sand (RADTKE & JANOTTA 1998) plotted by the relative probability of aeolian sand accumulation at every sequence based on the  $1\sigma$  span of luminescence dating uncertainty.

Abb. 5: Datierungsergebnisse von der Fundstelle Götzenhain im Vergleich mit anderen archäologischen Fundstellen des Magdalenien und datierten äolischen Stratigraphien im Rhein-Main-Neckar Gebiet: A: Karte der lumineszenzdatierten äolischen Sedimente und  $^{14}\text{C}$ -datierten Fundstellen im Rhein-Main-Neckar-Gebiet; B:  $^{14}\text{C}$ -Datierungen archäologischer Fundstellen im Rheingebiet, die Aufschluss über das Alter magdalenienzeitlicher Besiedlung geben (cf. STEVENS et al. 2009a); C: OSL-Datierungen von Götzenhain in Gegenüberstellung mit den NGRIP  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten als Temperaturindikator (NGRIP-Members 2004; data source: <http://www.iceandclimate.nbi.ku.dk>); D: Lumineszenzdatierungen von Lössen (FRECHEN, OCHES & KOHLFELD 2003) und Flugsanden (RADTKE & JANOTTA 1998) dargestellt als relative Ablagerungswahrscheinlichkeit für jede Sequenz auf Grundlage der Intervalle der einfachen Standardabweichung.

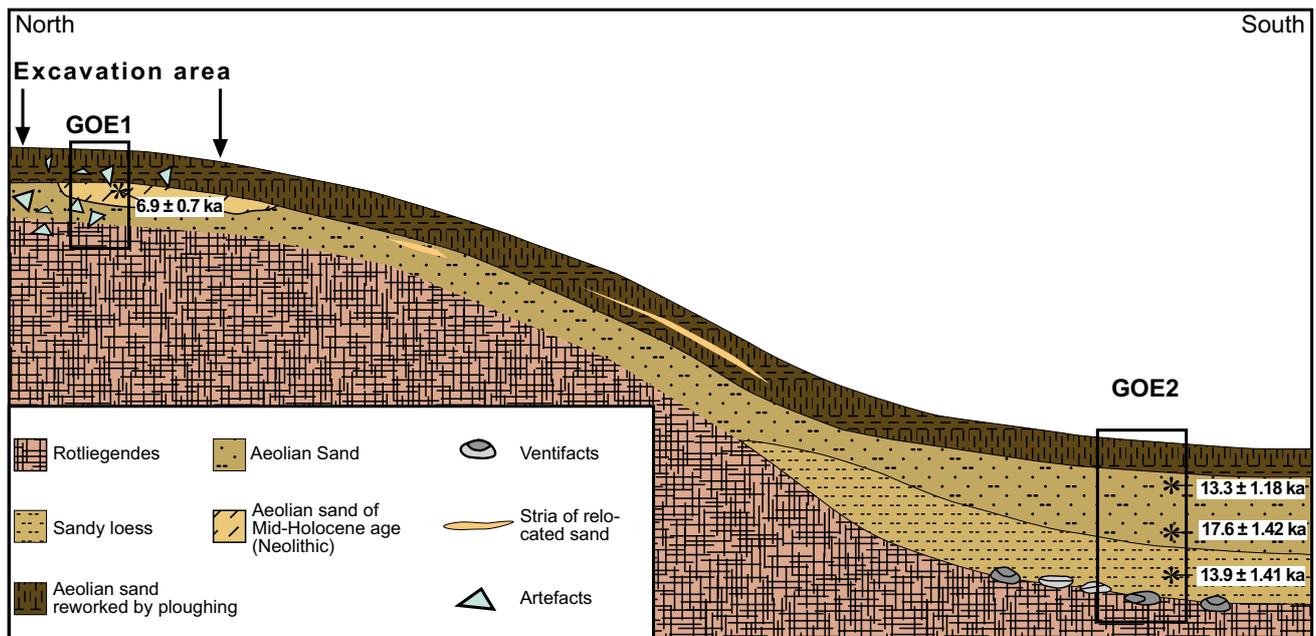


Fig. 6: Summarising schematic model of sediment stratigraphy and chronology as well as the occurrence of artefacts and ventifacts at the Götzenhain site based on the results from profiles GOE1 and GOE2.

Abb. 6: Zusammenfassendes Schema der Sedimentabfolge und ihrer Chronologie sowie der Artefakt- und Windkanterverbreitung an der Fundstelle Götzenhain.

- KOLSTRUP, E. (2007): Lateglacial older and younger coversand in northwest Europe: Chronology and relation to climate and vegetation. – *Boreas*, 36: 65–75. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2007.tb01181.x
- KOSTER, E. A. (2005): Recent advances in luminescence dating of Late Pleistocene (cold-climate) aeolian sand and loess deposits in Western Europe. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 16: 131–143. DOI: 10.1002/ppp.512
- MURRAY, A., WINTLE, A. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative dose protocol. – *Radiation Measurements*, 32: 57–73. DOI: 10.1016/S1350-4487(99)00253-X
- MURRAY, A., OLLEY, J. (2002): Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. – *Geochronometria*, 21:1–16.
- NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS (2004): High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. – *Nature* 431: 147–151. DOI: 10.1038/nature02805
- PREUSSER, F., DEGERING, D.; FUCHS, M.; HILGERS, A., KADEREIT, A., KLASEN, N., KRIBETSCHKE, M., RICHTER, D.; SPENCER, J. (2008): Luminescence dating: basics, methods and applications. – *Quaternary Science Journal*, 57: 95–149.
- RADTKE, U., JANOTTA, A. (1998): Ein Beitrag zur Beurteilung der Aussagekraft von Lumineszenzaltern für die Datierung von spätpleistozänen und holozänen Dünen anhand des Laacher See-Tuffes (12.900 J.v.h.): Der Testfall „Düne Main-Gonsenheim“ – *Kölner Geographische Arbeiten* 70: 19–45.
- ROSENSTEIN, A. (1998): Vor mehr als 12.000 Jahren – Jäger und Sammler des Magdalenien in Dreieich. – *Landschaft Dreieich - Blätter für Heimatforschung*: 17–32.
- SCHIRMER, W. (1999): Dune Phases and fossil soils in the European sand belt. – In: Schirmer, W. (eds) *Dunes and fossil soils*. GeoArchaeoRhein 3: 11–42; Münster (LIT).
- SERANGELI, J., TERBERGER, T. (2006): Sondierungen an der Magdalenien-Fundstelle von Götzenhain-Ost, Kreis Offenbach. – *Mitteilungen der Gesellschaft für Urgeschichte*, 15: 49–61.
- STEVENS, R. E., O'CONNELL, T. C., HEDGES, R. E. M., STREET, M. (2009a): Radiocarbon and stable isotope investigations at the Central Rhineland sites of Gönnersdorf and Andernach-Martinsberg, Germany. – *Journal of Human Evolution*, 57: 131–148. DOI:10.1016/j.jhevol.2009.01.011
- STEVENS, R. E., GERMONPRÉ, M., PETRIE, C., O'CONNELL, T. C. (2009b): Palaeoenvironmental and chronological investigations of the Magdalenian sites of Goyet Cave and Trou de Chaleux (Belgium), via stable isotope and radiocarbon analyses of horse skeletal remains. – *Journal of Archaeological Science*, 36: 653–662. DOI:10.1016/j.jas.2008.10.008
- STREET, M., BAALES, M., WENINGER, B. (1994): Absolute Chronologie des späten Paläolithikums und des Frühmesolithikums im nördlichen Rheinland. – *Archäologisches Korrespondenzblatt*, 24: 1–28.
- SUDOM, M. D., ARNAUD, R. J. (1971): Use of Quartz, Zirconium and Titanium as indices in pedological studies. – *Canadian Journal of Soil Science*, 51: 385–396.
- TERBERGER, T., SERANGELI, J.; WOERTZ, P. (2008): Eiszeitjäger aus dem Süden – ein 15.000 Jahre alter Lagerplatz bei Dreieich-Götzenhain. – *hessen-ARCHÄOLOGIE* 2008: 20–24.

# Der Rodderbergkrater bei Bonn

## Ein komplexes Geoarchiv

Ludwig Zöller, Ulrich Hambach, Henrik Blanchard, Stefanie Fischer, Sven Köhne, Rüdiger Stritzke

### Kurzfassung

Der mittelpleistozäne Vulkankomplex des Rodderbergs südlich von Bonn birgt vermutlich ein höchst wertvolles Klimaarchiv von regionaler und überregionaler Bedeutung. Er sitzt der aus dem älteren Mittelpleistozän stammenden „jüngeren Hauptterrasse“ des Rheins auf. Sein zentraler Krater stellt eine bis heute geschlossene Hohlform dar, die noch fast vollständig von einem Wall aus Schlacken und Tephren umgeben ist. Eine im Jahre 2000 im Krater durchgeführte 55 m tiefe Kernbohrung (Rodderberg 1) förderte fast durchgängig feinkörnige Sedimente zutage, die im oberen Teil als Löss und Lössderivate, im unteren Teil als Seesedimente angesprochen werden. Eine vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) im Jahre 2008 niedergebrachte 69 m tiefe Schneckenbohrung erreichte in ca. 65 m Tiefe interglaziale Torfe. Festgestein wurde bisher nicht erreicht. Eine weitere Forschungsbohrung des LIAG ist für 2011 geplant. Der vorliegende Beitrag resümiert die bisherigen Ergebnisse zur Eruptionsgeschichte des Rodderberges und zu den Untersuchungen am Kerninhalt der Bohrung Rodderberg 1, zeigt bestehende Probleme auf und versucht, Anregungen für die weiteren Untersuchungen an der geplanten neuen Forschungsbohrung sowie in ihrem Umfeld zu geben.

### [The Rodderberg Crater near Bonn – a Complex Geoarchive]

### Abstract

The Middle Pleistocene Rodderberg Volcanic Complex south of the city of Bonn, Germany, probably bears a most valuable climate archive of regional and supra-regional relevance. It rests on top of the “younger Main Terrace” of the river Rhine, which was deposited during the early Middle Pleistocene. The central crater of the Rodderberg is preserved as a closed depression until present and is surrounded by an almost continuous rampart built from scoria and tephra. A 55 m deep coring (Rodderberg 1) in the crater depression executed in the year 2000 delivered almost continuously fine-grained sediments. Their upper part is interpreted as loess or loess-derivates and their lower part as lake sediments. A 69 m deep auger worm drilling conducted by the “Leibniz Institut für Angewandte Geophysik” (LIAG) in 2008 lifted interglacial peat from ca. 65 m depth. Both drillings did not reach underlying hard rock. A further research coring of the “LIAG” is planned for 2011. The present contribution summarizes hitherto existing results regarding the eruption history of the Rodderberg and investigations of the core Rodderberg 1, points out still existing problems and tries to submit suggestions for further investigations of the new core and its surroundings.

### Keywords:

Rodderberg Volcanic Complex, Middle Rhine, loess, lake sediments, climate archive, luminescence dating

**Addresses of authors:** L. Zöller, E-Mail: ludwig.zoeller@uni-bayreuth.de; U. Hambach, E-Mail: ulrich.hambach@uni-bayreuth.de, Lehrstuhl Geomorphologie, Universität Bayreuth, D-95440 Bayreuth; H. Blanchard, E-Mail: henrik.blanchard@uni-bonn.de, Steinmann-Institut, Poppelsdorfer Schloss, D-53115 Bonn; S. Fischer, E-Mail: st\_fischer@gmx.li, Geographisches Institut, Poppelsdorfer Allee 166, D-53115 Bonn; S. Köhne, E-Mail: sven.koehne@gmx.de, Schönhorster Weg 1, D-24582 Bisse; R. Stritzke, E-Mail: ruediger.stritzke@gd.nrw.de, Geologischer Dienst NRW, De-Greif-Str. 195, D-47803 Krefeld

## 1 Einführung in das Untersuchungsgebiet und Problemstellung

Das Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) hat für 2011 Mittel für eine neue Forschungsbohrung im Krater des Rodderberg-Vulkankomplexes südlich von Bonn bereitgestellt. Die vorliegende Arbeit versucht, den bisherigen Kenntnisstand zur Eruptionsgeschichte und zur Kraterfüllung des Rodderbergs zusammenfassend zu diskutieren und offene Fragen zur Stratigraphie und Geochronologie herauszustellen.

Der Rodderberg, ein quartärer Vulkan-Komplex, liegt am südlichen Ende der Niederrheinischen Bucht am Übergang zum Rheinischen Schiefergebirge etwa 12 Kilometer von Bonn entfernt auf der linken Seite des Rheins. Er sitzt einer Unterstufe der jüngeren Hauptterrasse, der  $t_{R6}$ , auf (BIBUS 1980). Die Basis des Schotterkörpers liegt am Rodderberg bei 155–160 m ü. NN. Auf der rechtsrheinischen Seite befindet sich das Siebengebirge, eine ausgedehnte Vulkanruine des oberoligozänen-untermiozänen Vulkanismus. Nördlich, südlich und westlich des Rodderbergs finden sich ebenfalls Zeu-

gen tertiären Vulkanismus in Form einer Vielzahl von basaltischen und trachytischen Vulkan-Ruinen, meist Vulkanstiele.

Das charakteristische heutige Erscheinungsbild des Rodderberg-Vulkankomplexes (PAULICK ET AL. 2009) ist geprägt durch eine in Terrassenschotter und das Grundgebirge eingesenkte Schüssel, sowie einen fast ununterbrochenen peripheren Ringwall aus vulkanischen Lockerprodukten und Schlacken (Abb. 1). Dabei besitzt die allseitig geschlossene Kraterschüssel einen Durchmesser von etwa 800 m. Heute noch zugängliche Aufschlüsse im Bereich des Vulkankomplexes sind in PAULICK ET AL. (2009, Fig. 1; Fig. 2 und Fig. 3) kartographisch und bildlich dargestellt.

Eine 55 m tiefe Forschungsbohrung (Rodderberg 1), durchgeführt vom damaligen Geologischen Landesamt NRW im Frühjahr 2000 (Ansatzpunkt R 2584.475, H 6512.795, 147 m NN) zeigte, dass der Krater in diesem Bereich mit schluffigen Sedimenten gefüllt ist. Die Bohrung Rodderberg 3, an nahezu gleicher Stelle im Sommer 2008 vom Leibniz Institut für angewandte Geophysik (LIAG) als Schneckenbohrung abgeteuft, erreichte eine Endteufe von 69 m und förderte von unterhalb der Schluffe auch Mudden und Torf mit

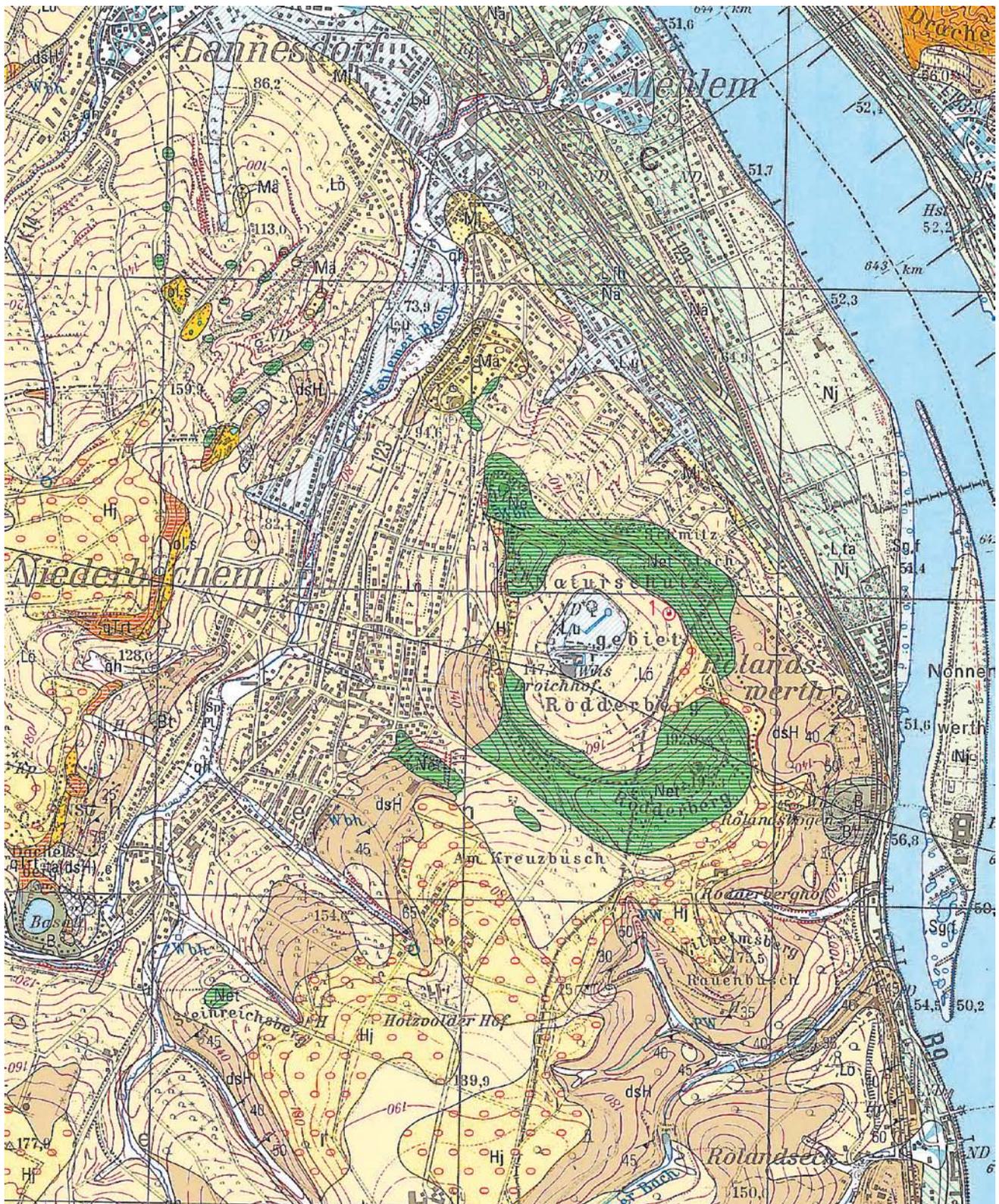


Abb. 1: Geologie des Rodderberg-Vulkankomplexes und seiner Umgebung. Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1:25 000 Blatt 5309 Königswinter. ,L,u: holozäne Abschwemmassen; qh: holozäne Bachsedimente; ,Net: Pyroklastika des Rodderbergs („leucitnephelinitisch“); ,Ne: Vulkanite des Rodderbergs; ,Lö: Löss; ,Nj: jüngere Niederterrasse (tR11); ,Nä: ältere Niederterrasse (tR10); ,Mj: jüngere Mittelterrasse ((tR9); ,Mä: ältere Mittelterrasse (tR8); ,Hj: jüngere Hauptterrasse (hier: tR6); ,B: oligo-miozäne Alkalibasalte; ,Bt: oligo-miozäne Alkalibasalttuffe; ,qTrt: oberoligozäne Quarztrachyttuffe; ol,s: oberoligozäne Quarzsande; dsH: Herdorf-Schichten (Siegenstufe, Unterdevon).

Fig. 1: Geology of the Rodderberg Volcanic Complex and its surroundings. Extract from the Geological Map 1:25 000 sheet 5309 Königswinter. ,L,u: Holocene colluvium; qh: Holocene creek sediments; ,Net: pyroclastites from Rodderberg („leucit-nephelinitic“); ,Ne: volcanic rocks of Rodderbergs; ,Lö: loess; ,Nj: younger Lower Terrace (tR11); ,Nä: older Lower Terrace (tR10); ,Mj: younger Middle Terrace ((tR9); ,Mä: older Middle Terrace (tR8); ,Hj: younger Main Terrace (here: tR6); ,B: Oligo-Miocene alkalibasalts; ,Bt: Oligo-Miocene alkalibasaltic tuff; ,qTrt: Upper Oligocene quartztrachytic tuff; ol,s: Upper Oligocene quartz sand; dsH: Herdorf beds (Siegenium, Lower Devonian).

interglazialen Pollenininhalt (frdl. Mitt. PROF. T. LITT, Bonn) zutage. Der umgebende Tephren- und Schlackenwall ist noch fast durchgehend vorhanden. Im Osten und Westen treten Unterbrechungen des Walles auf, an denen die Schotter der Hauptterrasse zutage treten. Geologisch interessant sind zwei Verwerfungen, die das Vulkangebäude des Rodderbergs durchziehen und die den Aufbau des Rodderbergs prägen (Richter 1942). Sie streichen beide etwa O-W. Dabei verläuft eine Störung fast zentral durch den Krater, die andere durch den nördlichen Kraterbereich. Die Störungen sind Ursache beträchtlicher Höhenunterschiede der Basis des Schotterkörpers der  $t_{R6}$ .

Das heutige Klima des Rodderberges gehört dem warmgemäßigten Cfb-Klima nach Köppen an und wird in der detaillierten Karte „Das Klima der Rheinlande“ (BÖHM 1964) als „Typ II Kontinentales Klima der Leelagen im mehr ozeanischen Bereich“ gekennzeichnet. Die Jahresmitteltemperatur in der nahe gelegenen Stadt Bonn (ca. 100 m tiefer gelegen) beträgt im Mittel der Jahre 1895 bis 2006 10,1°C mit leichtem Julimaximum (18,2°C) und Januarminimum (2,3°C, s. [http://www2.bonn.de/statistik\\_wahlen/dl/klima/Temperaturen\\_Extrema\\_1895.pdf](http://www2.bonn.de/statistik_wahlen/dl/klima/Temperaturen_Extrema_1895.pdf)). Für den Rodderberg können aufgrund der Höhenlage 0,6 bis 0,7°C abgezogen werden. Ab einer glazialen Temperaturdepression von >10°C kann also am Rodderberg mit zumindest diskontinuierlichem Dauerfrostboden gerechnet werden. Die Niederschlagsverteilung (Mittel 1848 bis 2006) ist ausgeglichen mit leichtem Sommermaximum (Juli 72,5 mm) und Minimum im Februar (37,0 mm) bei einem durchschnittlichen Jahresniederschlag von 630 mm (s. [http://www2.bonn.de/statistik\\_wahlen/dl/klima/Regen\\_Mittel\\_extrema\\_1848.pdf](http://www2.bonn.de/statistik_wahlen/dl/klima/Regen_Mittel_extrema_1848.pdf)). Aufgrund der gegenüber der Stadt Bonn geringeren Leewirkung kann am Rodderberg mit etwa 700 mm/Jahr gerechnet werden. Die typischen Böden am Rodderberg sind dementsprechend je nach Ausgangssubstrat Andosole, Braunerden oder (Pseudogley-) Parabraunerden, im Kraterboden auch Kolluvien aus umgelagertem Lösslehm mit stellenweiser Pseudovergleyung (KÖHNE 2002).

## 1.1 Altersstellung

### 1.1.1 Terrassen- und Lössstratigraphie des Umfeldes

Nach heutigem Wissensstand ist die  $t_{R6}$  wahrscheinlich mit der „Hauptterrasse 4“ (UT 4 nach BOENIGK & FRECHEN 2006, HOSELMANN 1996) in der Niederrheinischen Bucht gleichzustellen, für die BOENIGK & FRECHEN (2006) eine Entstehung während der MIS 16 annehmen, also vor ca. 621 bis 659 ka (BASSINOT ET AL. 1994). HOSELMANN (1996) bezweifelt den generell kaltzeitlichen Charakter der Hauptterrassen des Rheins. Falls jedoch die verschiedenen Stufen der Hauptterrasse zeitlich jeweils durch einen Glazial-Interglazialzyklus getrennt sind, kann aufgrund der in Abb. 7 in HOSELMANN (1996) vorgeschlagenen Korrelation auch die MIS 14 (568 bis 528 ka, BASSINOT ET AL. 1994) in Frage kommen.

REMY (1960) versuchte, das Alter des Rodderberg-Vulkans in seiner Umgebung lössstratigraphisch anzunähern. Aufgrund der Ähnlichkeit der in einem tuffhaltigen Verlagerungshorizont über einem interglazialen Boden erhaltenen Schneckenfauna mit derjenigen vom Profil Paudorf (Niederösterreich) wurde das „Paudorf-Interstadial“, nach damaliger Ansicht mittelwürmzeitlich, als ungefähres Alter des Rod-

derberguffes angenommen. Zum einen wurde aber inzwischen belegt, dass der „Paudorf-Boden“ am *locus typicus* ein stratigraphisch verkürztes Äquivalent des Stillfried-A-Bodens (MIS 5) darstellt (s. ZÖLLER ET AL. 1994), zum anderen tritt der Rodderberguff in situ weit unterhalb des Bodens in älterem Löss auf (eig. Beob. U.H.), wie auch schon von BARTELS & HARD (1973a) in einem Lösshohlweg westlich der Ortschaft Lannesdorf beschrieben wurde. Immerhin wird mit diesem Befund, der durch weitere Einbettungen von Lapillituffen des Rodderbergs in Löss gestützt wird (s. BLANCHARD 2002, PAULICK ET AL. 2009), die Eruption in einem Hochglazial belegt. Ein erster lössstratigraphischer Hinweis darauf, dass es sich um ein prä-weichselzeitliches Glazial handeln muss, wurde von BARTELS & HARD (1973a, b) mitgeteilt (s.a. BARTELS 1996). Die Ergebnisse von BARTELS & HARD können sogar im Sinne einer Eruption in der drittletzten Kaltzeit interpretiert werden.

### 1.1.2 Physikalische Datierungen am Rodderberg selbst

Maartuffe der Rodderberg-Eruption wurden von RICHTER (1942) als konkordant auf der Hauptterrasse liegend beschrieben. Die Höhenlage der ältesten Tuffhorizonte spricht, wenn überhaupt, nur für eine geringe Erosion der Terrasse vor Ablagerung der initialen Maartuffe. Kurz nach Ende der  $t_{R6}$ -Zeit begann eine tektonisch besonders aktive Phase, bei der der Rheinische Schild nochmals stark gehoben wurde (SCHIRMER 1994, MEYER & STETS 1998). Diese Hinweise sprechen also durchaus für eine Maareruption (Phase I) nach der jüngeren HT-Zeit. TL-Datierungen an erhitzten Schiefer-Xenolithen des vulkanischen Rodderberg-Komplexes legen eine Eruptionszeit vor etwa 300 ka nahe (PAULICK ET AL. 2009, ZÖLLER & BLANCHARD 2009.). Diese Alterseinstufung unterscheidet sich um eine Zehnergrößenordnung von dem von REMY (1960) angenommenen Alter, steht aber nicht im Widerspruch zu den Beobachtungen von BARTELS & HARD (1973 a, b). Bisher wurden keine K/Ar bzw.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen vom Rodderberg publiziert.

## 1.2 Eruptionsablauf

Der Rodderbergvulkan ist polygenetisch entstanden. Die von PAULICK ET AL. (2009) rekonstruierten Eruptionsphasen weisen unterschiedliche Eruptionsstile auf. Die älteste Phase (I) entsprach dem Typ einer Maareruption. In Phase II ereigneten sich strombolianische Eruptionen. Phase III wurde löss- und terrassenstratigraphisch, sowie gestützt auf ein Lumineszenz-Mindestalter (Löss unter Rodderberg-Tephra bei Aufschluss P2 in PAULICK ET AL. 2009, Probe RD2-D-1 TL, 208±39 ka, BLANCHARD 2002), in MIS 8 gestellt. Die Eruptionsgeschichte nach PAULICK ET AL. (2009) stützt sich zusätzlich auf geochemische und mineralogische Befunde. Einer initialen Maarphase folgen strombolianische Phasen mit einer finalen Maarphase. Längere Ruhephasen zwischen den Phasen werden nach der neueren Interpretation von PAULICK ET AL. (2009) nicht als wahrscheinlich angesehen. Die weiteren von ZÖLLER & BLANCHARD (2009) mitgeteilten TL-Alter an Krustenxenolithen und Maartuff des Rodderberges aus den verschiedenen Phasen, die alle um 300 ka liegen und innerhalb der Fehlergrenzen identisch sind, liefern ebenfalls keine belastbaren Hinweise auf längere Ruhephasen.

### 1.3 Stratigraphie der Kratersedimente

---

Die Stratigraphie der Kratersedimente stützt sich auf die im Frühjahr 2000 durchgeführte, 55 m tiefe Forschungsbohrung Rodderberg 1 (Abb. 2). Es wurde kein Festgestein erreicht. Neben den überwiegend schluffigen Lockersedimenten fanden sich keine primären dem Rodderberg-Komplex entstammenden Tephren. Weitere graphische und tabellarische Darstellungen von Rohdaten (nach KÖHNE 2002) werden als ergänzende online-Materialien bereitgestellt.

Bis in eine Tiefe von etwa 1,8 m reicht nach KÖHNE (2002) der anthropogen beeinflusste, holozäne Boden. In 2 m Tiefe befinden sich Reste der Laacher See Tephra (etwa 12,9 ka). Die Sedimente im Bereich von 3 bis 22 m Tiefe werden von KÖHNE dem Oberwürm zugeordnet. Ein in 9,9 m Tiefe liegendes dunkles Tuffbändchen könnte den „Eltviller Tuff“ (etwa 20 ka) repräsentieren (HAMBACH 2001), allerdings wurde die östlich des Rheins im Pleiser Hügelland (SMYKATZ-KLOSS 2003) sowie in Lössen des Mittelrheintals (BIBUS 1980) beobachtete 4–6-fache Aufspaltung des Eltviller Tuffes nicht gefunden. Darüber (7,9 bis 7,0 m) befinden sich Spülsedimente, die hauptsächlich aus Pyroklastika des Kraterwalles bestehen. Oberhalb und unterhalb des vermuteten Eltviller Tuffs könnten Äquivalente der „Erbenheimer Nassböden“ E1-E4 (s. SEMMEL 1967, 1989, ZÖLLER & SEMMEL 2001) vorliegen (KÖHNE 2002).

Die hochglaziale Lösssedimentation beginnt nach HAMBACH (2001) und KÖHNE (2002) oberhalb von 18 m (ca. 30 ka, Heinrich-Event 3, vergl. ANTOINE ET AL. 2001). Vermutlich interstadiale Pedokomplexe wurden bei 18–35 m Tiefe beobachtet ( $\geq$  ca. 30 ka). Zwischen 26 und 28 m Tiefe findet sich ein Horizont, der möglicherweise als Fließerde anzusprechen ist (HAMBACH 2001).

Im Bereich von 40–36 m ist der Verlandungsbereich eines Sees anzunehmen. Unterhalb von 40 m ist das Sediment dunkelgrau bis z. T. blau-schwärzlich gefärbt und der Tongehalt nimmt zu. Farbgebend sind Fe-Sulfide, die im Kontakt mit Luftsauerstoff nach wenigen Minuten oxidieren und dem Sediment eine hell-gelbliche bis bräunliche Färbung verleihen. Das Sediment kam wahrscheinlich in einem See zur Ablagerung, dessen Tiefe ganzjährig sauerstofffreie Bedingungen gewährleisten konnte. Da die angenommene Verlandungssequenz zwischen 36 und 40 m frei von organischen Makroresten (Torfen etc.) ist, wird die Verlandung in einem wahrscheinlich glazialen Klima vonstatten gegangen sein. Um 48 m Kerntiefe findet sich wiederum eine Gruppe basaltischer Tephren, deren Herkunft und Altersstellung jedoch nicht bekannt ist (HAMBACH 2001).

Der Rodderbergkrater sollte als allseitig geschlossene Hohlform ein hervorragendes Sedimentarchiv darstellen. Dies macht ihn zu einem wertvollen Geoarchiv mit beachtlichem Potential für die regionale und überregionale Paläoklimaforschung. Daher wurde versucht, den Sedimentinhalt des Bohrkerns mittels verschiedener methodischer Ansätze zu datieren. Allerdings ist damit zu rechnen, dass die ehemals steilen Krater-Innenwände Rutschungen und Trübeströme bedingten, wodurch die Schichtenfolge der Kraterfüllung gestört sein kann und ihre Entschlüsselung kompliziert wird.

## 2 Material und Methoden

### 2.1 Material

---

Im Rahmen der wissenschaftlichen Forschungsarbeiten am Rodderberg wurde einerseits der bei der Bohrung Rodderberg 1 gewonnene Kern im Ganzen untersucht, andererseits wurden einzelne Proben zur Lumineszenz-Datierung entnommen. Die Lage dieser Proben (außer Probe bei 50 m) ist in Abbildung 2 dargestellt.

### 2.2 Methoden

#### 2.2.1 Gesteinsmagnetisch/sedimentologische Untersuchungen

---

Der erste Ansatz zur Datierung der Sedimente des Rodderbergbohrkerns basierte auf gesteinsmagnetisch/sedimentologischen Untersuchungen (HAMBACH 2001). Farbspektrometrische Messungen sowie die Bestimmung der magnetischen Volumenssuszeptibilität (Abb. 4) erfolgten zur Charakterisierung des Kernes. Anschließend folgten frequenzanalytische Untersuchungen des Helligkeitsdatensatzes. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sollen an anderer Stelle ausführlich diskutiert werden.

Zur Bestimmung der magnetischen Volumenssuszeptibilität (s. HAMBACH ET AL. 2008) wurden 561 diskrete Proben im Abstand von 10 cm aus dem Kern entnommen. Das Sediment wurde in Plastikdosen mit einem Volumen von 6,4 cm<sup>3</sup> gefüllt. Die magnetische Volumenssuszeptibilität wurde anschließend im paläomagnetischen Labor des Geologischen Institutes der Universität zu Köln mit einer KLY-2 Kappa-Brücke (AGICO, Brno) bestimmt (AC-Feld von 300 A/m bei 920 Hz).

Farbmetrische Messungen wurden mit einem Spektrophotometer (Minolta CM-2002) vorgenommen. Die Kerne wurden vor den Messungen gesäubert. Wenige Millimeter, gelegentlich aber auch bis zu 20 mm mussten entfernt werden, um eine frische, bergfeuchte Sedimentoberfläche zu erhalten. Die detaillierte Aufnahme des Kernes erfolgte im 2 cm Abstand. Insgesamt wurden an 55 m Kern 2571 Messungen im Farbsystem L\*a\*b\* vorgenommen. Bestimmt wurden die Helligkeit und die spektrale Zusammensetzung des reflektierten Lichts. Weiterhin wurde etwa alle 0,25 m der MUNSSELL-Farbwert registriert.

#### 2.2.2 Sedimentologisch-paläopedologische Untersuchungen

---

Sedimentologisch-paläopedologische Untersuchungen wurden von Köhne (2002) zur Charakterisierung der Sedimente und Böden des Rodderbergbohrkerns angewendet: Korngrößenanalysen, Carbonat- und pH-Bestimmungen, Bestimmungen der organischen Substanz und verschiedener Eisenoxide und Hydroxide (Abb. 3) und ergänzende online-Materialien). Detaillierte Beschreibungen der angewandten Methoden finden sich unter anderem in KÖHN (1929), SCHLICHTING ET AL. (1995) und DIEKKRÜGER & GLADE (2000).

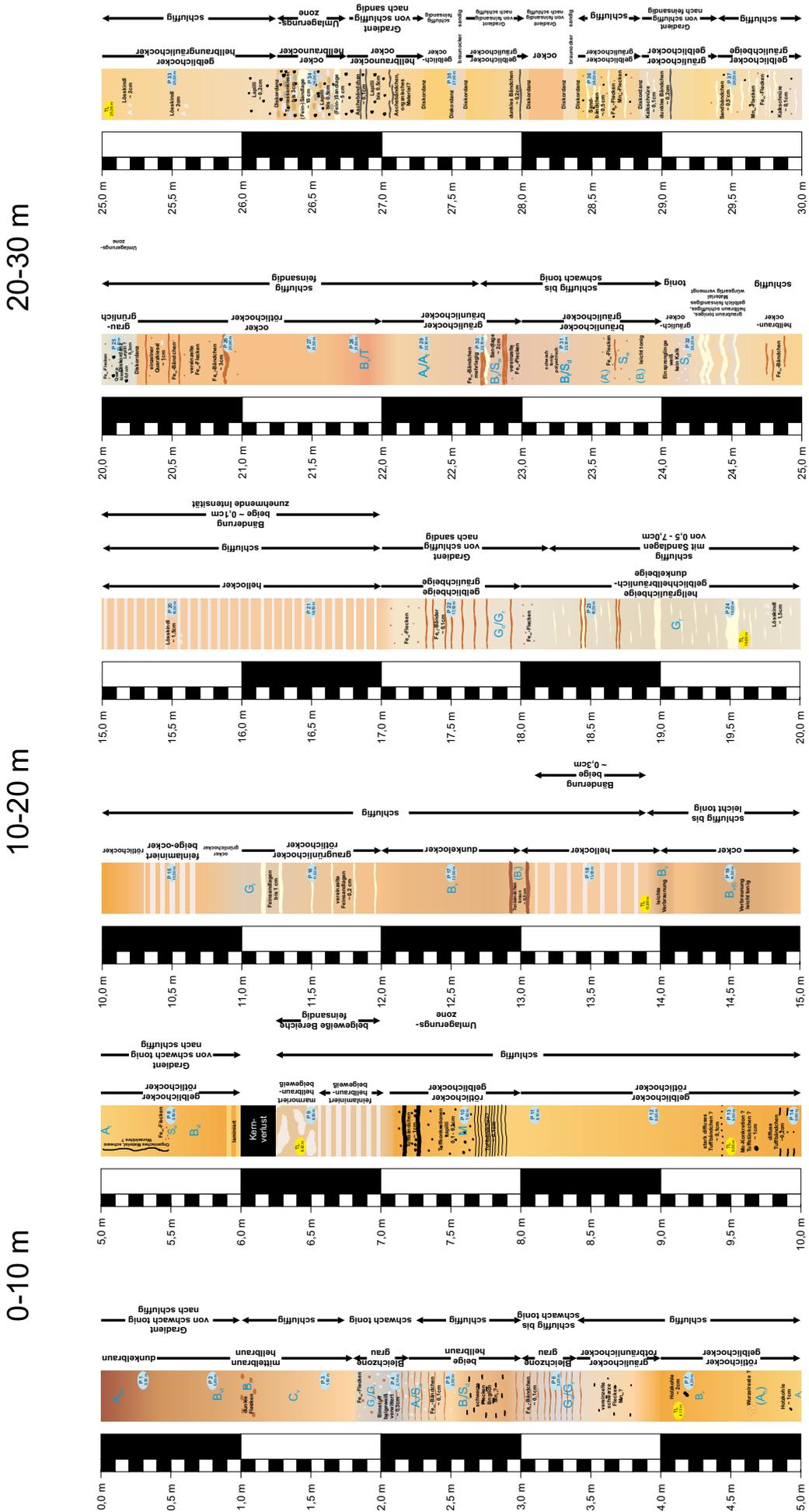


Abb. 2a: Profil der Bohrung Rodderberg 1, 0-30 m (nach KÖHNE 2002). Probenentnahmen für Lumineszenzdatierung sind mit gelben Ovalen markiert.  
 Fig. 2a: Geological column of the drilling Rodderberg 1, 0-30 m (after KÖHNE 2002). Sampling for luminescence dating are marked by yellow ovals.



### 2.3 Lumineszenzdatierungen

BLANCHARD (2002) nahm IRSL- und TL-Datierungen einer Probe bei 50 m Tiefe aus dem unteren Abschnitt des Rodderbergbohrkernes 1 vor. Es folgten Altersbestimmungs-Versuche von vier Proben (6,4 m, 9,5 m, 13,9 m, 19,6 m) aus dem oberen Kernbereich (siehe Abb. 1 und Abb. 4 linke Säule) jeweils mit TL und IRSL durch FISCHER (2004). Eine fünfte Probe aus 30,1 m Tiefe wurde einem Datierungsversuch mittels des IRSL-SAR-Protokolls (Abb. 5) nach KADEREIT (2002), modifiziert von FUCHS (2001), unterzogen. Zusätzlich erfolgte die Messung der B-OSL der Quarz-Feinkornfraktion (Abb. 6) dieser Probe nach dem modifizierten SAR-Protokoll (FUCHS 2001) (Abb. 7). Die B-OSL von Quarz hat gegenüber der IRSL von Feldspäten die Vorteile einer deutlich höheren Lichtempfindlichkeit sowie des Fehlens anomalen Ausheilens. Nachteilig erweist sich die erheblich geringere Sättigungsdosis. Nähere Informationen zu Theorie und Anwendung der Lumineszenzmethode finden sich unter anderem bei WAGNER (1995, 1998), FUCHS (2001), PREUSSER ET AL. (2008) und ROBERTS (2008), detaillierte Angaben zur Probenaufbereitung bei BLANCHARD (2002) und FISCHER (2004).

### 2.4 Palynologie

Das Profil Rodderberg wurde von 7,63–54,80 m möglichst engständig (5–10 cm) für eine Pollenanalyse beprobt. Das Material ist standardmäßig mit KOH und HF (45%) aufbereitet worden. Danach erfolgte die Acetolysierung nach ERDTMANN (1969). Abschließend wurde gesiebt (10 µm).

Die aus geringerer Teufe stammenden Proben erwiesen sich als äußerst pollenarm oder pollenleer. Erst ab 37,57 m fanden sich statistisch ausreichende Pollenmengen. Es konnten zwischen 200 und 500 Pollen je Probe ausgezählt werden. Das Ergebnis der Auszählungen ist im Pollendiagramm (Abb. 8) dargestellt. Dabei beziehen sich die prozentualen Angaben auf die Summe aller Landpflanzenpollen = 100%.

### 3 Bisherige Ergebnisse

Die Ergebnisse von KÖHNE (2002), die hier nicht im Einzelnen dargelegt werden können, veranlassten ihn zum Versuch einer Korrelation mit der der mittel- und niederrheinischen Lössstratigraphie nach SCHIRMER (2000). Aus seinen Analysen berechnete er zunächst zwei Paläoböden-Indices, V1 und V2, mit

$$V1 = \frac{Fe_d}{Fe_t}$$

und

$$V2 = \frac{(Fe_d - Fe_o)}{Fe_t / \text{Ton}}$$

wobei  $Fe_d$  dithionit-lösliches Eisen,  $Fe_o$  oxalatlösliches Eisen und  $Fe_t$  Gesamt-Eisen bedeuten (nach GÜNSTER & SKOWRONEK 2001, s. FÜLLNER ET AL. 2005, SKOWRONEK ET AL. 2007). Bei V2 wird  $Fe_t$  noch auf den Tongehalt normiert. Für Proben aus dem reduzierenden Milieu wurde V2 variiert zu

$$V2_{\text{red}} = \frac{Fe_o}{Fe_t / \text{Ton}}$$

Schließlich entwickelte KÖHNE den „Paläobodenindex“

$$PBI = \frac{(Fe_{d/o}/Fe_t) \cdot (\text{Ton}/10) \cdot OS}{((pH-7) + (CaCO_3/10)) / 2}$$

In diesen gehen außer den Größen Fed, Feo, Fet und Tongehalt noch der pH-Wert und der Calciumcarbonatgehalt ein. Dabei wurde das gesamte pedogene Eisen (Fed) für den aeroben, das gesamte reduzierte Eisen (Feo) für den anaeroben Bereich ins Verhältnis zum Gesamteisen gesetzt. OS bedeutet den Gesamtgehalt (%) der organischen Substanz. Eine Zusammenschau der drei Indizes für den Kern Rodderberg 1 gibt Abbildung 3. Nach Diskussionen mit namhaften deutschen Bodenkundlern müssen wir jedoch die Gültigkeit des von Köhne entwickelten V2red-Index aufgrund der hohen Karbonat-Mobilität in der phreatischen Zone in Frage stellen und möchten daher einstweilen die von Köhne postulierten Interstadialböden in Teufen >35 m nicht in die nachfolgende Argumentation einfließen lassen.

Die gesteinsmagnetischen und sedimentologischen Untersuchungen von Hambach (2001) erlauben eine Unterteilung des Bohrkerns in klar getrennte Sedimentationsabschnitte (Abb. 4). Der ‚Helligkeitswert‘ ( $L^*$ ) der farbmetrischen Messungen spiegelt als Funktion der Teufe die lithologischen Einheiten wider. Bodenbildungen im Löss und seinen Derivaten (0–1 m, 14–15 m, 18–35 m) sowie vulkanische Tephren (7–10 m, 47–49 m) bzw. Einschwemmungen verlagerter Materials vom Tuffwall des Rodderbergs selbst (26–27 u. 50–51 m) liefern relativ dunkle Werte. Die hellsten Werte finden sich im reinen Löss bei 16–18 m. Erwartungsgemäß ist der Abschnitt unterhalb von 40 m erheblich dunkler als der gesamte übrige Kern. Dunkelgraue bis blau-schwärzliche Farbtöne herrschen hier vor. Fe-Sulfide sind die farbgebenden Minerale. Sie oxidieren schon nach einigen 10er Minuten bzw. wenigen Stunden und verändern die Farbe zu helleren Grau- bzw. Brauntönen. Nur der frisch geschnittene Kern zeigt die Originalfarben.

Die Werte der magnetischen Volumenssuszeptibilität (Abb. 4) variieren mit der Teufe um 2 Größenordnungen (Minimalwert = 93 µSI, Maximalwert = 15 310 µSI). Der hohe Mittelwert von 983 µSI spricht für den Beitrag von vulkanischem Detritus in nahezu allen stratigraphischen Niveaus. Das dunkle Tuffbändchen in 9,9 m Tiefe erzeugt ein scharfes Maximum. Die absoluten Maxima knapp unterhalb 26 und 50 m sind auf die Einschwemmung von vulkanischem Material aus dem Tuffwall des Rodderbergs selbst zurückzuführen. Die Minima bei 2 und 6 m sind Effekte der Lösung von Eisenmineralen. Die Intervalle sind im Kern als Bleichungshorizonte ausgewiesen. Grundsätzlich lässt sich festhalten, dass die Amplitude des Suszeptibilitätssignals bis etwa 18 m gering, von 18 bis etwa 34 m maximal und dann wieder geringer ist. Ab 50 m nehmen die Variationen wieder zu. Der Übergang von terrestrischer zu limnischer Sedimentation bei 36 bis 40 m macht sich in den Werten der magnetischen Suszeptibilität nicht bemerkbar (Abb. 4).

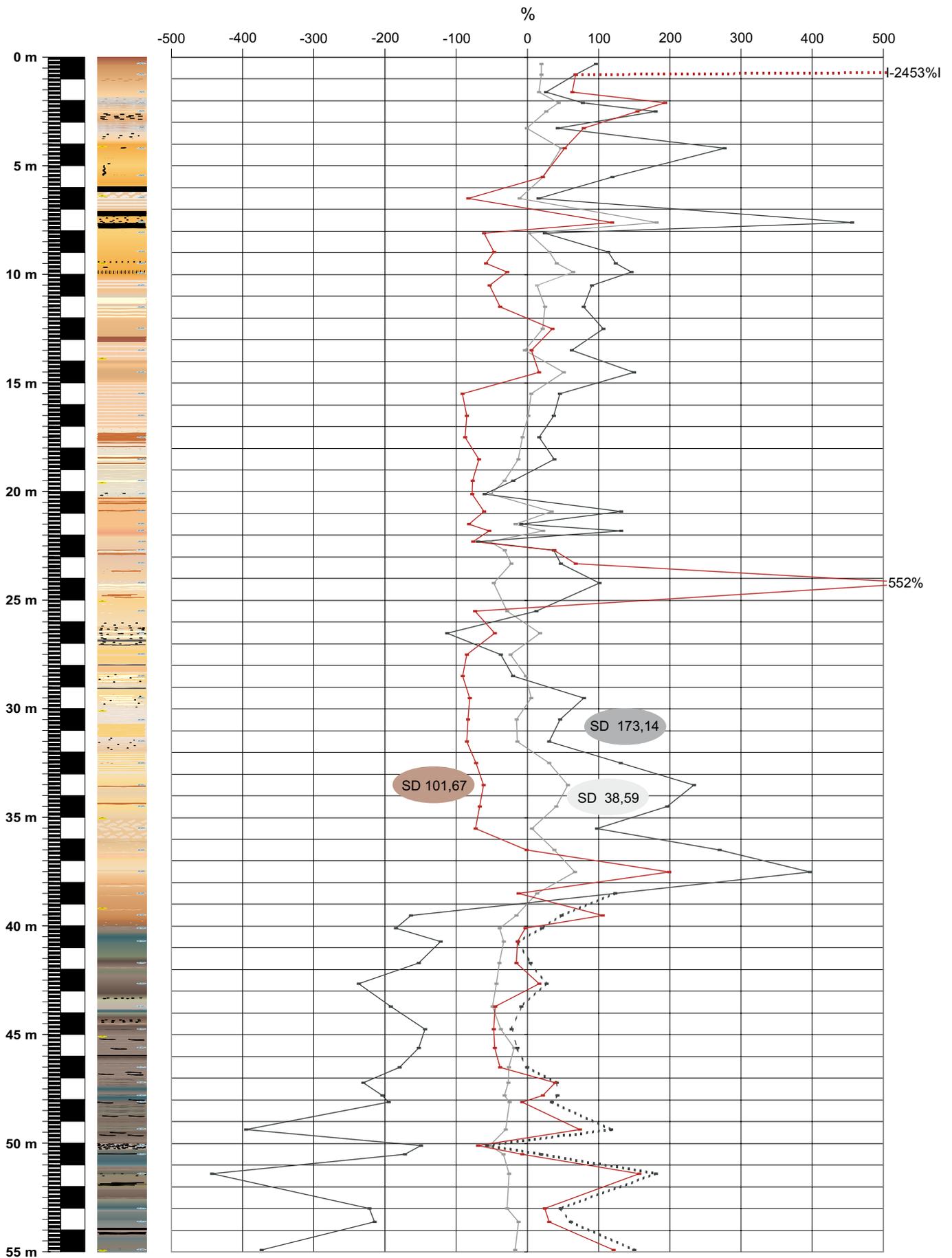


Abb. 3: Verwitterungsindices und Paläobodenindex für Kern Rodderberg 1 nach KÖHNE. V1 = Verwitterungsindex 1 (hellgrau) V2=Verwitterungsindex 2 (dunkelgrau); PBI = „Paläobodenindex“ (braun); SD = Standardabweichung vom arithmetischen Mittel in % der einzelnen Kurven; gestrichelte dunkelgraue Linie = Feo/Fet/Ton. Quelle: Eigener Entwurf

Fig. 3: Weathering indices and palaeosoil index fort the coring Rodderberg 1 after KÖHNE. V1 = weathering index 1 (light grey); V2 = weathering index 2 (dark grey); PBI = “paleosoil index” (brown); SD = standard deviation from arithmetic mean in % for the individual curves; dotted dark grey curve = Feo/Fet /clay. Source: Own Layout

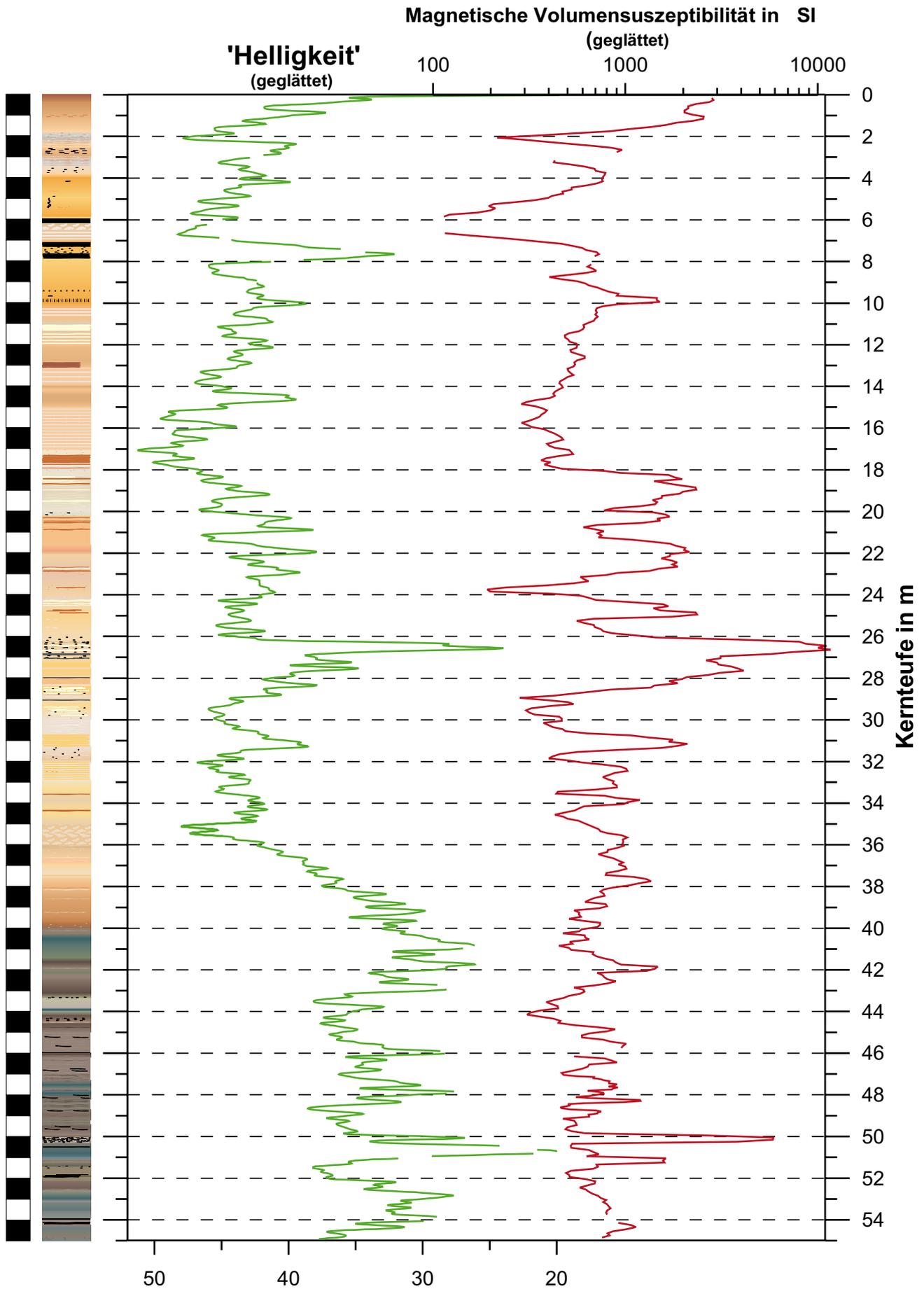


Abb. 4: Helligkeitswerte (links) und volumennormierte magnetische Suszeptibilität (rechts) des Kerns Rodderberg 1.

Fig. 4: Lightness values (left) and volume-normalized magnetic susceptibility (right) of core Rodderberg 1.

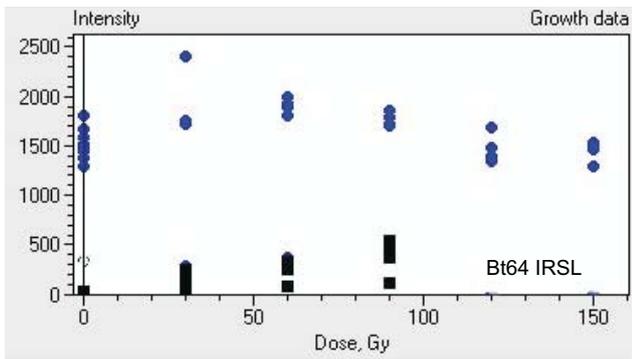


Abb. 5: IRSL-Messungen der Probe BT64 (additiv, Sechsecke oben, und regenerativ, Quadrate unten). Das natürliche Signal ist innerhalb der Fehlergrenzen in Sättigung, das mit der erwarteten Dosis regenerierte Signal erreicht bei weitem nicht die natürliche Intensität (FISCHER 2004).

Fig. 5: IRSL measurements of sample BT64 (additive doses, hexagons at top, and regenerative doses, squares at bottom.) The natural signal is in saturation within error bars, the expected regenerative dose by far does not reach the natural signal intensity (FISCHER 2004).

Die Ergebnisse der gesteinsmagnetischen und sedimentologischen Untersuchungen erlauben alleine aus sich heraus keine chronostratigraphische Interpretation.

Die von BLANCHARD (2002) durchgeführten Lumineszenzdatierungen an einer Probe aus 50 m Tiefe ergaben ebenfalls kein eindeutiges Ergebnis. Die mit IRSL vorgenommene Datierung ( $66,3 \pm 13,1$  ka), bei der eine Altersüberschätzung infolge unvollständiger Bleichung der Feldspatkörner bei Ablagerung eher verhindert wird als bei der TL, ist signifikant jünger als die Altersbestimmung mittels TL mit  $106,5 \pm 13,1$  ka. Andererseits liegen vielfache Beobachtungen vor, nach denen die IRSL-Alter von Lössen >ca. 50 ka jünger ausfallen als die TL-Alter, woraus eine geringere Langzeitstabilität des IRSL-Signals vermutet werden könnte.

Die Lumineszenzdatierungsversuche von FISCHER (2004) an Proben aus dem oberen Kernbereich (nach KÖHNE: Löss) zeigen alle das gleiche Resultat. Bei unterschiedlichen Herangehensweisen, sowohl bei TL als auch bei IRSL, bei der additiven und der regenerativen Methode, liegt das natürliche Signal aller Proben in Sättigung. In Abb. 5 wird exemplarisch das IRSL-Wachstumsverhalten von Probe BT 64 gezeigt, das als repräsentativ für das Wachstumsverhalten der anderen Proben angesehen werden kann. Die oberen Datenpunkte

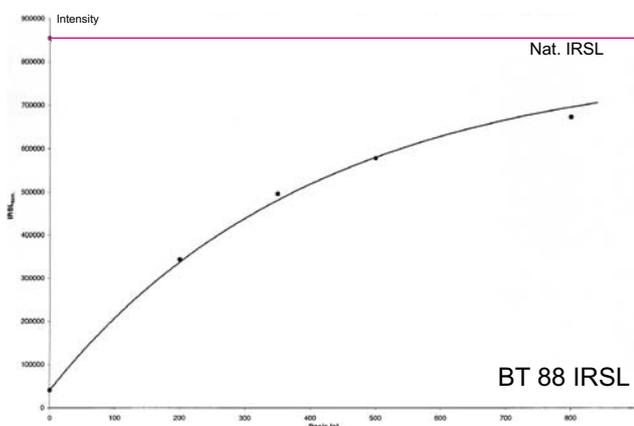


Abb. 6: IRSL-SAR Messung der Probe BT88 (FISCHER 2004).

Fig. 6: IRSL-SAR measurements of sample BT88 (FISCHER 2004).

(Sechsecke) stellen das additive Signalwachstum dar, die unteren (Vierecke) das regenerative.

Folglich ist es nicht möglich, mit den gewählten Lumineszenz-Methoden an den von FISCHER (2004) bearbeiteten Proben ein Alter zu ermitteln. Auch die Probe BT 88 aus 30,10 m Tiefe zeigte gleiche Ergebnisse (IRSL-SAR-Feinkorn): das natürliche Signal liegt in Sättigung. Abb. 6 zeigt, dass bei einer Dosis von 133 Gy (entsprechend 800 s Bestrahlung) das natürliche Signal nicht erreicht wird, obwohl die erwartete ED bei  $\leq 100$  Gy liegt. Ähnliches zeigt sich bei der B-OSL von Quarz der Probe BT 88: das natürliche Signal wird bei einer Dosis von ca. 300 Gray (entsprechend 1 800 s Bestrahlung) nicht erreicht (Abb. 7).

Ein Test (IRSL-Feinkorn) zur Bestimmung der Sättigungsdosis wurde an Probe BT 62 (6,4 m) durchgeführt. Das regenerierte IRSL-Signal ist ab etwa 250 Gray in Sättigung, was einen für IRSL ungewöhnlich niedrigen Wert darstellt. Bei einer Dosisleistung von 3,5 Gy/ka würde dies einem Alter von etwa 71 ka entsprechen. Zum Vergleich wird die abgeschätzte Sättigungsdosis der Probe aus 50 m Tiefe (BLANCHARD 2002) von ca. 700 Gray angeführt, die bei der zugehörigen Dosisleistung von 3,2 Gy/ka einem Alter von >200 ka gleichkäme. Auch dieser Versuch legt für Lössen äußerst ungewöhnliche Lumineszenz-Eigenschaften der Probe nahe, die einer Datierung hinderlich sind.

Das Pollenbild im Teufenabschnitt unterhalb von 37 m ist in sich recht homogen. Beherrschende Elemente sind kälteresistente Gehölze (*Pinus*, *Betula*, *Picea*), *Alnus* sowie die *Poaceae* und *Cyperaceae*. Den kaltzeitlichen Charakter der Flora unterstreicht auch der Nachweis der Grünalge *Pediastrum*. Thermophile Laubbäume wie *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer* und *Carpinus* sind nur mit Einzelkörnern nachgewiesen und sicherlich das Resultat eines Fern- bzw. Sekundäreintrags. Markant sind die geschlossenen Kurven der *Ericales* (*Ericaceae*, *Calluna*) und von *Sphagnum*, was eine ausgeprägte Versauerung der Böden anzeigt.

Auffallend ist eine sippenreiche Krautflora mit *Ericales*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Chenopodiaceae* sowie *Thalictrum* und *Plantago major/media*. Wichtig ist vor allem der Nachweis von *Artemisia*, deren Kurve auf relativ hohem Niveau (max. 13%) weitgehend geschlossen ist. Dieser auf Mineralböden gedeihende Helio- phyt ist nach MENKE & TYNNI (1984) kennzeichnend für die

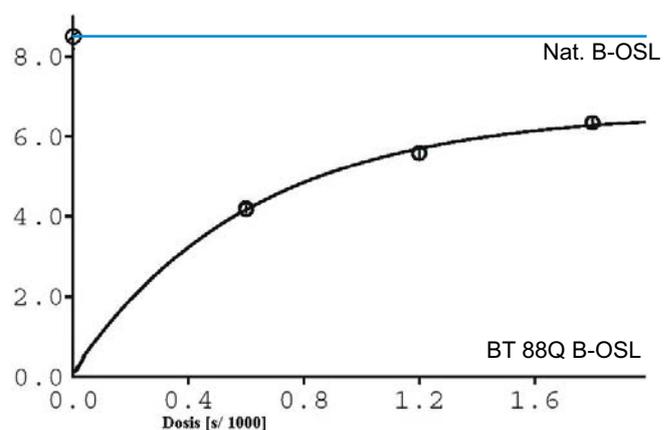


Abb. 7: B-OSL-SAR Messung der Probe BT 88 (FISCHER 2004).

Fig. 7: B-OSL SAR measurements of sample BT88 (FISCHER 2004).

beginnende Weichsel-Kaltzeit und dient als Abgrenzung jener von der Eem-Warmzeit.

Die Flora kennzeichnet demnach insgesamt eine beginnende Kaltzeit mit möglicherweise noch geschlossenen Kiefern-Birken-Wäldern in der näheren Umgebung des Rodderberges und stimmt mit der Flora weitgehend überein, die in Niedersachsen das Herning-Stadial kennzeichnet (MENKE & TYNNI 1984, CASPERS 1997). Hier wie dort kann die Abfolge in 2 Abschnitte untergliedert werden. Die mächtigere Subzone reicht von 40,0–54,80 m. Sie ist neben hohen Graspollenquoten vor allem durch die geschlossenen Kurven von *Artemisia* und der *Ericales* geprägt und dem unteren Herning-Stadial (WF Ia) zuzuordnen. Die obere Grenze wird durch den Anstieg der *Cyperaceae* sowie den Abfall von *Artemisia*, der *Caryophyllaceae* sowie der *Ericales* markiert. Die darauf folgende Zone ist deutlich sippenärmer als die untere Zone und wird überwiegend durch Gräser und *Pinus* bestimmt. Da sie in der Bohrung Rodderberg 1 nur über 2 m bei einer geringen Probendichte verfolgbar ist, lässt sie sich nicht näher charakterisieren, wohl aber mit Befunden aus niedersächsischen Profilen (z.B. Tost 37b, CASPERS 1997) deutlich parallelisieren und dem ausgehenden Herning-Stadial (WF Ib) zuordnen.

#### 4 Diskussion der Ergebnisse des Bohrkerns

Eine Vielzahl von Proxy-Daten vom Bohrkern Rodderberg 1 konnte erhoben werden, deren schlüssige Interpretation aber noch Probleme bereitet. Ein wichtiges bisheriges Ergebnis besteht darin, dass zwei klar getrennte Sedimentationsabschnitte erkannt wurden. Der untere, gute Pollenführung aufweisende Teil zwischen ca. 55 m und 40 m Teufe setzt sich nach allen vorliegenden Erkenntnissen aus Seesedimenten zusammen. Der obere Teil (40 m bis 0 m Teufe) besteht, abgesehen von geringmächtigen Lagen von Spülsedimenten und allochthonen Tephren, aus Lössen und Lössderivaten, in denen fossile Bodenbildungen interstadialen Charakters erkennbar sind.

Es zeigt sich, dass aufgrund oben angeführter Ergebnisse weiterhin Klärungsbedarf bezüglich des tatsächlichen Alters des Kerninhaltes besteht. Die Datierungsergebnisse des Kerninhaltes wirken sich nicht auf die Eruptionsgeschichte des Rodderbergs im eigentlichen Sinne aus, da im Kerninhalt keine eigenen primären Tephren enthalten sind; dagegen müssen die Versuche zur Lumineszenz-Datierung aber in einem Modell Berücksichtigung finden, welches eine Erklärung für die Datierungs-Fehlversuche bereitstellen kann.

Mögliche Ursachen für die differierenden Ergebnisse der Lumineszenzdatierung bei den von BLANCHARD (2002) angewandten Methoden könnten eine bessere Eignung der TL für Altersbereiche  $\geq 100$  ka (WAGNER 1995) wie auch mögliche IRSL-Altersunterschätzungen aufgrund geringerer Langzeitstabilität der IRSL im Vergleich zur TL sein. Des Weiteren besteht die Möglichkeit einer für die TL unzureichenden Bleichung und Nullstellung des TL-Signals des Probenmaterials. Die Bleichungszeit des TL Signals liegt zwischen einem und mehreren Tagen Tageslichtexposition, wohingegen das IRSL-Signal bereits nach einigen Minuten gut gebleicht ist (LANG 1996).

Immerhin, trotz aller noch offenen Fragen, zeichnet sich als übereinstimmendes Ergebnis der bisherigen Untersu-

chungen am Kern Rodderberg 1 ab, dass der unterste Kernabschnitt (50–55 m) im Unterweichsel sedimentiert wurde. Das Eem-Interglazial wurde demnach noch nicht erreicht. Das für den als Seesedimente angesprochen Abschnitt durchgängig kaltzeitliche Pollenspektrum unterstützt ein frühwürm- bzw. frühweichselzeitliches Alter. Die aufgrund der bisherigen palynologischen Ergebnisse nahe gelegte Einstufung des gesamten Kernabschnittes zwischen 37,57 m und 64,80 m ins Herning-Stadial erscheint aber wegen der dann für diesen Zeitraum zu postulierenden enormen Sedimentationsrate problematisch. Zwar würde das (möglicherweise überschätzte) TL-Alter bei 50 m ( $107 \pm 13$  ka) für diese Teufe mit der Einstufung ins Herning-Stadial übereinstimmen. Eine Mächtigkeit der Sedimente alleine des unteren Herning-Stadials von fast 15 m ist aber kaum mit den sedimentologischen Befunden einer ruhigen Ablagerung in Einklang zu bringen. Sollte das Herning-Stadial wirklich erst bei ca. 37,6 m Tiefe enden, müssten das Brørup- und das Odderade-Interstadial in den lössartigen Sedimenten vertreten sein, wofür aber aus paläopedologischer Sicht bisher keine Hinweise vorliegen (vgl. SCHIRMER 2000, 2010). Deshalb muss einstweilen die Frage, ob im Kernbereich zwischen 37,5 und 54,8 m mehr Zeitinhalt des Frühweichsels als nur das Herning-Stadial vertreten ist, offen gehalten werden.

Die Ergebnisse von FISCHER (2004) lenken das Interesse der Forschung hingegen in eine neue Richtung. Es zeigt sich, dass für keine der fünf von ihr untersuchten Proben mit Hilfe der angewandten Datierungsmethode ein endliches Alter zu bestimmen ist.

Die bisher vorgestellten Ergebnisse bedürfen einer intensiven Diskussion. Für die unerwarteten Ergebnisse von FISCHER (2004) sind zwei Erklärungsansätze nahe liegend:

1. Es handelt sich um Material, das andere Lumineszenzeigenschaften als typischer Löss aufweist.
2. Bei Ablagerung erfolgte unzureichende Belichtung des Probenmaterials und damit unvollständige Nullstellung des Lumineszenzsignals (bei direktem äolischem Eintrag allerdings praktisch ausgeschlossen), oder es handelt sich um älteres, zunächst in unmittelbarer Umgebung abgelagertes Material, welches mit bisher noch nicht erkannten *landschaftsgenetischen* Prozessen zu erklären ist.

Es zeigte sich an der Lumineszenz-Probe BT88 (IRSL-SAR und B-OSL-SAR an Quarz) in einem Bereich (30,10m), in dem es sich nach KÖHNE (2002) um typischen Löss handelt, dass das natürliche Signal auch bei diesem Material und auch für verschiedene Stimulation (TL, IRSL, B-OSL) in Sättigung liegt. Lumineszenz-Sensitivitätsänderungen nur bei Feldspäten können aufgrund der gleiche Ergebnisse liefernden OSL-Messungen an Quarz als unwahrscheinlich gelten, da für beide Minerale unterschiedliche Lumineszenz-Sensitivitätsänderungen anzunehmen sind.

Wenn eine unvollständige Nullstellung des Lumineszenzsignals oder eine Vermischung belichteten und unbelichteten Materials stattgefunden hat, so würden die resultierenden Alter entweder ein früheres Ereignis datieren oder unbrauchbare Mischalter liefern. Weiterhin besteht die Möglichkeit, dass es sich um Material höheren Alters als angenommen handelt. Altersüberschätzungen und -inversionen wurden in Weichsel-/Würmlöss-Profilen häufig im Zusammenhang mit makroskopisch erkennbaren Solifluktionerscheinungen wie Schlieren, Fahnen und Verfälschungen beobachtet. Dabei



Die gute Erhaltung der Maarkessel-Form ließe sich unter Umständen durch eine jüngere Maareruption erklären, für die Hinweise in der finalen Eruptionsphase vorliegen könnten. Diese hätte vermutlich innerhalb eines älteren mit Sedimenten verfüllten Kraters stattgefunden. Das Fehlen von Lössen oder Seesedimenten in den jüngsten Auswurfmassen des Rodderberges (P7 und Figure 2K in PAULICK ET AL. 2009) spricht aber eher gegen diese Annahme. Es finden sich nur Lössen *unter* oder *über* den Tehpren des Rodderberg-Vulkankomplexes.

Die Maartuffe der möglichen älteren Maareruption beschrieb RICHTER (1942) als konkordant auf der Hauptterrasse liegend, so dass die ältere Maareruption am Ende oder kurz nach Ende der Hauptterrassezeit stattgefunden haben kann (BLANCHARD 2002, FISCHER 2004). Da RICHTER (1942) eine Ablagerung der älteren Maartuffe in langsam fließendem Wasser zusammen mit den Geröllen der Hauptterrasse annahm, könnte die frühe Sedimentfüllung des Rodderbergkraters also möglicherweise auf vom Rhein bei Hochwässern eingespültes Material zurück gehen. Diese Interpretation, die konkordante Lagerung annimmt, beruht allerdings nur auf punktuellen Beobachtungen und muss daher sehr kritisch bewertet werden.

Vom Rodderberg konnte allerdings bisher keine Datierung signifikant über 300 ka vorgelegt werden, wohingegen die von BOGAARD & SCHMINCKE (1990) und von LIPPOLT ET AL. (1986) aus dem nahe gelegenen Quartärprofil von Ariendorf/Mittelrhein ( $t_{R8}$ ) vorgelegten Ar/Ar-Datierungen an Sanidinen implizieren, dass der Rhein sich bereits vor über 450 ka tief in die Hauptterrassen eingeschnitten hatte. Solange ein Alter der initialen Maarphase am Rodderberg von >500 ka nicht belegt werden kann, ist die rasche Verfüllung des initialen Maarkraters durch Rheinhochwässer schwer haltbar.

Durch zeitweise übersteilte Kraterländer, Klimaänderungen, wie auch Erdbeben kann es zu gravitativen und hangaquatischen Umlagerungen von Material aus der direkten Umgebung des Maarkraters gekommen sein, ohne dass ausreichende Belichtung der einzelnen Mineralkörner und (vollständige) Nullstellung des Lumineszenzsignals erfolgte. Dann würde sich ein Teil der bisher erbohrten Sedimentfüllung des Kraters aus älteren, gravitativ umgelagerten Sedimenten rekrutieren. Es müsste aber phasenweise auch zu datierbarer (Weichsel-) Lösssedimentation gekommen sein, die möglicherweise aufgrund des großen Beprobungsabstandes bisher nicht nachgewiesen werden konnte. Die TL- bzw. IRSL-datierbare Probe aus 50 m Tiefe unterstützt diese These zwischenzeitlicher, ruhiger Sedimentation.

Aufgrund dieser Überlegungen ließe sich vermuten, dass die Forschungsbohrung Rodderberg 1 im Bereich des teilweise mit umgelagerten Sedimenten verfüllten Maarkraters abgeteufelt wurde. Eine Bestätigung dieser Vermutung hätte Konsequenzen für die Chronostratigraphie der Kraterfüllung.

Andere Interpretationsansätze der Landschaftsgeschichte des Rodderberg-Vulkankomplexes sollen damit nicht verdrängt werden. Sie müssten aber glaubhaft erklären können, warum

- a) IRSL-/OSL-Altersinversionen bzw. -Sättigungserscheinungen im Kern Rodderberg I vorhanden sind,
- b) tertiäre bis mittelpleistozäne Taxa akzessorisch im Pollenspektrum des Kerns auftreten, und

c) der Kernbereich zwischen 0,8 und 14,8 m entkalkt ist.

Die oft beobachtete Umlagerung älteren Pollens erscheint dabei am wenigsten problematisch. Ein zunächst zu favorisierendes Szenario, welches weitgehend ruhige und ungestörte Sedimentation auch der oberen 36 m des Kerninhaltes annimmt, kann nur restlos überzeugen, wenn eine nachvollziehbare Erklärung des untypischen Lumineszenz-Verhaltens der bisher aus diesem Bereich gemessenen „Löss“-Proben geliefert werden kann. Die bisher in weichselzeitlichen Lössen Mitteleuropas nicht beobachtete enorme Entkalkungstiefe (mit geringem vielleicht sekundärem Carbonatgehalt von 1,7% bei 0,8 m) bei primären Carbonatgehalten bis zu 18% stellt ebenfalls eine Herausforderung an die Forschung dar, wenn das Szenario weitgehend ruhiger ungestörter Sedimentation bestätigt werden soll. Allerdings treten unter Dellen im Löss-Plateau von Titel (Vojvodina, Serbien) unter weitaus trockenerem Klima als am Rodderberg Entkalkungstiefen im Dekameterbereich auf, für die besondere hydrologische Bedingungen verantwortlich gemacht werden (ZEEDEN ET AL. 2007). Die große Entkalkungstiefe im Rodderberg-Krater kann daher nicht zwangsläufig als ein Argument gegen weichselzeitlichen Lössseintrag gewertet werden, bedarf aber einer Klärung.

## 6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die bisher bestehenden Altersvorstellungen für den Kerninhalt der Forschungsbohrung Rodderberg 1 nehmen das letzte Glazial (Würm/Weichsel) und das Holozän als Ablagerungszeitraum an. Eine verlässliche chronometrische Einstufung kann bisher nicht geliefert werden. Der bis zu 200 ka umfassende Zeitraum zwischen der letzten Eruption des Rodderberg-Komplexes und den tiefsten in der Bohrung Rodderberg 3 angetroffenen Sedimenten (Mindestalter Eem) ist bisher in der Kraterfüllung nicht bekannt.

Die anhand der bisherigen Untersuchungen am Rodderberg gewonnenen Ergebnisse zeigen, dass zur weiteren Erforschung des Geoarchivs eine Intensivierung und Diversifizierung der Vorgehensweisen nötig sind. So sollten Probennahmen zur chronologischen Untersuchung in deutlich geringen Abständen erfolgen. Außerdem hat es sich als notwendig erwiesen, bei der Altersbestimmung eines Profils mehrere verschiedene Datierungsmethoden bzw. Ansätze zur Anwendung kommen zu lassen.

Einen eindeutigen Nachteil stellt bisher das Vorhandensein nur eines gekernten Bohrprofils dar. So können die Kontinuität einer Lage, sowie Störungen und Abschiebungen bzw. Gleitflächen unter Umständen nicht erkannt werden. Eine zusätzliche, tiefere Forschungsbohrung, die an einer durch flachere Vorbohrungen und weitere geophysikalische Untersuchungen festgelegten Stelle erfolgen soll, verspricht einen großen Erkenntnisgewinn. Von großer Bedeutung wäre die zweifelsfreie Identifikation des Eem-Interglazials durch paläobiologische (bes. Pollenanalyse) und isotope-geochemische Methoden. Erste Hinweise darauf liegen aus der Untersuchung des Bohrgutes vom Frühjahr 2008 im Abschnitt zwischen 55 m und 69 m vor (LITT, frdl. Mitt. 2009).

Wissenschaftlich korrekte Arbeit und Interpretation ist nur durch die Anwendung chronologischer Untersuchungen in Kombination mit stratigraphischen Überlegungen, bodenkundlichen und sedimentologischen Befunden und weiteren

Proxy-Daten, sowie durch Vergleich mit anderen gut untersuchten Geoarchiven, also einen möglichst komplexen Methodenverbund („Multi-Proxy-Ansatz“), möglich.

Durch weitere Lumineszenzdatierungen sowie <sup>14</sup>C-Datierungen an den Seesedimenten des Kraters sollten die im Rahmen der erfolgten Untersuchungen aufgetretenen IRSL-Altersinversionen bzw. -überschätzungen evaluiert werden. Dabei sollte sichergestellt werden, ob es sich im Bereich von 6–55 m um eine mehr oder weniger störungsfreie Sedimentation handelt, die Voraussetzung für eine weitere detaillierte Untersuchung mit Proxydaten ist. Unerlässlich sind aber auch Grundlagenuntersuchungen zu den Lumineszenzeigenschaften der Kratersedimente mit dem Ziel der Überprüfung ihrer grundsätzlichen Eignung zur Lumineszenzdatierung.

Als Voraussetzungen für eine optimierte Positionierung einer weiteren, tieferen Forschungsbohrung im Krater werden detaillierte Voruntersuchungen zur Geomorphologie des Kraters, weitere geophysikalische Voruntersuchungen der Kraterfüllung und ggfs. flachere Vorbohrungen in randlichen Bereichen des Kraterbodens zur Identifizierung von Rutschmassen angesehen. Großenteils liegen entsprechende Voruntersuchungen inzwischen vor (BINOT, frdl. mündl. Mitt.), detaillierte geomorphologische Untersuchungen des inneren Kraterandes oberhalb des heutigen Kraterbodens im Hinblick auf Deckschichten und eventuelle Abrissnischen bleiben aber wünschenswert.

Die Berücksichtigung der hier genannten Kriterien und Aufgaben sehen wir als unbedingte Voraussetzung an, die Kratersedimente des Rodderbergs als regional und überregional höchst bedeutendes Archiv der Klima- und Umweltentwicklung in den letzten 200 bis 300 ka zu erschließen und Fehlschlüsse zu vermeiden.

## 7 Danksagung

Der Geologische Dienst NRW führte die Bohrung Rodderberg 1, das LIAG weitere Schneckenbohrungen im Jahre 2008 durch. Die Messungen der magnetischen Suszeptibilität sowie die farbspektrometrischen Untersuchungen am Kern Rodderberg 1 wurden vom GD NRW in Auftrag gegeben und von U. Hambach durchgeführt. Wir danken der Leitung des GD, namentlich Herrn Prof. Dr. J. Klostermann, diese Daten verwenden zu dürfen. Die Autoren danken herzlich Dipl.-Geol. Franz Binot (LIAG) für Informationen zum Bohrkern Rodderberg 3 und Prof. Dr. Th. Litt, Bonn, für eine Mitteilung (01.07.09) über interglazialen Pollen im untersten Teil der Bohrung Rodderberg 3.

## 8 Literatur

- ANTOINE, P., ROUSSEAU, D.D., ZÖLLER, L., LANG, A., MUNAUT, A.V., HATTÉ, C. & FONTUGNE, M. (2001): High resolution record of the last interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area Germany. – *Quaternary International*, 76–77: 211–229.
- BARTELS, G. & HARD, G. (1973a): Rodderbergtuff im Rheinischen Quartärprofil. Zur zeitlichen Stellung des Rodderberg-Vulkanismus. – *Catena*, 1: 31–56.
- BARTELS, G. & HARD, G. (1973b): Zur Datierung des Rodderbergs bei Bonn-Decheniana, 126: 367–376.
- BARTELS, G. (1996): Rodderberg und Siebengebirge – Vulkanismus und Naturschutz. Exkursionsführer der Geographischen Institute der Universität Bonn: 133–150, Bonn.
- BASSINOT, F.C., LABEYRIE, L.D., VINCENT, E., QUIDELLEUR, X., SHACKLETON, N.J. & LANCELOT, Y. (1994): The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. – *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 91–108.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten D, Bd.1, 296 S., Frankfurt.
- BLANCHARD, H. (2002): Neue Erkenntnisse zur Eruptions- und Landschaftsgeschichte des Rodderberges. – Dipl.-Arbeit, Geographisches Institut, Bonn (unveröffentlicht).
- Bodenkarte 1:50.000, Blatt L5208 Bonn. Mit Erläuterungen. LVA NRW, 1992.
- BÖHM, H. (1964): Eine Klimakarte der Rheinlande. – *Erdkunde*, 18: 202–206, Bonn.
- BOENIGK, W. & FECHEN M. (2006): The Pliocene and Quaternary fluvial archives of the Rhine system. – *Quaternary Science Reviews*, 25: 550–574.
- BOGAARD, P. v. D. & SCHMINCKE, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. – In: Schirmer, W. (Hrsg.), *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*. Deuqua-Führer 1: 166–190, Hannover (DEUQUA).
- CASPERS, G. (1997): Die eem- und weichselzeitliche Hohlform von Groß Todtshorn (Kr. Harburg; Niedersachsen) – Geologische und palynologische Untersuchungen zu Vegetation und Klimaverlauf der letzten Kaltzeit. – In: Freund, H. & Caspers, H. (Hrsg.) 1997: *Vegetation und Paläoklima der Weichsel-Kaltzeit im nördlichen Mitteleuropa – Ergebnisse paläobotanischer, -faunistischer und geologischer Untersuchungen*. – Schriftenreihe Deutsche Geologische Gesellschaft, H. 4: 7–59.; Hannover.
- DIEKRÜGER, B.; GLADE, T. (2000): Einführung in bodenphysikalische, bodenmechanische, bodenchemische und hydrologische Labortechniken der Physischen Geographie. – Praxisorientierte Skriptenreihe zu Feld- und Labormethoden der Physischen Geographie. Bonn.
- ERDTMAN, G. (1969): *Handbook of Palynology*. – 486 S.; Copenhagen (Munksgaard).
- FISCHER, S. (2004): Würmlöß-Stratigraphie und Tephrochronologie zur Erschließung problematischer Geoarchive in Kratern – dargestellt am Beispiel des Rodderbergs bei Bonn. – Dipl.-Arb. Geographisches Institut, Bonn (unveröffentlicht).
- FUCHS, M. (2001): Die OSL-Datierung von Archäosedimenten zur Rekonstruktion anthropogen bedingter Sedimentumlagerung. Geoarchäologische Untersuchungen im Becken von Phlious, NE-Peloponnes, Griechenland. – 179 S.; Stuttgart (ibidem).
- FÜLLNER, K., A. SKOWRONEK & N. GÜNSTER (2005): Zur Rubefizierung jungquartärer Böden und Bodensedimente auf den Balearen (Ibiza, Mallorca, Menorca) – Mitt. DBG, 107: 317–318.
- Geologische Karte 1:25.000, Blatt 5309 Königswinter. Mit Erläuterungen. GLA NRW, 1995.
- GÜNSTER, N. & SKOWRONEK, A. (2001): Quaternary climatic changes as a controlling factor of rubefication in mediterranean red soils of the Balearic Islands. (unveröffentlichtes Skript)
- HAMBACH, U. (2001): Bericht zur gesteinsmagnetisch/sedimentologischen Bearbeitung des Kernmaterials der Forschungsbohrung Rodderberg I (55 m Kern). Bericht an das GLA NRW (unveröffentlicht).
- HAMBACH, U., ROLF, C. & SCHNEPP, E. (2008): Magnetic dating of Quaternary sediments, volcanites and archaeological materials: an overview. – *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal*, 57/1–2: 25–51.
- HOSELMANN, C. (1996): Der Hauptterrassenkomplex am unteren Mittelrhein. – *Zeitschrift Deutsche Geologische Gesellschaft*, 147: 481–497.
- KADEREIT, A. (2002): IR-OSL-datierte Kolluvien als Archive zur Rekonstruktion anthropogen bedingter Landschaftsveränderungen. Das Fallbeispiel Bretten-Bauerbach. – 263 S.; Stuttgart (ibidem).
- KÖHN, M. (1929): Korngrößenbestimmung mittels Pipettanalyse. – *Tonindustrie Zeitung*, 1:729–731.
- KÖHNE, S. (2002): Sedimentologische und paläopedologische Analysen an einem Sedimentbohrkern aus dem Rodderbergkrater bei Bonn und ihre klimastratigraphische Interpretation. – Dipl.-Arbeit Geographisches Institut, Bonn (unveröffentlicht).
- LANG, A. (1996): Die Infrarot-Stimulierte-Lumineszenz als Datierungsmethode für holozäne Lössderivate. – *Heidelberger Geographische Arbeiten* 103, 137 S.; Heidelberg.
- LANG, A. & ZOLITSCHKA, B. (2001): Optical dating of annually laminated lake sediments A test case from Holzmaar/Germany. – *Quaternary Science Reviews*, 20: 737–742
- LIPPOLT, H.J., FUHRMANN, U. & HRADETZKY, H. (1986): <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age determinations on sanidines of the Eifel Volcanic Field (Federal Republic of Germany): Constraints on age and duration of a Middle Pleistocene cold period. – *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 59: 187–204.

- MENKE, B. & TYNNI, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. – *Geol. Jb., A* 76: 120 S.; Hannover.
- MEYER, W. & STETS, J. (1998): Junge Tektonik im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Quantifizierung. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 149: 359–379
- PAULICK, H., EWEN, C., BLANCHARD, H. & ZÖLLER, L. (2009): The Middle-Pleistocene (~300 ka) Rodderberg maar-scoria cone volcanic complex (Bonn, Germany): eruptive history, geochemistry, and thermoluminescence dating. – *International Journal Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 98: 1879–1899.
- PREUSSER F., DEGERING D., FUCHS M., HILGERS A., KADEREIT A., KLASSEN N., KRIBETSCHKE, M., RICHTER, D. & SPENCER, J.Q.D. (2008): Luminescence dating: basics, methods and application. – *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal*, 57: 95–149.
- REMY, H. (1960): Die zeitliche Stellung der Rodderbergtuffe im Rheinischen Löss.- *Decheniana*, 112: 271–278.
- ROBERTS H.M. (2008): The development and application of luminescence dating to loess deposits: a perspective on the past, present and future. *Boreas*, 37: 483–507.
- RICHTER, M. (1942): Geologie des Rodderberges südlich von Bonn.- *Decheniana* 101AB: 1–24.
- SCHIRMER, W. (Hrsg.) (1990): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. *Deuqua-Führer* 1, 295 S.; Hannover (DEUQUA).
- SCHIRMER, W. (1994): Der Mittelrhein im Blickpunkt der Rheingeschichte. – In: Koenigswald, W. v. & Meyer, W. (Hrsg.): *Erdgeschichte im Rheinland*. – 240 S.; München (Pfeil).
- SCHIRMER, W. (2000): Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löss. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 50: 25–49, Hannover.
- SCHIRMER, W. (2010): Interglacial complex and solcomplex. – *Central European Journal Geosciences* 2(1): 32–40.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): *Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere für Land- und Forstwirte und für Geowissenschaftler*. – 295 S.; Berlin (Blackwell).
- SEMMELE, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. – *Notizblatt Hessisches Landes-Amt Bodenforschung*, 95: 104–108, Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1989): The importance of loess in the interpretation of geomorphological processes and for dating in the Federal Republic of Germany. – in: F. Ahnert (ed.), *Landforms and landform evolution in West Germany*, *Catena Suppl.*, 15: 179–188.
- SKOWRONEK, A., KRUPP & O. NESTROY (2007): Zur Klima- und Standortindikation rubefizierter neogener und quartärer (Paläo-)Böden in Österreich. – *Mitteilungen DBG*, 110: 533–534.
- SMYKATZ-KLOSS, B. (2003): Die Lössvorkommen des Pleiser Hügellandes bei Bonn und von Neustad/Wied sowie der Picardie.- 329 S.; Dissertation Math.-Nat. Fak., Univ. Bonn.
- WAGNER, G.A. (1995): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten. – 227 S.; Stuttgart (Enke).
- WAGNER, G.A. (1998): *Age Determination of Young Rocks and Artifacts*.- 466 S.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- ZEEDEEN, C., HARK, M., HAMBACH, U.; MARKOVIĆ, S.B., & ZÖLLER, L. (2007): Depressions on the Titel Loess Plateau: Form – Pattern – Genesis.- *Geographica Pannonica*, 11/2007: 4–8.
- ZÖLLER, L. (1989): Geomorphologische und geologische Interpretation von Thermolumineszenz- Daten. – *Bayreuther Geowissenschaftlich Arbeiten*, 14: 103–112, Bayreuth.
- ZÖLLER, L., OCHES, E. A. & MCCOY, W. D. (1994): Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. – *Quaternary Science Reviews*, 13: 465–472.
- ZÖLLER, L. & SEMMELE, A. (2001): 175 years of loess research in Germany – long records and „unconformities“. – *Earth Science Reviews*, 54: 19–28.
- ZÖLLER, L. & BLANCHARD, H. (2009): The partial heat – longest plateau technique: Testing TL dating of Middle and Upper Quaternary volcanic eruptions in the Eifel Area, Germany. – *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal*, 58: 86–106.

*Internetquellen:*

- [http://www2.bonn.de/statistik\\_wahlen/dl/klima/Temperaturen\\_Extrema\\_1895.pdf](http://www2.bonn.de/statistik_wahlen/dl/klima/Temperaturen_Extrema_1895.pdf), letzter Zugriff 9.12.2009
- [http://www2.bonn.de/statistik\\_wahlen/dl/klima/Regen\\_Mittel\\_extrema\\_1848.pdf](http://www2.bonn.de/statistik_wahlen/dl/klima/Regen_Mittel_extrema_1848.pdf), letzter Zugriff 9.12.2009

# Relation of loess units and prehistoric find density in the Garzweiler open-cast mine, Lower Rhine

Holger Kels, Wolfgang Schirmer

## Abstract:

Based on a detailed loess stratigraphy in the loess plateau of the western Lower Rhine a statistical investigation budgets the shares of the main loess units from a wall area of 11,000 square meters. Therein the Brabant Loess (younger Late Würmian Pleniglacial, MIS 2) occupies 45%, nearly half of the preserved loess budget, the Hesbaye Loess (older Late Würmian Pleniglacial, MIS 2) about 5%. A quarter of the whole loess budget (25%) attributes to the Keldach Loess (Early Würmian Pleniglacial, MIS 4), only a small share (1,5%) to the Rheingau Loess (MIS 5). The pre-Eemian loesses take the last quarter (24%) of the whole preserved loess mass.

A statistical search for prehistoric finds recovered during prospections yielded 131 Palaeolithic bones and artefacts that could be assigned to the detailed stratigraphy. The bulk of the finds belongs to two periods, MIS 4 and MIS 2 – remarkably to two cold periods. The lack of interglacial finds such as known from the surroundings of this loess plateau are due to strong periglacial denudation processes on the loess plateau. The present finds testify local hunting activity during wet periods of MIS 4 for the first time within this area. Whether the finds from MIS 2 are autochthonous or reworked from older strata is still open.

## [Beziehung zwischen Lössseinheiten und Dichte prähistorischer Funde im Tagebau Garzweiler, Niederrhein]

## Kurzfassung:

Auf der Basis einer detaillierten Lössstratigraphie wurden auf dem Lössplateau des westlichen Niederrheins von einer Abbauwandgesamtfläche von 11.000 qm die Anteile der wichtigsten Lössseinheiten berechnet. Darin nimmt der Brabant-Löss (spätes Jüngeres Hochwürm, MIS 2) 45% Anteil ein, also nahezu die Hälfte des vorhandenen Lösses, der Hesbaye-Löss (frühes Jüngeres Hochwürm, MIS 2) etwa 5%. Ein Viertel des Lösses (25%) geht an den Keldach-Löss (Älteres Hochwürm, MIS 4), nur wenig (1,5%) an den Rheingau-Löss (MIS 5). Dem Prä-Eem-Löss gehört das letzte Viertel (24%) des gesamten Lösses.

Eine statistische Suche nach prähistorischen Funden erbrachte 131 paläolithische Knochen und Artefakte, die stratigraphisch genau zugeordnet werden konnten. Die Hauptmasse der Funde gehört den beiden Stadien MIS 4 und MIS 2 an – bemerkenswerterweise zwei kalten Perioden. Das Fehlen interglazialer Funde – solche sind vom übrigen Lössplateau durchaus bekannt – wird der starken periglazialen Abtragung und Einebnung in Plateauposition zugeschrieben. Die vorliegenden Funde belegen erstmals lokale Jagdaktivität während feuchter Perioden im Stadium MIS 4. Ob die Funde aus dem MIS 2 autochthon sind oder aus älteren Schichten aufgearbeitet wurden, muss offen bleiben.

## Keywords:

Lower Rhine, loess budget, prehistoric finds, MIS 4, MIS 2

**Addresses of authors:** H. Kels, Geographisches Institut RWTH Aachen Universität, Templergraben 55, 52056 Aachen, Germany. E-Mail: holger.kels@geo.rwth-aachen.de; W. Schirmer, 91320 Wolkenstein 24, Germany. E-Mail: schirmer@uni-duesseldorf.de

## 1 Stratigraphic background

In the Lower Rhine area a new and detailed loess-soil stratigraphy was elaborated by SCHIRMER (2000a, b, 2002a, b, 2006) (Fig. 1). The essentials of this new stratigraphy are: 1) A high amount of individual lithologic and stratigraphic members. 2) Interglacials solely occur as interglacial complexes, as bundles of fossil soils. Each interglacial complex embraces more than one luvisol, and in addition interstadial soils. 3) MIS 3 is represented by a complex of at least eight interstadial calcaric cambisols. This complex is genetically interpreted as an initial, unfinished interglacial complex (SCHIRMER 2002c). 4) Between the interglacial complexes are thick loess units during which enormous relief transformation took place (euglacial). 5) The warm phases of an interglacial complex are separated by short glacial events (breviglacial) during which minor relief transformation took place. 6) Several distinct discordances within the loess cover vary the local preservation of the complete stratigraphy.

## 2 Aim, study area and methods

As the loess substratum is known for its excellent preservation of prehistoric finds the question arose, which is the statistical rate of prehistoric finds preserved by the different loess layers and fossil soils.

As the interglacial soil complexes embrace nearly the same time span as the euglacials separating them, it was expected, that the interglacial complexes would render a higher find quantity than the euglacial units – quite apart from the fact of better living conditions during warmer periods (SCHIRMER 2006: 84). This conception was also based on the statistical find quantity of glacial and interglacial finds known from the Rhineland up to now (cf. BOSINSKI 1995).

As proper place for such a statistical analysis the Garzweiler open-cast mine was selected with its exposed walls up to 6 km in length and a loess cover with an average height of 8.7 m (Figs. 2–4). The investigation was carried out in a joint project of the Geological Department of

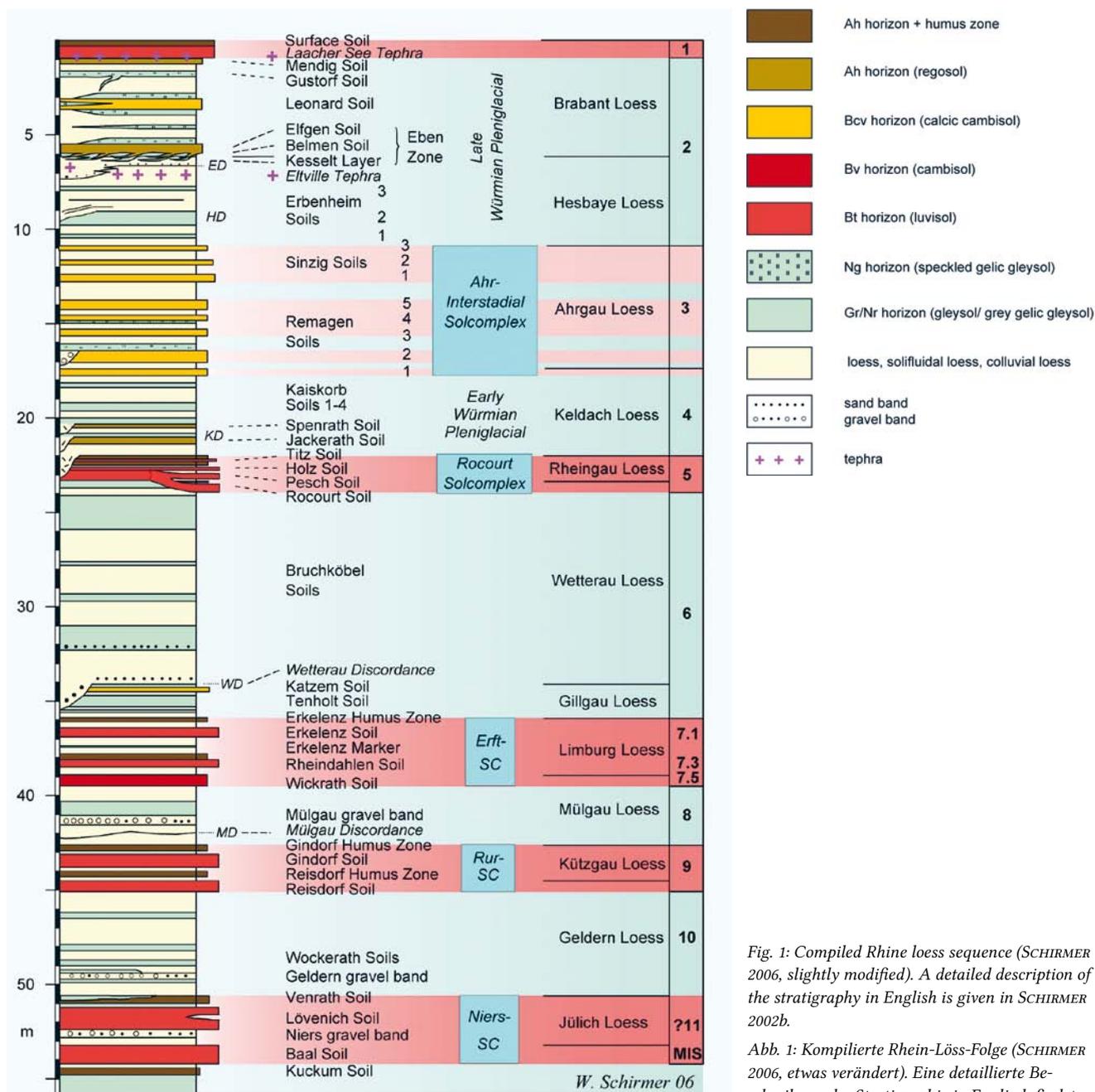


Fig. 1: Compiled Rhine loess sequence (SCHIRMER 2006, slightly modified). A detailed description of the stratigraphy in English is given in SCHIRMER 2002b.

Abb. 1: Kompilierte Rhein-Löss-Folge (SCHIRMER 2006, etwas verändert). Eine detaillierte Beschreibung der Stratigraphie in English findet sich in SCHIRMER 2002b.

the Heinrich Heine University of Düsseldorf (W. SCHIRMER and H. KELS) and the Institute of Prehistoric Archaeology of the University of Cologne (J. RICHTER, T. UTHMEIER, U. BÖHNER) supported by the APA project (“Archäologische Prospektion der Abbaukanten”, archaeological prospection of the mining walls) of the “Stiftung Archäologie im Rheinischen Braunkohlenrevier”.

The geological part was to recognize and subdivide the different loess units and their stratigraphic attribution by drawings of long wall sections with a total length of 1,6 km (SCHIRMER 1999, SCHIRMER & KELS 2002, SCHIRMER & KELS 2006, KELS 2007). The archaeological part was to investigate these walls in vertical 1 m wide strips in distances of about 10 meters looking there for prehistoric finds (BÖHNER & UTHMEIER 2000, UTHMEIER 2006: 280).

Within the years 1998–2001 a variety of geological docu-

mentations was made in the loess cover beds of this mine. Through three years T. UTHMEIER, U. BÖHNER and H. KELS yielded numerous finds of Palaeolithic artefacts and bones from the Garzweiler loess wall. 131 of them could be assigned to the local loess stratigraphy by W. SCHIRMER and H. KELS. An example of a loess wall section is shown in Figs. 3 and 4.

### 3 Shares of loess units and prehistoric finds

#### 3.1 Shares of loess units composing the western Lower Rhine plateau

Within the open-cast mine Garzweiler several loess walls were drawn and stratigraphically analysed. Tab. 1 presents a statistical budgeting of wall areas with a total of over

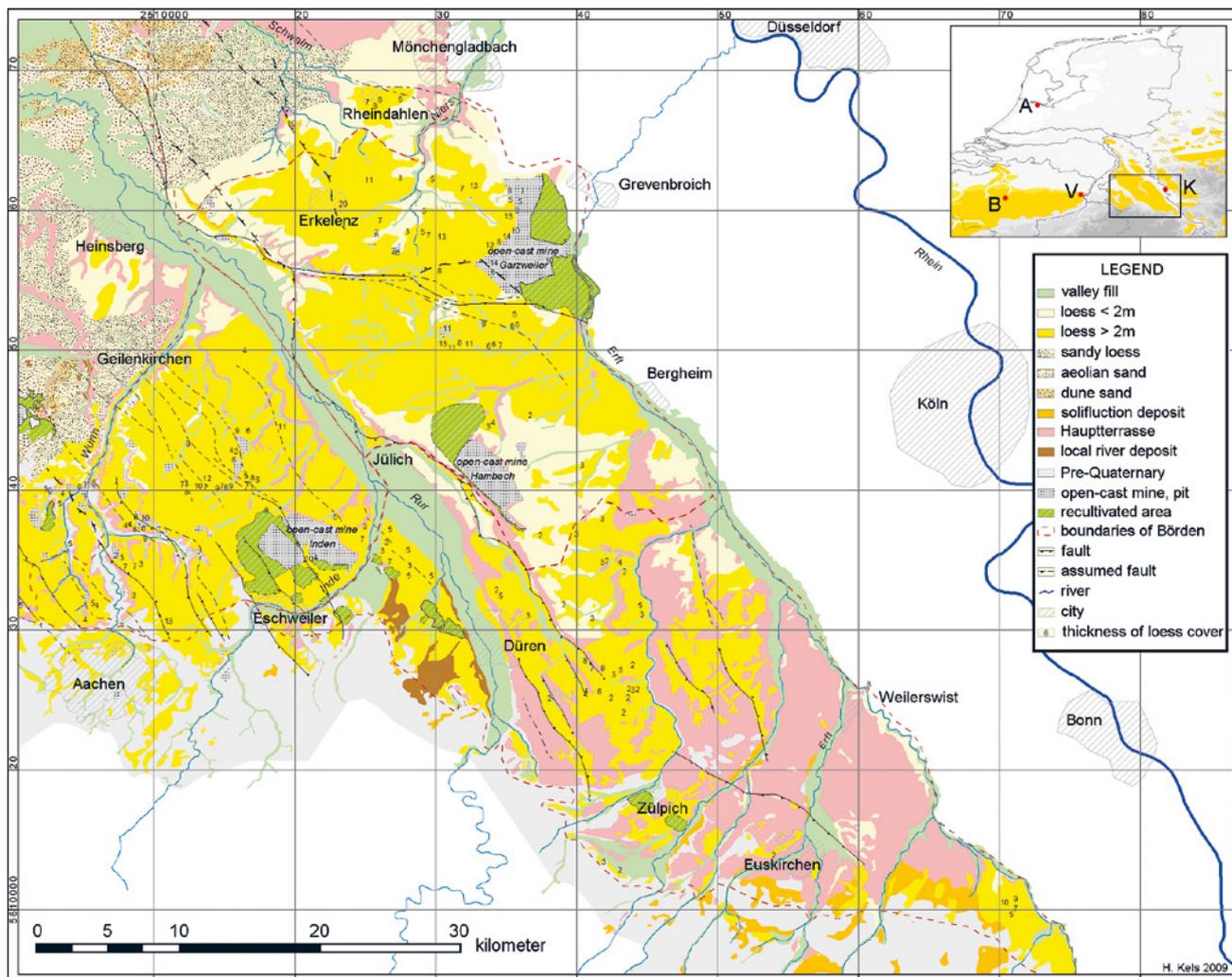


Fig. 2: Map of the loess plateau of the western Lower Rhine Basin (KELS 2007: Fig. 35; slightly modified). The inset map uses the European loess map (HAASE et al. 2007). A = Amsterdam, B = Brüssel, K = Köln, V = Veldwezelt.

Abb. 2: Karte des Lössplateaus des westlichen Niederrheins (KELS 2007: Abb. 35; leicht verändert). Die eingefügte Übersichtskarte wurde der Europäischen Lösskarte entnommen (HAASE et al. 2007). A = Amsterdam, B = Brüssel, K = Köln, V = Veldwezelt.

0.1 square kilometers. Therein the pre-Eemian loess covers a quarter (24%) of the whole wall area. The bulk of it belongs to the Wetterau Loess (SCHIRMER 2002a: 16) that represents the penultimate glaciation (MIS 6). 1.5% of the wall area takes the Rheingau-Loess (MIS 5). This thin loess unit is often eroded by the Keldach Discordance or younger discordances. The following Keldach Loess (corresponding to Early Würmian (Weichselian) Pleniglacial, MIS 4) takes 25% of the wall area. It exhibits two humic regosols, the Jackerath and Spenrath Soil, and four grey gelic gleysols, the Kaiskorb Soils 1–4. The two regosols proof that this first peak of the last glaciation was less cold than presumed before (SCHIRMER 2000b: 45). A following unconformity veiling the Ahr Interstadial Solcomplex (corresponding to MIS 3) and the main part of the Hesbaye Loess (corresponding to early MIS 2) was caused by the Eben Discordance (SCHIRMER 2003b). Thus, for the Ahr Interstadial Solcomplex only 0.01% of the wall area remain. A reworking product of the Eben Discordance is the Kesselt Layer, the uppermost part of the Hesbaye Loess (older Late Würmian Pleniglacial, MIS 2) that takes 5% of the wall area. It is followed by the Brabant Loess representing the younger Late

Würmian Pleniglacial, MIS 2 – the youngest loess with a wall area of 45%.

### 3.2 Shares of prehistoric finds within the different loess units

The stratigraphical distribution of the prehistoric finds in the Garzweiler open-cast mine was extremely surprising. Judging from the finds prior to our study made in the Lower Rhine loess plateau a prevalence of finds from the fossil soil clusters (Fig. 1) within the loess pile was expected. However, our statistical approach (Tab. 1) showed quite different results (KELS & SCHIRMER 2006a, b) (Tab. 2):

- Only a few finds are from the Pre-Eemian loess which covers a quarter of the complete loess mass. Likewise the Rocourt Solcomplex = MIS 5 was free of prehistoric finds.
- The first cold maximum of the Last Glacial (MIS 4) is represented by the Keldach Loess. Surprisingly half of all finds was yielded here (Fig. 5). Therein the finds are common in all horizons with a distinct concentration to its deeper part.
- The Ahrgau Loess (MIS 3) only sparsely preserved was free of finds.



Fig. 3: Garzweiler open-cast mine. Loess wall section with the Rocourt solcomplex (Ro, red and dark brown), there incised colluvial Keldach Loess (light grey), and the small Kesselt Layer (Ke, yellow brown) (Hesbaye Loess) unconformably covering both older units, covered by Brabant Loess up to the top. At its base the brown Elfgen Soil (El), below the dark brown surface soil the slight brown fossil Leonard Soil (Le). Meter stick is 2 m long (KELS 2007: 140). Compare the associated drawing in Fig. 4.

Abb. 3: Tagebau Garzweiler. Abschnitt der Lösswand mit dem Rocourt Solkomplex (Ro, rot und dunkelbraun), darin eingeschnitten der verspülte Keldach Loess (hellgrau), und die geringmächtige Kesselt Lage (gelbbraun, Hesbaye-Löss), welche beide älteren Einheiten diskordant schneidet und bis zur Geländeoberkante durch den Brabant-Löss abgedeckt wird. An dessen Basis befindet sich der braune Elfgen-Boden (El), unterhalb des dunkelbraunen Oberflächenbodens der hellbraune Leonard-Boden (Le). Länge des Maßstabs: 2 m (KELS 2007: 140). Vergleiche hierzu auch die zugehörigen Zeichnung Abb. 4.

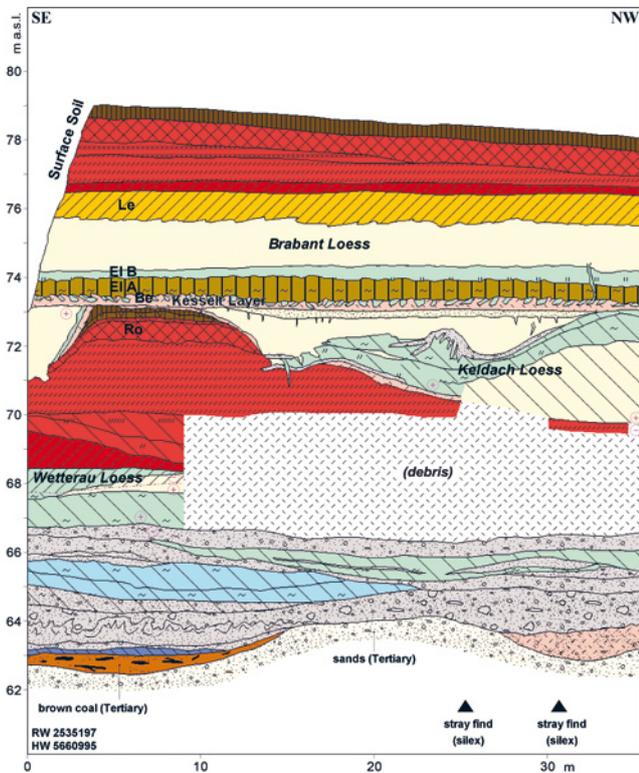


Fig. 4: Garzweiler open-cast mine. Loess section (KELS 2007: 200, meter 0–35, slightly modified). Le = Leonard Soil, El = Elfgen Soil (A/B), Be = Belmen Soil, Ke = Kesselt Layer, Ro = Rocourt Soil.

Abb. 4: Tagebau Garzweiler. Abschnitt der Lösswand (KELS 2007: 200, Meter 0–35, leicht verändert). Le = Leonard-Boden, El = Elfgen-Boden (A/B), Be = Belmen-Boden, Ro = Rocourt-Boden.

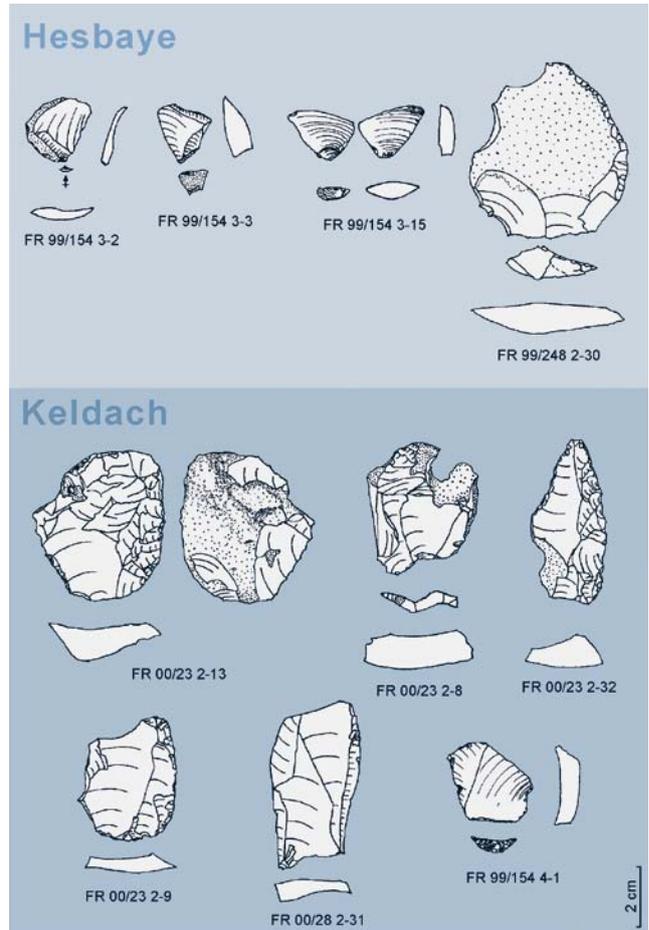


Fig. 5: Variety of Paleolithic stone tools from Keldach Loess (MIS 4) and Hesbaye Loess (MIS 2) excavated during the APA project from the Garzweiler open-cast mine (stone tool drawings from BÖHNER 2000).

Abb. 5: Bandbreite paläolithischer Steingeräte aus dem Keldach-Loess (MIS 4) und Hesbaye Loess (MIS 2), geborgen während des APA-Projekts im Tagebau Garzweiler (Zeichnungen der Steingeräte aus BÖHNER 2000).

- On the other hand, the very thin preserved uppermost Hesbaye Loess (lower MIS 2) representing the mature stage of the second cold maximum of the Last Glaciation yielded the other half of all finds in Garzweiler (Fig. 5).

- Unlike this, the Brabant Loess (upper MIS 2) deposited since the maximum of the Last Glacial did not deliver one single find, although this unit is widely preserved in its full thickness and comprises nearly the half of the whole loess cover of the examined walls.

#### 4 Discussion

We interpret the find distribution as follows:

- The lack of Pre-Eemian finds may be due to the lack of the Erft Solcomplex along this wall. In Rheindahlen, this soil complex yielded a lot of finds (SCHIRMER 2002b, find compilation in IKINGER 2002). The Rocourt Solcomplex (MIS 5) was exposed over longer distances, but delivered no prehistoric finds. This may be due to local conditions. Other localities as Veldwezelt on the Maas river show rich find assemblages therein (GULLENTOPS & MEIJS 2002).

- The Keldach Loess – representing the Early Würmian maximum period – was exposed in a quantity as much as the whole pre-Eemian loess. Its find assemblage is unique for

Tab.1: Shares of the different loess units in the Garzweiler open-cast mine taken from 12 wall drawings (improved calculations compared to KEIS 2007: Tab. 7).

Tab.1: Anteile verschiedener Lössseinheiten des Tagebaus Garzweiler, aus 12 Wandzeichnungen entnommen.

wall drawing no.	Holocene [m²]	average thickness [m]	Brabant Loess [MIS 2] [m²]	average thickness [m]	Hesbaye Loess [MIS 2] [m²]	average thickness [m]	Ahrhau Loess [MIS 3] [m²]	average thickness [m]	Keldach Loess [MIS 4] [m²]	average thickness [m]	Rheingau Loess [MIS 5] [m²]	average thickness [m]	Pre-Femian [m²]	average thickness [m]	total [m²]	minimum loess thickness [m]	maximum loess thickness [m]	average total thickness [m]	wall length [m]
Wz 1-1 [FR 99/14-1]	-	-	371,88	4,36	40,62	0,53	-	59,96	1,54	0,16	3,04	0,16	301,48	3,97	776,98	9,66	10,56	10,22	76
Wz 1-2 [FR 99/14-2]	-	-	463,02	5,70	30,10	0,40	-	102,30	2,04	0,60	27,60	0,60	-	2,91	623,02	10,57	11,22	8,20	76
Wz 2-1 [FR 99/154-1]	-	-	128,22	2,47	29,24	0,73	-	182,52	4,56	-	-	-	-	-	339,98	8,17	8,52	8,50	40
Wz 2-2 [FR 99/154-2]	7,70	0,53	268,07	2,91	46,95	0,62	-	290,32	3,82	-	-	-	-	-	613,04	7,71	8,51	8,07	76
Wz 3-1 [FR 99/173-1] *	175,38	2,31	152,32	1,61	30,00	0,39	-	16,52	1,31	-	-	-	69,98	0,92	444,20	4,76	6,36	5,84	76
Wz 3-2 [FR 99/173-2]	6,94	0,45	203,04	2,90	26,34	0,43	-	61,96	1,63	0,22	8,93	0,22	104,54	1,71	411,75	6,37	6,92	6,75	61
Wz 4-1 [FR 99/248-1]	-	-	372,76	4,06	64,26	0,85	-	51,66	0,76	0,31	19,52	0,31	94,28	1,24	602,48	6,17	9,22	7,93	76
Wz 5-1 [FR 00/23-1-1]	-	-	240,74	2,85	24,14	0,32	-	376,56	4,95	-	-	-	178,22	2,35	819,66	10,21	10,91	10,79	76
Wz 5-2 [FR 00/23-1-2]	-	-	165,04	2,60	22,04	0,40	-	301,64	5,48	-	-	-	103,42	1,88	592,14	10,40	10,90	10,77	55
Wz 6 [FR 00/23-2]	-	-	287,48	3,60	13,82	0,18	-	125,88	2,03	0,51	32,06	0,51	239,58	3,15	698,82	8,80	9,25	9,20	76
Wz 7-1 [FR 00/28-1]	-	-	150,88	1,85	10,40	0,14	-	129,27	3,40	1,34	51,04	1,34	134,70	3,54	476,29	12,43	12,88	12,53	38
Wz 7-2 [FR 00/28-2]	-	-	156,59	1,75	23,28	0,31	-	167,81	4,67	0,84	10,99	0,84	101,09	2,66	459,76	11,82	12,62	12,10	38
Wz 7-3 [FR 00/28-3]	-	-	157,51	1,93	10,99	0,14	1,21	229,72	6,05	-	-	-	56,38	1,48	455,81	11,87	12,17	12,00	38
Wz 8-1 [FR 00/34-6-1]	30,52	1,60	39,15	1,81	4,74	0,28	-	13,97	0,74	-	-	-	-	-	88,38	4,80	4,50	4,65	19
Wz 8-2 [FR 00/34-6-2]	12,18	1,11	28,64	2,06	5,96	0,54	-	7,08	0,64	-	-	-	-	-	53,86	4,74	4,99	4,90	11
Wz 9-1 [FR 00/34-9-1]	-	-	432,44	5,27	31,84	0,42	-	177,10	2,33	-	-	-	302,94	3,99	944,32	11,71	13,06	12,43	76
Wz 9-2 [FR 00/34-9-2]	-	-	472,74	5,84	28,78	0,38	-	347,70	4,58	-	-	-	330,08	4,34	1179,30	13,70	16,25	15,52	76
Wz 10-1 [FR 01/1-1] *	127,58	1,70	253,50	2,77	42,64	0,57	35,18	88,99	1,21	0,92	-	-	11,04	0,43	558,93	4,11	10,61	7,35	76
Wz 10-2 [FR 01/1-2] *	-	-	463,66	5,61	37,08	0,49	8,54	138,82	2,26	0,56	-	-	10,92	0,51	659,02	6,25	10,40	8,67	76
Wz 10-3 [FR 01/1-3]	-	-	422,58	5,26	22,88	0,30	-	20,70	0,83	0,43	4,48	0,43	256,10	3,37	726,74	6,03	14,38	9,56	76
Wz 11-1 [FR 01/2-1] *	32,56	1,09	329,14	3,92	31,20	0,41	-	173,46	2,32	0,06	3,20	0,32	384,82	5,06	954,38	10,73	14,48	12,56	76
Wz 11-2 [FR 01/2-2] *	295,96	3,89	270,96	3,20	27,58	0,36	-	119,04	1,57	-	-	-	11,58	0,49	725,12	8,80	10,80	9,54	76
Wz 11-3 [FR 01/2-3] *	6,00	0,54	307,76	3,85	15,24	0,20	-	67,56	1,99	0,17	2,49	0,17	-	-	399,05	3,89	9,09	5,25	76
Wz 12-1 [FR 01/3-1]	54,94	0,75	63,00	0,68	21,84	0,33	-	53,98	0,87	-	-	-	5,96	0,16	199,72	0,67	4,92	2,63	76
Wz 12-2 [FR 01/3-2]	-	-	277,82	3,49	12,90	0,17	-	25,48	0,34	-	-	-	216,30	2,85	532,50	4,28	8,93	7,01	76
Wz 12-3 [FR 01/3-3]	-	-	152,08	4,24	7,82	0,23	-	30,70	0,90	-	-	-	127,46	3,75	318,06	8,93	9,63	9,35	34
<b>total</b>	112,28		4853,68	478,94		1,21		2756,31			157,66		2552,53		10912,61				1626
<b>percental</b>	1,03%		44,48%	4,39%		0,01%		25,26%			1,44%		23,39%		100,00%				
<b>% without Holocene</b>	0,00%		44,94%	4,44%		0,01%		25,52%			1,46%		23,63%		100,00%				

Note: italics = presumably; min. & max. loess thickness rounded to 5 cm; marked by\*: wall drawings not usable for total balance

Tab. 2: Shares of both the loess units in the Garzweiler open-cast mine (from Tab. 1) and of Palaeolithic finds. (The small differences of the values given in Tab. 1 to that in KELS & SCHIRMER, 2006b are due to an improved planimetry.)

Tab. 2: Anteile der Lössseinheiten des Tagebaus Garzweiler (aus Tab. 1) und der zugeordneten paläolithischen Funde (geringe Abweichungen der Werte aus Tab. 1 zu denjenigen in KELS & SCHIRMER 2006b resultieren aus einer verbesserten Flächenberechnung).

Stratigraphy	MIS	Loess unit	Quota of wall area %	Number of finds	Quota of finds %
Late Würmian maximum 2	MIS 2	Brabant	45	0	0
Late Würmian maximum 1 Middle Würmian		Hesbaye	4	64	49
	MIS 3	Ahrgau	0,01	0	0
Early Würmian maximum	MIS 4	Keldach	25,5	66	50
Rhein Interglacial Complex	MIS 5	Rheingau	1,5	0	0
Pre-Eemian	MIS 6 to ?11	Pre-Eemian loess	24	?1	1
Total	-	-	100	131	100

this area. The Keldach Loess is very rich in solifluidal loess at its base. This is a widespread situation in central Europe. SEMMEL (1968: 30) named this solifluidal layer “Niedererschbacher Zone”. SCHIRMER (2003a: 49) stated that this solifluidal layer according to local morphology may represent only a thin time slice at the base of the Keldach Loess as well as a rather long period comprising the whole Keldach and parts of the overlying Ahrgau Loess. There is no need to consider redeposition of finds into the Keldach loess because from the underlying Rocourt Solcomplex no finds are registered along the walls investigated, although this Solcomplex was exposed over very long distances. In most cases, the artefacts were accompanied by mammal bones, in some cases even artificial, which supports the glacial origin of the material. The finds of the Keldach complex are situated in close connection to small stream positions. Thus, these more moisture positions of the surface environment might have attracted both animals and hunters (SCHIRMER 2005: 32).

- The Ahrgau Loess was exposed only with its basal part in one small place (see Tab. 1). Thus, there was a limited possibility for preservation of possible relics.

- It is the uppermost Hesbaye Loess represented by the Kesselt Layer that yielded 50% of all finds despite of its share of only 5% of the whole wall area. The Kesselt Layer with an age around the Late Würmian maximum (SCHIRMER 2000b: 324, 2003b: 406) is a reworked deposit following the Eben Discordance, the most striking unconformity within the Last Glacial loess of the Lower Rhine-Maas area. Both find complexes, the Keldach and the Hesbaye complex, show low distance to episodic water run off and possible concentration of finds by soil wash and soil creep (SCHIRMER 2005: 32). Thus, the finds or some of them may result from reworking of older strata. Since the material is mostly still sharp-edged and likewise bone finds do not show rounding effects only little transportation over meters or decametres is estimated. Nevertheless, the question whether the finds of the Keldach Layer are autochthonous or reworked from nearby older strata remains open.

## 5 Conclusion

When starting statistical search for prehistoric finds within the loess plateau of the western Lower Rhine area it was expected that usually the interglacial complexes would yield the bulk of finds. The 6 km long Garzweiler exposure is assessed to exhibit a rather common situation for the loess plateau. Moreover, there occur small loess localities in the Lower Rhine area within tectonical subsidence position that exhibit quite different stratigraphical sections from that exposed in the Garzweiler exposure. These localities are, for example, the brickyards of Erkelenz (SCHIRMER 2002a) and Rheindahlen (SCHIRMER 2002b). Rheindahlen gave a large find inventory the bulk of which is of MIS 7 age. Those rarely exposed strata normally are cut by the great discordances along the long Garzweiler walls.

Surprisingly, the Garzweiler wall exhibited mostly finds from euglacial layers (Keldach Loess and Hesbaye Loess) (Tab. 2). This demonstrates that during wet euglacial periods hunters were active in the loess environment. It shows on the other hand that main interglacial find complexes are normally eroded on the extended western Lower Rhine loess plateau.

Nevertheless, the Garzweiler open-cast mine gave the opportunity to present two euglacial loess units of tundra environment (MIS 4 and MIS 2) with a human inventory of hunters in the tundra, which is unique up to now for the Rhineland.

## Acknowledgments

Holger Kels would like to acknowledge the “Stiftung Archäologie im Rheinischen Braunkohlenrevier” for the support of the studies during the APA project and by offering a stipend afterwards. For the permission to study the exposed walls, their administrative support and cooperation we would like to thank the RWE Power AG. Finally, we would also like to acknowledge the mine surveyor (Markscheider) of the Open cast mine Garzweiler for highly precise measurements in the field.

We thank two anonymous reviewers for comments and suggestions.

## References

- BÖHNER, U. (2000): Archäologische Prospektion der Abbaukanten. Arbeitsbericht für den Bewilligungszeitraum von 1999–2000 (Antrag 82/97 bei der Stiftung zur Förderung der Archäologie im Rheinischen Braunkohlenrevier). – Unpublished research record.
- BÖHNER, U. & UTHMEIER, T. (2000): Archäologische Prospektion der Abbaukanten im Tagebau Garzweiler. – Archäologie im Rheinland, 1999: 37–39.
- BOSINSKI, G. with contributions by D. ADLER, M. BAALES, A. VON BERG, N. J. CONARD, E. CZIESLA, L. FIEDLER, H. FLOSS, S. GAUDZINSKI, J. HAHN, J. HOLZKÄMPER, O. JÖRIS, A. JUSTUS, H. LÖHR, C. PASDA, J. SAINTY, J. SCHÄFER, R.-W. SCHMITZ, U. STODIEK, M. STREET, T. TERBERGER, A. THÉVENIN, J. THISSEN, G. TROMNAU, E. TURNER, J. VOLLBRECHT (1995): Palaeolithic sites in the Rheinland. – In: W. SCHIRMER (ed.): Quaternary field trips in Central Europe, 2: 829–999.
- GULLENTOPS, F. & MEIJS, E. P. M. (2002): Loess sequences in Northern Haspengouw, Belgian Limburg. – In: IKINGER, A. & SCHIRMER, W. [eds.]: Loess units and solcomplexes in the Niederrhein and Maas area. – Terra Nostra, 2002 (1): 80–91, 102–104.
- HAASE, D., FINK, J., HAASE, G., RUSKE, R., PÉCSI, M., RICHTER, H., ALTERMANN, M. & JÄGER, K.-D. (2007): Loess in Europe – its spatial distribution based on a European loess map, scale 1:2,500,000. – Quaternary Science Reviews, 26: 1301–1312.
- KELS, H. (2007): Bau und Bilanzierung der Lössdecke am westlichen Niederrhein. – Inaug.-Diss. Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf: 206 S.; Düsseldorf.
- KELS, H. & SCHIRMER, W. (2006a): Beziehung zwischen der Masse der Lössseinheiten und prähistorischer Funddichte im Tagebau Garzweiler. – Hugo Obermaier-Gesellschaft, 48. Tagung in Köln, 18.–22. April 2006: 33.
- KELS, H. & SCHIRMER, W. (2006b): Relation between the mass of loess units and prehistoric find density in the Garzweiler open-cast mine. – In: KOENIGSWALD, W. v. & LITT, T. (eds.): 150 years of Neanderthal discoveries. Early Europeans – continuity & discontinuity. Program and abstract volume, 21–26 July 2006 – Bonn, Germany. – Terra Nostra, 2006 (2): 119–120.
- IKINGER, E.-M. (2002): Zur formenkundlich-chronologischen Stellung der Rheindahlener Funde: Micoquien, Rheindahlen, MTA? – In: SCHIRMER, W. [ed.]: Löss und Böden in Rheindahlen. – GeoArchaeoRhein, 5: 79–138.
- SCHIRMER, W. (1999): Garzweiler 4 – eine Stecknadel im Heuhaufen der letzten Warmzeit und Eiszeit. – Archäologie im Rheinland, 1998: 149–152.
- SCHIRMER, W. (2000a): Rhein loess, ice cores and deep-sea cores during MIS 2–5. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 151 (3): 309–332.
- SCHIRMER, W. (2000b): Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löss. – Eiszeitalter und Gegenwart, 50: 25–49.
- SCHIRMER, W. (2002a): Compendium of the Rhein loess sequence. – In: IKINGER, A. & SCHIRMER, W. (eds.): Loess units and solcomplexes in the Niederrhein and Maas area. – Terra Nostra, 2002 (1): 8–23, 102–104.
- SCHIRMER, W. [ed.] (2002b), mit Beiträgen von COFFLET, L., IKINGER, A., IKINGER, E.-M. & SCHIRMER, W.: Löss und Böden in Rheindahlen. – GeoArchaeoRhein, 5: 138 S.
- SCHIRMER, W. (2002c): Frühes Würm/Weichsel im Rahmen der Glazial-Interglazial-Gliederung. – Terra Nostra, 2002 (6): 314–321.
- SCHIRMER, W. (2003a): Stadien der Rheingeschichte. – In: SCHIRMER, W. [ed.]: Landschaftsgeschichte im Europäischen Rheinland. – GeoArchaeoRhein, 4: 21–80; Münster.
- SCHIRMER, W. (2003b): Die Eben-Zone im Oberwürmlöss zwischen Maas und Rhein. – In: SCHIRMER, W. (ed.): Landschaftsgeschichte im Europäischen Rheinland. – GeoArchaeoRhein, 4: 351–416.
- SCHIRMER, W. (2005): Löss und prähistorische Fundmöglichkeiten. – 1. Jahrestagung des AK Geoarchäologie, Thurnau/Bayreuth, 28.–29. Mai 2005, Programm, Kurzfassungen der Beiträge, Teilnehmerverzeichnis: 32; Bayreuth.
- SCHIRMER, W. (2006): Pleistozän: Eiszeitalter und Überlieferungsbedingungen archäologischer Relikte. – In: KUNOW, J. & WEGNER, H.-H. [ed.]: Urgeschichte im Rheinland. – Jahrbuch des rheinischen Vereins für Denkmalpflege und Landschaftsschutz, 2005: 75–85.
- SCHIRMER, W. & KELS, H. (2002): Browncoal opencast mine Garzweiler. – In: IKINGER, A. & SCHIRMER, W. [eds.]: Loess units and solcomplexes in the Niederrhein and Maas area. – Terra Nostra, 2002 (1): 57–65.
- SCHIRMER, W. & KELS, H. (2006): Prähistorische Funde fein platziert im Klimakalender. – In: UELSBERG, G. [ed.]: Roots. Wurzeln der Menschheit: 289–296; Mainz (Ph. v. Zabern).
- SEMMELE, A. (1968): Die Lößdecke im Dyckerhoff-Steinbruch. – Mainzer naturwissenschaftliches Archiv, 7: 74–79.
- UTHMEIER, T. (2006): Am Ufer lauert der Tod – Jagdplätze des Neandertalers in der niederrheinischen Bucht: Ergebnisse einer archäologischen Prospektion der Abbaukanten im rheinischen Braunkohlenrevier. – In: UELSBERG, G. (ed.): Roots. Wurzeln der Menschheit: 269–288.

# Untersuchung einer Doline auf dem Zugspitzplatt

## Ein palynologischer Beitrag zur holozänen Gletschergeschichte im Wettersteingebirge

Eberhard Grüger, Hermann Jerz

### Kurzfassung:

Auf dem stark verkarsteten, nahezu vegetationslosen Zugspitzplatt im Wettersteingebirge (Nördliche Kalkalpen) gibt es in 2290 m Höhe eine Doline mit einer fast 1 m mächtigen Füllung aus lössähnlichem Feinsediment. Dieser Feinstaub enthält Pollen und Sporen in Mengen, die trotz der Lage des Untersuchungspunktes weit oberhalb der heutigen Waldgrenze ohne weitere Anreicherung für Pollenanalysen ausreichen. Trotz schlechter Pollenerhaltung konnten die basalen Schichten dieses Profils pollenanalytisch datiert werden. Das älteste Sediment wurde während des frühen Atlantikums, zur Zeit des thermischen Optimums des Holozäns, abgelagert. Eine AMS-Datierung bestätigt dies ( $7415 \pm 30$  BP). Seitdem wurde der Untersuchungspunkt nicht mehr von einem Gletscher überfahren. Der gut belegte Gletschervorstoss der Löss-Schwankung (sog. Plattstand, zwischen 3400 und 3100 Jahren BP) hat die Doline gerade nicht mehr erreicht. Die bekannten holozänen Gletscherstände sind in einer Übersicht dargestellt. Die Zusammensetzung der Pollenspektren der beiden ältesten Proben und deren sehr hohe Pollenkonzentrationen erlauben den Schluss, dass die Entfernung der Doline zum Wald während des Atlantikums sehr viel geringer war als derzeit.

### [Investigation of a doline on the Zugspitzplatt – a palynological contribution to the Holocene glacial history of the Wettersteingebirge]

### Abstract:

On the strongly karstified and almost unvegetated surface of the Zugspitzplatt, at an altitude of about 2290m in the Wettersteingebirge, there is a doline within which over a period of several thousand years a bed of fine loess-like sediment, almost 1m thick, has accumulated. Notwithstanding the situation of this locality far above the present tree-line, this infill contains quantities of pollen and spores sufficient for pollen analysis without use of any enrichment techniques. Despite poor pollen preservation, it was possible to date the basal layers of this profile on the basis of their pollen assemblages. AMS dating ( $7415 \pm 30$  BP) has confirmed that the oldest sediments were laid down during the early Atlantic period, the time of the thermal optimum of the Holocene. At least since that time this site has never been overridden by a glacier. The moraine associated with the Löss Oscillation between 3400 and 3100 BP – here represented by the so-called Platt Stillstand (Plattstand) – did not quite reach the doline. A diagram shows known Holocene glacial limits. The composition of the pollen assemblages from the two oldest levels with high pollen concentrations strongly suggests that the distance between the doline and the forest was much less during the Atlantic than at present.

### Keywords:

Zugspitzplatt, Schneeferner, doline, Holocene, pollen analysis

**Addresses of authors:** E. Grüger, Albrecht von Haller-Institut für Pflanzenwissenschaften, Abteilung für Palynologie und Klimadynamik, Untere Karspüle 2, 37073 Göttingen. E-Mail: egruege@gwdg.de; H. Jerz, Institut für Physische Geographie und Quantitative Methoden der Universität Augsburg, Universitätsstraße 10, 86135 Augsburg. E-Mail: hjerz@yahoo.de

## 1 Einführung

Das Zugspitzplatt (Abb. 1) trug während der letzten Kaltzeit einen Gletscher, dessen letzte Reste die beiden Schneeferner sind. Seit den Untersuchungen durch HIRTLEITER (1992), der im Sommer 1991 anlässlich einer Exkursion mit Eiszeit- und Klimaforschern auf dem Zugspitzplatt zum Thema „Postglaziale Gletscherschwankungen“ über den Rückzug dieses Gletschers berichtete (vergl. Abb. 5), sind keine weiteren neuen Befunde zu diesem Thema publiziert worden. Lediglich zur restlichen Lebensdauer der Schneeferner gibt es neue Erkenntnisse (HAGG, MAYER & STEGLICH 2008). Ein weiteres wichtiges Thema der genannten Exkursion war die „Verkarstung des Wettersteinkalkes“ (ORTH 1991). Es wurde zum Ausgangspunkt für die nachstehenden Untersuchungen. In dem Bemühen, das Fortschreiten der Verkarstung und den Eintrag rezenter Flugstäube auf dem Zugspitzplatt zu quantifizieren, hat HÜTTL (1999), später KÜFMANN (2002/03, 2003, 2008), hier umfangreiche Untersuchungen durchgeführt.

Im Herbst 1992 wurde von den Verfassern das Zugspitzplatt erneut aufgesucht, mit dem Ziel, eine mit Bodenmaterial plombierte Doline näher zu untersuchen und mit Hilfe von Pollenanalysen Anhaltspunkte für die Datierung von postglazialen Gletscherständen zu erhalten. Die Doline befindet sich etwa 120 m südlich der Lift-Talstation „Weißes Tal“ in 2290 m ü.NN (R 4423 900, H 5252 650) in einer flachen Geländemulde mit einer dichten, von Gräsern dominierten Pflanzendecke (Abb. 3). Mit einer Grabung wurde ein 1 m tiefes Bodenprofil aufgeschlossen (Tab. 1), so dass Proben für pollenanalytische Untersuchungen entnommen werden konnten.

Die Doline im Oberen Wettersteinkalk enthält ein durchgehend humoses Bodenmaterial aus Sand und Schluff mit einem deutlichen Gehalt an Glimmer- und Quarzmineralen. Bodentypologisch handelt es sich um humoses Kolluvium (A-M-Profil, Tab. 1). Das Bodenmaterial ähnelt der Beschaffenheit von kalkfreiem Sandlöß. Das Liegende des humosen Feinbodens besteht aus Kalksteinschutt (Frostschutt) aus Wettersteinkalk.

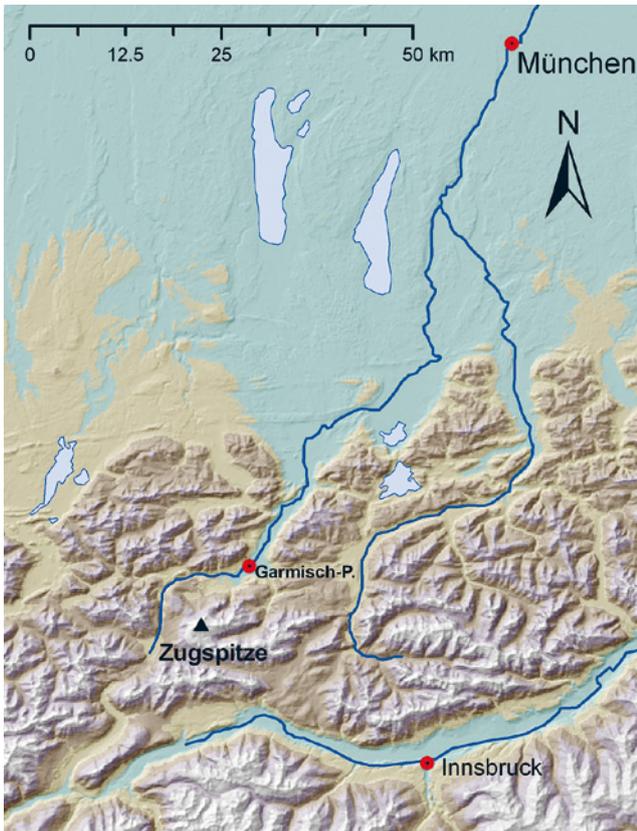


Abb. 1: Lage des Zugspitzplatts (W. HAGG).

Fig. 1: Location of the Zugspitzplatt (W. HAGG).

HÜTTL beschrieb im Jahre 1999, später (2002/03, 2003, 2008) unter dem Namen KÜFMANN, vom Zugspitzplatt „silikatreichen Feinstaub“, der neben den Leichtmineralen Glimmer, Feldspat und Quarz die Schwerminerale Granat, Hornblende und Epidot enthält, welche auf eine Herkunft aus den Zentralalpen hinweisen. Darüber hinaus lassen Quarzminerale auf einen Feinstaub-Ferntransport aus der Sahara schließen. Auf der Zugspitze wird regelmäßig Saharastaub registriert (RIES 5.3.2008, schriftlich). Der Hauptanteil der

darin enthaltenen Ton- und Leichtmineralen dürfte jedoch aus der näheren (südlichen) Umgebung stammen.

## 2 Pollenanalyse im Hochgebirge

Pollenkörner können vom Wind sehr weit transportiert werden. In Pollenfallen am Hintereisferner (Ötztaleralpen), die von Mai bis September 1973 den Pollengehalt der Luft in 2440 bzw. 3030 m Höhe registrierten, wurden von JOCHIMSEN (1986) 68 bzw. 81 Pollentypen erfasst, von denen 32 bzw. 37 von Gehölzen stammen (darunter *Castanea*, *Juglans* und *Olea*). BORTENSCHLAGER (1967) fand im Eis des Kesselwandferners im Ötztal (3240 m) nicht nur den zu erwartenden Blütenstaub der im weiteren Umkreis vorkommenden einheimischen Flora, sondern auch Pollenkörner, die aus der Sahara stammen müssen. Solcher Pollen ist in den Alpen wiederholt nachgewiesen worden. Er ist Teil der Staubfracht, die – wie bereits erwähnt – auch auf das Zugspitzplatt niedergeht. Ob Sedimente aus vegetationsarmen oder gar vegetationslosen Gegenden Pollenkörner enthalten, ist also weniger eine Frage des Pollentransports, sondern der jeweiligen Erhaltungsbedingungen.

Voraussetzung für die Erhaltung von Blütenstaub über lange Zeit ist, dass die Pollenkörner nach ihrer Ablagerung in sauerstoffarmem, nicht basischem Material eingeschlossen werden. Moore mit aufwachsendem Torf oder Seen, an deren Grund sich Sediment sammelt, sind deshalb die Orte, an denen bevorzugt Pollen erhalten bleibt. Gelegentlich ist dies auch an Stellen, an denen Bodenmaterial akkumuliert, möglich. Neuere Beispiele dafür haben BORTENSCHLAGER (1993, Moorprofil), BORTENSCHLAGER & NEUWINGER (1994, Bodenprofil) und andere Autoren publiziert.

Die geringe Distanz der Höhenstufen der Vegetation zueinander bringt es mit sich, dass der vom Wind aufgenommene und weitertransportierte Pollen in den Gebirgen ein Gemisch von Pollenkörnern aus mehreren Höhenstufen darstellt. Die Pollenproduktion der lokalen Vegetation nimmt mit zunehmender Höhe ab. Entsprechend wächst der relative Anteil des ferntransportierten Pollens (MARKGRAF 1980). Weil der

Tab 1: Bodenprofil in der Schuttkarstdoline im Wettersteinkalk auf dem Zugspitzplatt.

Table 1: Soil profile of the doline on the Zugspitzplatt.

**Tk 25 Nr. 8531/8631 Blatt Zugspitze; R 4423 900, H 5252 650, südlich der Talstation Weißes Tal, ca. 2290 m ü. NN. Aufnahme am 12.10.1992 [H. Jerz, E. Grüger]**

0–40 cm	dunkelgrauer, sehr stark humoser, schluffiger Sand, schwach glimmerig; Gefüge feinsubpolyedrisch
40–64 cm	schwarzgrauer, sehr stark humoser, schluffiger Sand, schwach glimmerig; Gefüge feinsubpolyedrisch, mit schiefrigen, glänzenden Gefügeflächen
64–70 cm	dunkelbraungrauer, humoser bis schwach humoser, schwach schluffiger Sand, schwach glimmerig; feinsubpolyedrisch
70–90 cm	graubrauner, schwach humoser, schwach schluffiger Sand, schwach glimmerig; feinsubpolyedrisch
90–93 cm	gelbgraubrauner, schwach humoser, schwach schluffiger Sand, glimmerig, lößähnlich, locker
93–100 cm+	grauer, grobstückiger Kalksteinschutt aus Wettersteinkalk [Mittl. Trias]

Humusgehalte: 20–40 cm: 12,3 %, C/N-Verhältnis 9,3  
40–60 cm: 12,0 %, C/N-Verhältnis 9,6



Abb. 2: Zugspitzplatt mit Schneefernerkopf (im Westen), im Vordergrund die untersuchte Doline.

Fig. 2: The Zugspitzplatt with the Schneefernerkopf to the west; the doline investigated is in the foreground.

Pollentransport in den Gebirgen in komplizierter Weise aerodynamischen Einflüssen unterliegt, die hauptsächlich von den sich im Tagesverlauf ändernden Temperaturen und den topographischen Gegebenheiten bestimmt werden (BORTENSCHLAGER 1988, JOCHIMSEN 1986, MARKGRAF 1980), ist es in der Regel nicht ohne weiteres möglich, die oftmals wichtige Frage nach der Höhenlage der Waldgrenze und deren möglichen Verlagerungen zu beantworten. OEGGL & WAHLMÜLLER (1994), die hierzu eine interessante Studie vorgelegt haben, konnten unter anderem zeigen, dass die von KRAL (1971) verwandte Methode zur Lagebestimmung der Waldgrenze in den Alpen zuverlässige Ergebnisse bringt. Eindeutig wird Waldgrenznähe jedoch durch Makroreste von Arten, die nahe der Waldgrenze vorkommen, angezeigt, z.B. durch Arvenholz (*Pinus cembra*) oder Stomata von *Pinus* (POTT ET AL. 1995), sofern ein Transport durch fließendes Wasser ausgeschlossen werden kann und Windtransport nicht in Frage kommt. BORTENSCHLAGER (1992) stellte fest, dass die holozänen Temperaturänderungen „Waldgrenzschwankungen im Ausmaß von etwa 200 m verursacht“ haben, ein Ergebnis, zu dem auch andere Autoren gekommen sind. Man darf davon ausgehen, dass die Waldgrenze zur Zeit des thermischen Optimums unserer Warmzeit, im Atlantikum, auch im Umkreis der Zugspitze überall dort, wo die Topographie es zuließ, ungefähr 200 m höher lag als die heutige potentielle natürliche Waldgrenze (vergl. dazu Kap. 4).

Hohe Baumpollenprozentwerte belegen nicht unbedingt die Existenz von Wald. So erreicht beispielsweise der Baumpollen in Sedimenten aus Gebieten oberhalb der Waldgrenze leicht Prozentwerte, die denen aus Waldgebieten entsprechen, denn gemessen an der geringen Pollenproduktion oberhalb der Waldgrenze, ist hier der Eintrag von Baumpollen aus den Wäldern der Region groß. Deshalb sollten bei der Deutung eines Pollendiagramms von einem hoch gelegenen Untersuchungspunkt immer auch die Pollenkonzentrationswerte (Zahl der Pollenkörner/cm<sup>3</sup>), besser noch die Pollenflusswerte (Zahl der Pollenkörner pro Flächeneinheit und Jahr) berücksichtigt werden. Eine Probe mit einem geringen jährlichen Polleneintrag kann nicht aus einem Waldgebiet stammen. Nach BORTENSCHLAGER (1992) „sinkt der Baumpollengehalt in waldfreien Gebieten im Relativdiagramm



Abb. 3: Ausschnitt aus der Vegetationsdecke der untersuchten Doline. Der Durchmesser der Münze beträgt 2,5 cm.

Fig. 3: Close-up of the vegetation cover of the doline. The diameter of the coin is 2.5 cm.

um etwa 20–30 % und im Konzentrationsdiagramm um etwa 1–2 Zehnerpotenzen ab.“ Die quantitativen Untersuchungen von VAN DER KNAAP ET AL. (2001) in der Schweiz (Zermatt) bestätigten, dass sich die Pollenflusswerte an der oberen Waldgrenze deutlich ändern, jedenfalls sofern die Waldgrenze noch einigermaßen intakt ist.

### 3 Methoden

Das untersuchte Profil wurde am 12.10.1992 ergraben und an der freigelegten Bodenprofilwand lückenlos beprobt. Im Labor wurden den so gewonnenen Ziegeln bis zu 2,5 cm<sup>3</sup> große Proben entnommen und für die Pollenanalyse in der herkömmlichen Weise aufgeschlossen (KOH, HCl, HF, Azetolyse). Die Feinstfraktion (<10 µm) wurde nicht im Ultraschallwasserbad abgesiebt, weil ein Versuch zeigte, dass dabei die kleinen Pollenkörner (sogar Pollenkörner der Hasel) nahezu ganz verloren gingen. Um die Berechnung der Pollenkonzentration zu ermöglichen, wurden den Proben nach der Bestimmung ihres Volumens vor Beginn der chemischen Aufbereitung *Lycopodium*-Sporen-Tabletten zugesetzt (STOCKMARR 1971). Die Reihenfolge der beiden ersten Aufbereitungsschritte variierte. Es erwies sich als günstiger, mit der KOH-Behandlung zu beginnen; die Proben wurden „sauber“. Soll die Aufbereitung in basischem Milieu beginnen, müssen die *Lycopodium*-Sporen-Tabletten separat in schwacher HCl aufgelöst werden. Erst nach gründlichem Waschen der resultierenden Sporensuspension kann diese den Proben zugesetzt werden.

Zusätzlich wurden vier sog. Oberflächenproben (Proben A–D) untersucht. Sie enthalten den Pollenniederschlag der Jahre, die der Probennahme unmittelbar vorausgingen. Näheres zu diesen Proben in Kapitel 6.

Die Pollenprozentwerte sind auf die Summe aller Pollenkörner bezogen. Die Anteile der Farn- und Moossporen wurden nicht in die Grundsumme einbezogen, weil diese in den meisten Proben ein Mehrfaches der Pollensumme ausmachen.

Die Benennung der Pollentypen richtet sich im wesentlichen nach BEUG (2004), zum geringeren Teil nach MOORE, WEBB & COLLINSON (1991).

Das Pollendiagramm (Abb. 4) wurde mit Hilfe von PanPlot (DIEPENBROEK, GROBE & SIEGER 2001) als Balkendiagramm erstellt und dann mit anderen Graphikprogrammen in Details überarbeitet. Die Werte aller Taxa – außer denen von *Selaginella selaginoides* und Polypodiaceae p.p. – sind im gleichen Maßstab dargestellt. Auch für das BP/NBP-Verhältnis und die Pollen- und Sporenkonzentrationen gelten andere Maßstäbe. Die Nachweise der selten gefundenen Pollen- und Sporentypen sind in Tab. 3 zusammengestellt.

Alle relevanten Daten (Zählungen, Koordinaten etc.) sind unter <http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.728444> allgemein zugänglich.

#### 4 Das nähere Polleneinzugsgebiet

Das Zugspitzplatt, eine morphologisch reich gegliederte Karsthochfläche von ungefähr 2,5 x 3 km Ausdehnung, kann – stark vereinfacht – als eine Mulde, umrahmt von mehrere hundert Meter hohen Felswänden, beschrieben werden, deren geneigter Boden von 2600 m NN im Westen ostwärts bis auf 2000 m abfällt (Abb. 2). Der hoch aufragende Grat mit der Zugspitze (2963 m) im Norden, Schneefenerkopf (2874 m) und Wetterspitzen (2746 m) im Westen, Wetterwandek (2698 m) sowie die Plattspitzen (2676 m) im Süden als die

bedeutendsten Erhebungen schirmen das Zugspitzplatt nach drei Seiten hin von tieferen Wuchsgebieten ab. Östlich der 2000 m-Isohypse vermittelt ein Steilabfall auf – horizontal gemessen – 1000 m Distanz zum 500 m tiefer gelegenen Reintal. Ebenso tief liegen im Nordosten des Platts der Höllentalanger und im Süden der Grund des Gaistals. Der Boden des ausgedehnten Ehrwalder Beckens und das Eibseegebiet, ungefähr 3,5 km westlich bzw. nördlich gelegen, liegen knapp 1000 m hoch.

Nach CREDNER, HÜTTL & RÖGNER (1998) zählen die zwischen 2600 und 2350 m gelegenen (westlichen) Bereiche des Zugspitzplatts zur subnivalen Zone und der östliche Teil (2350–1980 m) zur alpinen Zone. Schuttflächen, Moränen und Festgestein machen den größten Teil des Platts aus (Abb. 2). Lediglich 16% des Zugspitzplatts (RÖGNER, K. & KOENIG 2002/2003) tragen eine Pflanzendecke. CREDNER, HÜTTL & RÖGNER (1998) kartierten die Vegetation des Platts und unterschieden in der subnivalen Stufe das Thlaspietum rotundifolii, das Leontodontetum montani und das Arabidetum caerulei sowie in der alpinen Stufe das Caricetum firmae und das Seslerio-Caricetum sempervirentis. In der subalpinen Zone (1980–1650 m) treten bereits Gehölze auf: neben Sträuchern wie *Rhododendron hirsutum* auch *Pinus mugo* (Legföhre). Die Waldgrenze liegt im Gebiet bei 1800 m

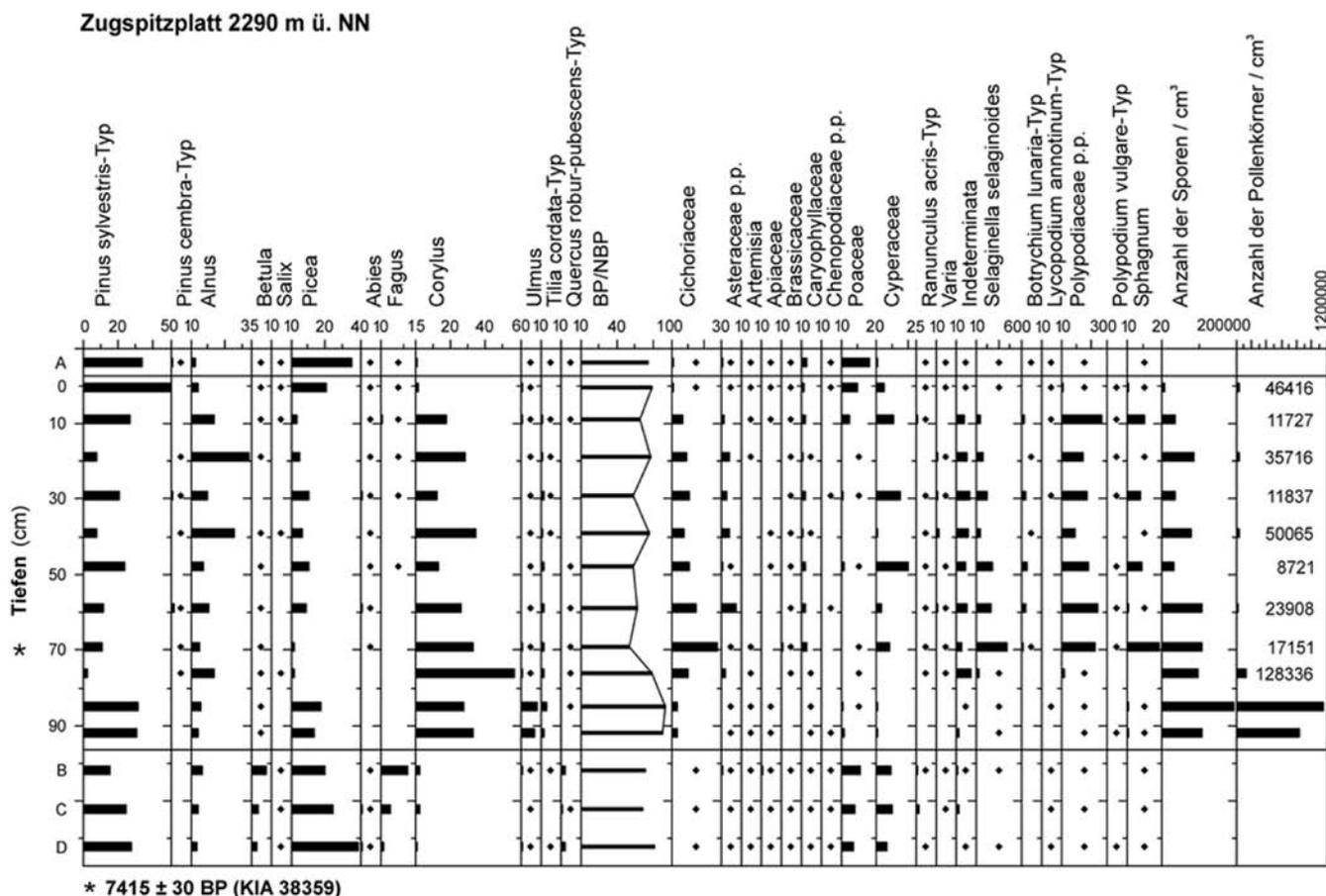


Abb. 4: Pollendiagramm. Als Grundsumme für die Prozentwertberechnung dient die Summe aller Pollenkörner (BP + NBP, incl. der Werte in Tab. 3). Die Buchstaben A bis D kennzeichnen die in Kap. 6 genannten, zusätzlich untersuchten Proben. Die Rauten markieren Proben, in denen die berechneten Prozentwerte (meistens unter 1%) wegen des gewählten Maßstabs nicht deutlich darstellbar sind.

Fig. 4: Pollen diagram. The pollen sum for the percentage diagram is based on the sums of all pollen grains (AP + NAP), including those shown in Table 3. The additional pollen samples, discussed in Section 6 are labelled A to D. The diamond symbols denote where the percentage values are so low (mostly below 1%) that they cannot be shown at this scale.

NN, ist aber im Zugspitzmassiv oftmals in viel geringerer Höhe ausgebildet (OEGGL 21.4.2008, schriftl.). Legföhren findet man hier noch in Höhen von etwa 2000 m NN.

Die mit Feinmaterial gefüllte Doline, aus der das pollenanalytisch untersuchte Profil stammt, trägt eine geschlossene Pflanzendecke von ungefähr 100 m<sup>2</sup> Ausdehnung, vor allem Gräser, die zur Zeit der Probennahme überwiegend sehr kurz abgefressen waren, aber auch ausgedehnte Bestände von *Polytrichum* (Abb. 2 und 3). Aus verschiedenen Gründen war es nicht möglich, hier eine pflanzensoziologische Aufnahme zu machen. Freundlicherweise bemühte sich später KLAUS LEWEJOHANN (Göttingen), getrocknete Belegstücke von zwei Grasarten zu bestimmen. Mit großer Wahrscheinlichkeit handelte es sich bei der einen Art um *Poa supina* SCHRADER. Beim zweiten Gras war nicht zu entscheiden, ob es sich um *Sesleria albicans* KIT. EX SCHULTES, eine *Phleum*-Art oder um ein anderes Gras handelte. Das *Polytrichum* bestimmte DR. JOCHEN HEINRICHS (Göttingen) als *P. piliferum* HEDW.

Die Pollenmenge, die von der Vegetation in der Doline erzeugt wird, kann nicht groß sein, und der spärliche Bewuchs des übrigen Zugspitzplatts trägt mit Sicherheit nicht viel zum Polleneintrag bei, zumal die meisten Taxa der hier vorkommenden krautigen Arten insektenblütig sind (Compositae, Caryophyllaceae, Cruciferae etc.) und nur wenige windblütig (Gräser, Seggen). Man wird demnach davon ausgehen können, dass außer dem Baumpollen auch ein beträchtlicher Anteil des Nichtbaumpollens, der in der Füllung der Doline erhalten ist, Fernflugpollen ist.

## 5 Pollenerhaltung

Die Pollenerhaltung ist im gesamten Profil schlecht, doch wurden in jeder Probe auch gut erhaltene Pollenkörner beobachtet, allerdings nur in geringer Zahl. Viele Pollenkörner, vor allem solche der Hasel, waren nur noch „Schatten ihrer selbst“, sehr dünnwandig und klein. Von den sog. EMW-Arten war der robuste *Tilia*-Pollen regelmäßig und am häufigsten zu erkennen, während *Quercus*-Pollen – obwohl ebenfalls zu erwarten – nur vereinzelt nachgewiesen werden konnte. Dagegen sind die Polypodiaceen-Werte – außer in den beiden ältesten Proben (hier nur 1,8 und 2%) – auffallend hoch. Sie liegen nach einem etwas höheren Wert (25%) in 76 cm Tiefe in den jüngeren Proben zwischen 96 und 266%. Die jüngste Probe des Profils, der oberste cm des Profils, weist mit 12,3% wieder einen geringen Wert auf. Dagegen enthält

Tab. 2: Bodenprofil im Lerchwald westlich Grainau.

Table 2: Soil profile of Lerchwald (W of Grainau).

TK 25 Nr. 8532/8632 Blatt Garmisch-Partenkirchen, R 4425 330, H 5259 180, ca. 900 m ü NN. Aufnahme am 13.10.1992 [H. Jerz, E. Grüger]

OL + OF	5 cm	Streu und Streuzersatz
OH	25 cm	grauschwarzer Rohhumus
Cv1	10 cm	Steinlage, sandig, gelblichgrau, vermutlich durch Windwurf entstanden
fOH	5 cm	schwarzbrauner Rohhumus
Cv2+Cn	30 cm+	grauer Blockschutt aus Wettersteinkalk

das Pollenspektrum aus einem *Polytrichum*-Polster der Doline (Probe A), in dem sich während der letzten Jahren vor der Probennahme Sporen und Pollenkörner angesammelt haben, nur 2% Farnsporen. Vergleichbar gering ist der rezente Sporenanflug in den Öztaler Alpen (JOCHIMSEN 1986). Nur je 4,1% der an zwei hoch gelegenen Stationen am Hintereisferner (2440 und 3030 m) aufgefangenen Pollenkörner und Sporen waren Farnsporen, in tieferer Lage bei Vent (1990 m) sogar nur 0,9%. Auch alle Proben eines Bodenprofils auf der Liebener Rippe im Ötztal (2960 m) – mit Ausnahme der tiefsten Probe – enthielten nur wenig (<5%) Farnsporen (BORTENSCHLAGER & NEUWINGER 1994), und im Pollendiagramm vom höchstgelegenen Moor der Ostalpen (BORTENSCHLAGER 1993) übersteigt die Farnsporensomme nie 2%. In Profilen aus tieferen Lagen können die Farnwerte durchaus höher sein, doch werden selten mehr als 10 bis 15 % erreicht (z.B. Plancklacke, 2140 m, OEGGL & WAHLMÜLLER 1994).

Hohe Farnsporenwerte sind meistens das Ergebnis einer „Anreicherung“ infolge von Pollenzersetzung; sie zeigen den Verlust von Pollen an. Am längsten bleiben derbwandige Pollenkörner, wie der Pollen von *Tilia*, erhalten. Solche Pollentypen sind deshalb bei schlechter Pollenerhaltung in den Pollenspektren übervertreten.

Mit den Sporen des Dornigen Moosfarns *Selaginella selaginoides*, der in den Hochlagen der Alpen vorkommt, verhält es sich offenbar ähnlich wie mit den Sporen der Polypodiaceen. Der Oberflächenprobenwert des Moosfarns (Probe A) ist 1,4%, und auch seine Werte sind nur in den beiden ältesten und in der jüngsten Proben niedrig (10,9; 13,6; 7,3%). Dass die *Selaginella*-Werte im Profil bis auf mehr als 400% ansteigen, wird wohl ebenfalls eine Folge der schlechten Erhaltungsbedingungen in der Doline sein.

Über die Ursache der Pollenzersetzung kann nur spekuliert werden. Es ist bekannt, dass die Pollenerhaltung in basischen Böden schlechter ist als in sauren. Gute Durchlüftung und wechselfeuchte Bedingungen erleichtern den Abbau der Exinen. Möglicherweise enthält die Dolinenfüllung nur deshalb noch Pollen, weil der Winter auf dem Zugspitzplatt sehr lange andauert.

## 6 Weitere Pollenspektren

Zusätzlich zu den Proben aus der Dolinenfüllung (0 bis 92 cm Tiefe) wurde der Pollen- und Sporengehalt von vier weiteren Proben (A bis D, Abb. 4, Tab. 3) untersucht:

**Probe A:** *Polytrichum*-Rasen aus der untersuchten Doline, 2290 m ü. NN.

**Probe B:** Moosrasen aus dem Lerchwald östlich des Eibsees, ca. 900 m ü. NN.

**Probe C:** OH-Horizont (unter 5 cm Streu und Streuzersatz) eines Rohhumusprofils im Lerchwald (Tab. 2).

**Probe D:** Sedimentoberflächeprobe aus dem Einlauf des Frillensees in den wenig südlicher gelegenen Eibsee (973 m ü. NN).

Lerchwald, Frillensee und Eibsee liegen ungefähr 6 km nördlich der untersuchten Doline.

Die Pollenerhaltung ist in diesen vier Proben ausgezeichnet. Der in den Proben A und B enthaltene Pollen hat sich innerhalb weniger Jahre, vermutlich größtenteils im Verlauf des Jahres 1982, in den Moosrasen angesammelt.

Die Unterschiede zwischen den Pollenspektren der Pro-

Tab. 3: Verzeichnis der selten nachgewiesenen Pollen- und Sporentypen. Die Buchstaben A, B, C und D kennzeichnen die in Kap. 6 genannten Proben.

Table 3: List of rare pollen and spore types. For information concerning samples of A, B, C and D see chapter 6.

Tiefen (cm) / Probe	A	0	9	19	29	39	48	59	69	76	85	92	B	C	D
Larix	0.1		0.1										1.8	0.7	0.4
Juniperus communis-Typ			0.1									0.1	0.1		
Hippophae								0.1							
Taxus													0.1		
Tilia platyphyllos-Typ													1.2	0.4	0.4
Fraxinus excelsior-Typ							0.1				0.1		0.4	0.3	0.3
Acer											0.1		0.4		
Juglans													0.1		0.1
Castanea	0.1	0.1											0.1		
Ostrya-Typ		0.1													
Carpinus betulus												0.1	0.2	0.1	0.3
Viscum album															
Ribes	0.1		0.1										0.4	0.2	
Sambucus nigra-Typ			0.1												
Vitis															0.1
Humulus-Canabids	0.1												1.0	4.4	0.1
Vaccinium-Typ	0.1							0.2							
Calluna vulgaris			0.1												
Centauria jacea-Typ	0.1		0.1									0.1			
Campanulaceae	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1								0.2	0.1	0.1
Helianthemum nummularium-T.	0.1	0.1		0.1									1.0	0.8	0.9
Plantago lanceolata-Typ			0.6										0.6	0.8	0.2
Plantago major-media-Typ															
Plantago maritima-Typ			0.1										0.6		
Polygonum aviculare-Typ	0.1														
Bistorta vivipera					0.1										
Polygonum bistorta-Typ			0.1				0.1								
Persicaria amphibia													0.3	0.1	0.5
Rumex acetosa-scutatus-Typ	0.2	0.1											0.1	0.9	0.3
Rosaceae p.p.	0.1	0.1											0.1		
Filipendula	0.1												0.4	0.1	0.1
Cerealia-Typ	0.1		0.1											0.1	0.1
Rubiaceae	0.1														0.1
Valeriana			0.1												
Sparanium-Typ												0.1			0.1
Knautia															
Scrophulariaceae p.p.	0.1	0.1			0.1						0.6	0.1		0.1	0.1
Pteridium aquilinum											0.1				
Huperzia selago			0.1												
Botryococcus											0.1				0.1
Pedicularis boryanum			0.1									0.1			0.6
Sporomorphie				1.3	0.2	1.7				0.4					

ben A und 0 cm (= 0 bis 1 cm Tiefe) des Profils vom Zugspitzplatt sind – wie zu erwarten – gering. Sie mögen dadurch bedingt sein, dass die Proben eine unterschiedliche Anzahl von „Blühjahren“ (= Jahre, in denen die Baumbüte besonders intensiv ist) repräsentieren und die in den Proben enthaltenen Pollenkörner und Sporen ungleich lange (Probe 0 cm vielleicht 100 Jahre, Probe A wohl kaum mehr als drei Jahre lang) den Einflüssen, die zum Abbau der Exinen führen, ausgesetzt waren.

Die Pollenspektren B, C und D geben die Zusammensetzung des Pollenanflugs in dem mehr als 1000 m tiefer gelegenen, heute von Nadelbäumen dominierten, aber auch Rotbuchen enthaltenden Bergmischwald des Eibseegebietes in jüngster Zeit wieder. Der Vergleich mit den beiden jüngsten Pollenspektren vom Zugspitzplatt vermittelt einen Eindruck von der unterschiedlich guten Verbreitungsfähigkeit der einzelnen Pollentypen.

### 7 Überlegungen zur Altersbestimmung und zur Vegetationsgeschichte

Für die Datierung des Profils durch Vergleich der Befunde vom Zugspitzplatt (Abb. 4) mit datierten Vegetationsabfolgen aus der Umgebung stehen aus dem Lermooser Becken (OEGGL 2004, KRAL 1989) und aus dem Werdenfelser Land (WEBER 1999) neuere Pollendiagramme zur Verfügung. Von besonderer Bedeutung für die Datierung der Profilbasis ist das Verhalten der Fichte.

Die *Picea*-Werte betragen in den beiden ältesten Proben des Profils (85 und 92 cm) 13,3 bzw. 17,6%. Bis zum 20. Jahrhundert erreichen die Fichtenwerte nicht mehr diese Höhe, dann aber überschreiten sie diese (Probe 0 cm: 20,7%; Probe A: 34,9%).

Nach WEBER (1999) begann die Massenausbreitung der Fichte (*Picea*) im bayerischen Abschnitt des oberen Loisachtals am Beginn des Atlantikums (ungefähr 7000 Jahre cal. BC), auf der Seefelder Hochfläche dagegen bereits im Boreal (um 7500 cal. BC, WAHLMÜLLER 1985). Diese Aussagen beruhen auf Radiocarbonaten vom Stanglmoos (7947±80 BP, *Picea* 20%; 1115 m NN, Weber 1999) und Katzenloch (8450±120 BP, *Picea* 10%; 1220 m NN, WAHLMÜLLER 1985). Die Begriffe „Boreal“ und „Atlantikum“ sind als Chronozonen im Sinne von Mangerud et al. (1974) zu verstehen.

Die atlantischen Fichtenbestände im Loisachtal waren – in nordwestlicher Richtung – höchstens 5 km vom Untersuchungspunkt auf dem Zugspitzplatt entfernt, die im Profil Katzenloch bereits für das Boreal belegten Vorkommen südöstlich des Platts kaum 10 km. *Picea*-Pollen aus beiden Gegenden konnte das Zugspitzplatt leicht erreichen, auch der von der Seefelder Hochfläche, sofern die zur Blütezeit der Fichte vorherrschende Windrichtung auch damals schon die nordwestliche war (nach Daten vom Patscherkofel bei Innsbruck und von der Zugspitze).

Die ältesten Sedimente des Profils Zugspitzplatt könnten demnach aus dem jüngeren Boreal stammen. Das Ergebnis der AMS-Datierung einer Probe Dolinensediment erlaubt ein solches Alter, denn bei einer Gesamtlänge des Profils von 92 cm ergab sich für eine Probe aus 69 bis 72 cm Tiefe bereits ein aus Radiocarbonalter von 7415±30 BP (= 6378–6229 cal. BC, Tab. 4).

Die Pollenspektren der beiden ältesten Proben fallen nicht nur durch die Höhe der Fichtenanteile auf, sie weisen auch die niedrigsten Nichtbaumpollenwerte (7 bzw. 9,8%), die mit Abstand höchsten Ulmen-Werte (7,1 und 8,1%) und den höchsten Lindenwert (2,9%) des gesamten Pollendiagramms auf. Die Anteile der Indeterminaten sowie der Sporen von Polypodiaceen und *Selaginella* sind in diesen Proben gering. Dies spricht dagegen, dass in diesem Profilsbereich ein bedeutender Anteil des sedimentierten Pollens durch Zersetzung verloren ging. Allenfalls die hohen Lindenwerte könnten als Hinweis auf Pollenkorrosion gewertet werden; sie könnten aber wie die Ulmen- und die Nichtbaumpollenwerte ebenso gut Folge des Näherrückens der Wälder unter den günstigeren klimatischen Verhältnissen des Atlantikums sein. Dazu passt sehr gut der Fund eines Pollenkorns der Mistel (*Viscum*) in der Grundprobe. Die Mistel kommt nur in Gebieten mit warmen Sommern vor. Als insektenblütige Art produziert sie nur wenig Blütenstaub, so dass selbst geringen Nachweisen dieser Art relativ große Bedeutung zukommt.

Die Ablagerung von Feinstaub in der Doline begann demnach während des holozänen Klimaoptimums, d.h. im Atlantikum.

Es liegt nahe, die sehr hohen Pollenkonzentrationen, ein Charakteristikum des ältesten Profilschnitts, zur Stützung dieser Aussage zu verwenden. Die beiden ältesten Proben enthalten 1.162.703 bzw. 844.535 Pollenkörner je

1 cm<sup>3</sup> (PK/ cm<sup>3</sup>). Das ist ein Vielfaches der Werte, die für den jüngeren Teil des Profils ermittelt wurden. Genauere Überlegungen zeigen aber, dass die Verhältnisse komplizierter sind.

Es ist bekannt, dass der jährliche Polleneintrag oberhalb der Waldgrenze geringer ist als im Walde. Exakte Messwerte dazu fehlen aber fast völlig. Für das Niederhorngebiet im Berner Oberland, wo von März bis November 1970 Pollenfallen betrieben wurden, nennt MARKGRAF (1980) folgende Werte: In 1969 m Höhe, oberhalb der dort bei 1800 m Höhe liegenden Waldgrenze, fielen damals auf jeden cm<sup>2</sup> 4436 Pollenkörner. In 1565 m Höhe waren es 5187 PK/ cm<sup>2</sup> x a, in 740 m Höhe sogar 19.891 PK/ cm<sup>2</sup> x a. Dabei ist zu beachten, dass die Influxwerte – wie schon GROSSE-BRAUCKMANN (1978, Seite 245) zeigte – von Jahr zu Jahr beträchtlich variieren.

Die sieben Jahre laufenden Polleninfluxmessungen von VAN DER KNAAP, VAN LEEUWEN & AMMANN (2001) haben gezeigt, dass dies auch für die Schweizer Alpen zutrifft. Die genannten Autoren nennen allerdings nur für ausgewählte Baumarten Influxwerte. Für Messstationen oberhalb der Waldgrenze bei Zermatt werden Daten mitgeteilt, die eher einen niedrigeren Gesamtinflux erwarten lassen, als MARKGRAF (1980) am Niederhorn ermittelt hat.

DRESCHER-SCHNEIDER (unveröffentlicht) untersuchte den Pollengehalt von Sedimentproben aus dem 2796 m hoch gelegenen Schwarzsee ob Sölden im Ötztal. Aus 131 Einzelwerten errechnete sie für den Zeitraum, der auch im Profil Zugspitzplatt erfasst ist, einen durchschnittlichen Polleninfluxwert von 3200 Pk/cm<sup>2</sup> x a. Bei der Beurteilung dieses Wertes ist zu bedenken, dass Pollen in einem See leicht verlagert werden kann. Wäre dies der Fall gewesen, dann wäre der tatsächliche Influx geringer als es der berechnete Wert nahe legt.

Setzt man die für die untersten 20 cm Sediment des Profils ermittelten Pollenkonzentrationen in Beziehung zu den von MARKGRAF (1980) für Wald mitgeteilten Polleninflux-Werten, dann ergibt sich für diesen Profilschnitt eine Sedimentationsdauer von ca. 2500 Jahren. Das Alter der Grundprobe würde damit an den Beginn des Holozäns rücken. Das ist aus vegetationsgeschichtlichen Gründen (*Piceal*) nicht möglich. Die Ablagerung dieser Sedimente kann nicht einmal 1000 Jahre gedauert haben. Es hat demnach einen Eintrag zusätzlichen Pollens aus der Umgebung gegeben.

Tab. 4: Auszug aus den Informationen von P.M. GROOTES (Leibniz-Labor der Universität Kiel) zur AMS-Datierung.

Table 4: Information concerning the AMS dating by P.M. GROOTES (Leibniz-Laboratory, University of Kiel, Germany).

**Labornummer: KIA 38359, 32 g Flugstaub, Probe aus 69–72 cm Tiefe.**

Fraktion	PMC [korrigiert]	Radiocarbonalter	δ13C[‰]
Sediment, Laugenrückstand, 15.7 mg C	39.73 ± 0.16	7415 ± 30 BP	-23.58 ± 0.16
Sediment, Huminsäure, 0.5 mg C	40.80 ± 0.19	7200 ± 35 BP	-23.95 ± 0.27

Kalibrierte Altersbereiche:

Laugenrückstand: cal BC 6378 - 6229 / cal BP 8328 - 8179

Huminsäure: cal BC 6113 - 6000 / cal BP 8063 - 7950

[2 Sigma, 95.4 % Wahrscheinlichkeit, Kalibrierung nach Reimer et al. 2004]

„Der Altersunterschied dürfte wohl einem Beitrag von jüngeren mobilen Huminsäuren zuzuschreiben sein. Der Altersunterschied von Laugenrückstand und Huminsäure ist aber nicht besonders groß und das Alter der Huminsäurefraktion unterstützt damit generell die Zuverlässigkeit des Laugenrückstandsalters“ [P.M.Grootes, schriftlich 29.07.2009].

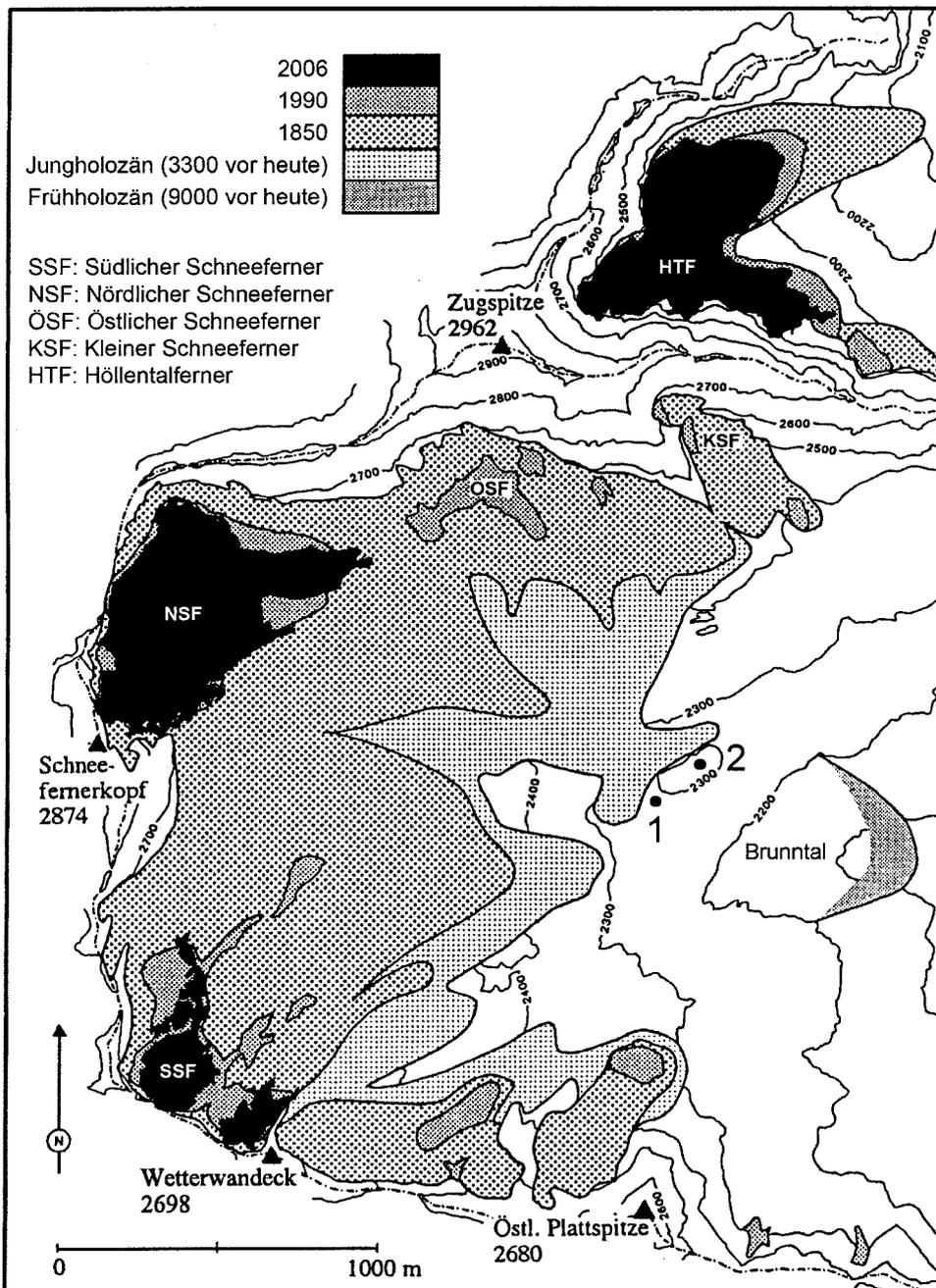


Abb.5: Holozäne Gletscherstände auf dem Zugspitzplateau und im Höllental (nach G. HIRTLREITER (1992) und W. HAGG (frdl. schriftl. Ergänzung 2008). 9000 v.h. = Brunntalstand; 3300 v.h. = Plattstand; Gletschergrenzen 2006: [www.bayerische-gletscher.de](http://www.bayerische-gletscher.de) 1 = Lage der untersuchten Doline; 2 = Position des Paläobodens.

Fig. 5: Extent of the Holocene glaciers on the Zugspitzplateau and in the Höllental after G. HIRTLREITER (1992) and W. HAGG (updated, pers. comm. 2008). 9000 BP = Brunntalstand; 3300 BP = Plattstand; extent of the glaciers in 2006 according to: [www.bayerische-gletscher.de](http://www.bayerische-gletscher.de) 1 = position of the doline; 2 = position of the palaeosol.

Höchst unrealistisch ist auch der sehr niedrige durchschnittliche Wert des jährlichen Polleneintrags ( $240 \text{ Pk/cm}^2 \times a$ ), der sich bei Annahme kontinuierlicher Sedimentation während der letzten 8300 Jahre (lt. AMS-Datierung) für die oberen 70 cm des Profils ergibt. Für diese Zeit muss ein beträchtlicher Eintrag von Bodenmaterial aus der Umgebung angenommen werden. Die vergleichsweise hohen Sporenkonzentrationen (9.175 bis 110.192 Sporen/ml; Mittelwert 63.164 Sporen/ml), die den in diesem Teil des Profils geringen Pollenkonzentrationen gegenüber stehen, deuten darauf hin, dass ein hoher Anteil des ursprünglichen Pollengehalts durch Korrosion verloren gegangen ist. Im ungünstigsten Fall sind die Sporenwerte 6,4 mal größer als die Pollenwerte. Vermutlich enthielt das umgelagerte Material bereits zur Zeit der Umlagerung nur noch wenig Pollen, denn die Erhaltungsbedingungen für Pollen sind in oberflächennahen Schichten meistens ungünstig.

Der jährliche Eintrag von Flugstaub ist gering. Er liegt im

Sommer bei  $17 \mu\text{m}$  (= 17 cm in 10.000 Jahren) und ist im Winter unbedeutend (KÜFMANN 2002/2003). Schon diese Tatsache beweist, dass der überwiegende Teil des jüngeren Sediments aus der Umgebung eingeschwemmt worden ist.

Damit ergibt sich folgendes Bild: Zur Zeit des thermischen Optimums des Holozäns war die Pflanzendecke oberhalb der damals nahe gelegenen Waldgrenze vermutlich geschlossen. Die Bodenerosion war deshalb – bei hohem Polleneintrag – gering. Jeder cm der basalen Sedimente umfasst sehr viele Blühjahre. Dies führt zu hohen Pollenkonzentrationen.

Mit dem Absinken der Waldgrenze wurde die Pflanzendecke lückiger und verschwand schließlich fast ganz. Entsprechend nahm die Bodenerosion bei gleichzeitig abnehmendem autochthonem Polleneintrag zu. Das jetzt in großer Menge umgelagerte Bodenmaterial enthielt nur noch wenig Pollen und dieser war schlecht erhalten.

Die hohen Pollenkonzentrationen der ältesten Proben

vom Zugspitzplatt sind demnach ohne weiteres durch die Nähe von Wald zu erklären. Dieser war zur Zeit des thermischen Optimums des Postglazials, soweit die topographischen Gegebenheiten es erlaubten, näher an die untersuchte Doline auf dem Zugspitzplatt heran gerückt. Wahrscheinlich war der tiefer gelegene östliche Teil des Zugspitzplatts während des Atlantikums bewaldet.

Wichtigstes vegetationsgeschichtliches Ereignis nach der Ausbreitung der Fichte waren im Gebiet die Einwanderung und Ausbreitung von Rotbuche (*Fagus*) und Tanne (*Abies*). Die Rotbuche spielt im Untersuchungsgebiet aus standörtlichen Gründen heute nur eine untergeordnete Rolle. In der Moosprobe aus dem Lerchwald (Probe B) ist sie mit 11,8% vertreten. Noch häufiger darin nachweisbar ist die Fichte (19,3%), während die Tanne (0,2%) pollenanalytisch kaum fassbar ist. In den Proben C (OH-Horizont Lerchwald) und D (Frillensee) ist Rotbuchenpollen seltener nachgewiesen als in Probe B, dafür erreichen die Nadelbäume, vor allem die Fichte, deutlich höhere Werte. Angesichts dieser Tatsache und weil Buchenpollen bei schlechter Pollenerhaltung rasch unkenntlich wird, verwundert es nicht, dass *Fagus* bei so geringen Werten in den tiefen Lagen in der Oberflächenprobe vom Zugspitzplatt (Probe A) nur mit 0,2% vertreten ist. Ähnliches gilt für den Tannepollen, dessen Luftsäcke allerdings auch bei schlechter Pollenerhaltung in der Regel bestimmbar sind. Dementsprechend sind die Tannenwerte auf dem Zugspitzplatt geringfügig höher als die Werte der Rotbuche.

Man wird davon ausgehen können, dass die Proben des Profils aus der Doline, die Pollen der Rotbuche und der Tanne enthalten, erst nach der „Massenausbreitung“ der beiden genannten Baumarten in der weiteren Umgebung abgelagert wurden und nicht bereits zu Zeiten, als die beiden Arten selbst in der Bergwaldstufe noch nur schwach vertreten waren. Um das Fehlen von Nachweisen zu sichern, wurden deshalb in den für dieses Problem wichtigen Proben jeweils mehr als 1000 Pollenkörner gezählt, ein Vorgehen, das angesichts der schlechten Pollenerhaltung eigentlich nicht zu rechtfertigen war.

Die Pollendaten vom Zugspitzplatt sprechen dafür, dass sich die Tanne im Polleneinzugsgebiet früher ausbreitete als die Rotbuche. Das stimmt mit den Befunden aus dem Lermooser Becken überein. Hier breitete sich die Tanne (*Abies*) um 5500 BP (= 6200 cal. BP = 4250 v.Chr), d.h. gegen Ende des Atlantikums aus, die Rotbuche (*Fagus*) fünfhundert Jahre später (OEGGL 2004). Die Pollendiagramme aus dem Werdenfeller Land (WEBER 1999) vermitteln sowohl hinsichtlich des Zeitpunkts des Beginns der Massenausbreitung als auch bezüglich der Frage, ob sich die beiden Arten gleichzeitig oder nacheinander ausbreiteten, ein sehr uneinheitliches, letztlich widersprüchliches Bild. So weisen z. B. im Profil Kreuzjoch I (1700 m, nordöstlich des Zugspitzplatts) bereits Proben aus dem Jüngeren Atlantikum die höchsten Werte auf, welche die beiden Arten in diesem Diagramm erreichen. Im nur wenige km entfernten Zierwaldmoos (1100 m) dagegen, bei Grainau im Loisachtal, gibt es erst in Proben aus dem jüngeren Subboreal – allerdings nach einem Profilabschnitt mit schlechter Pollenerhaltung – erstmals und gleichzeitig nennenswert hohe Tannen- und Buchenwerte. Nach WEBER (1999) erfolgte die Ausbreitung der Rotbuche im Loisachtal erst im Subboreal und blieb hier auf die Tal-lagen beschränkt.

Wie im Falle der Fichtenausbreitung wurde auf dem Zugspitzplatt auch die früheste Massenausbreitung von Tanne und Buche im Polleneinzugsgebiet registriert. Das war nach derzeitiger Kenntnis deren Ausbreitung im westlich des Zugspitzplatts gelegenen Lermooser Becken. Selbstverständlich trugen Tanne und Buche nach ihrer späten Ausbreitung im Loisachtal auch von dort aus zum Pollenanflug auf dem Zugspitzplatt bei. Diese Massenausbreitung ist aber auf dem Platt nicht als „Ereignis“ fassbar.

Wegen der schlechten Pollenerhaltung ist eine detaillierte Deutung der jüngeren Pollenspektren nicht statthaft.

## 8 Benachbarte Schlüsselstellen

Ein besonderer Gesichtspunkt ergibt sich aus der Lage der untersuchten Doline zu den postglazialen Gletscherständen auf dem Zugspitzplatt: Sie befindet sich nahe der Stirn des sog. Plattstandes des Schneeferners bei 2300 m ü. NN, eines Gletscherstandes nach einem Wiedervorstoß im mittleren Holozän, vermutlich während der Lössen-Schwankung etwa zwischen 3340 und 3175 Jahren BP (PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973; RENNER 1982).

Weiter bemerkenswert ist die Entdeckung eines Paläobodens bei der Höhenkote P.2320 m (R<sup>44</sup>24 170, H<sup>52</sup>52 770), im Jahr 1989 kurzzeitig aufgeschlossen in einer Baugrube für das Fundament der Stütze 11 an der Trasse des Brunntalliftes. Es handelt sich um einen fossilen Bodenrest, der auf der Lee-seite (östlich) einer Felsschwelle unter einer Moränendecke erhalten geblieben ist (HIRTLREITER 1992: 109 ff. und Abb. 75, 76). Die auflagernde Moräne kann dem sog. Brunntalstand des Schneeferners zugerechnet werden. Sie gehört zu einem Wiedervorstoß im frühen Holozän (Präboreal/Boreal), mit Endmoränen im Brunntal südwestlich der Knorrhütte zwischen 2070 und 2120 m NN. Der begrabene Paläoboden ist demnach bereits im Präboreal (um 11 000 cal. BP) entstanden. Dies ergibt sich auch aus dem Befund einer pollenanalytischen Bestimmung von H. KÜSTER 1989, wonach das fossile Bodenmaterial zu 77% Pollen von Kiefer und 1% von Fichte aufweist, hingegen Buche und Tanne nicht nachgewiesen sind (cit. schriftl. Mitt. in HIRTLREITER 1992: 111).

## 9 Ergebnisse

Die Untersuchung einer Karsthohlform auf dem Zugspitzplatt in 2290 m Höhe mit deren Inhalt aus humosem Kolluvium wird als ein Beitrag zur Diskussion der postglazialen Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge angesehen. Die Ergebnisse stehen im Einklang mit den Erkenntnissen von HIRTLREITER (1992) bzw. ergänzen diese:

(1) Eisrückzug vom Reintalangerstand (1340 m) – dort Egesen-Gletscherstand des Partnachgletschers im ausgehenden Spätglazial – auf das Zugspitzplatt in über 2500 m bis in den Bereich der neuzeitlichen Hochstände des Nördlichen und des Südlichen Schneeferners (vgl. Abb. 5 sowie HIRTLREITER 1992: 107, Abb. 71).

(2) Verwitterung mit intensiver Bodenbildung und Verkarstung im Präboreal ab ca. 11500 cal. BP.

(3) Wiedervorstoß der vereinigten Schneeferner bis zum sog. Brunntalstand (2100 m) im Präboreal/Boreal, dabei Überfahung eines Paläobodens im Punkt P. 2320 m.

(4) Rückzug der Schneeferner im weiteren Verlauf des Boreals bis auf einen Stand bei mindestens 2500 m ü. NN, d.h. bis oberhalb der untersuchten Doline. Ob der Eisrückzug im Zeitraum zwischen rd. 8000 und 5000 Jahren cal. BP im Atlantikum bis zu einer gegenwärtigen Größenordnung erfolgte – wie in anderen Bereichen der Ost- und Westalpen – kann für das Wettersteingebirge bzw. Schneefernerplatt lediglich vermutet werden.

(5) Fortschreitende Verkarstung und Auffüllung der untersuchten Doline bei 2290 m ü. NN mit humosem Kolluvium aus teils äolischem und teils eingeschwemmtem Feinmaterial seit dem frühen Atlantikum.

(6) Wiedervorstoß der Schneeferner zum sog. Plattstand bei 2300 m während der Löss-Schwankung zwischen 3400 und 3100 Jahren BP. Die Geländemulde mit der untersuchten Doline wurde vom Gletschereis nicht mehr überfahren und auch im jüngeren Holozän nicht mehr von den Schneefernern erreicht. Die untersuchte Stelle ist seit mindestens 8000 Jahren ohne Gletschereisbedeckung (vgl. Abb. 5).

## Dank

Wir danken Frau CAROLA KÜFMANN GEB. HÜTTL und den Herren WILFRIED HAGG, JOCHEN HEINRICH, KLAUS LEWEJOHANN, KLAUS OEGGL, LUDWIG RIES, KONRAD RÖGNER, THOMAS MAYER und KARIN MEISBURGER für Auskünfte und Bestimmungen, Herrn P.M. GROOTES für die AMS-Datierungen. Die Übertragung ins Englische besorgte freundlicherweise CHARLES TURNER. Ein besonderer Dank gebührt Frau RUTH DRESCHER-SCHNEIDER, die unveröffentlichte Daten für eine Auswertung zur Verfügung stellte, Herrn RAINER SIEGER für die geduldige Hilfe bei der Anwendung des Zeichenprogramms PanPlot sowie HANS-HUBERT LEUSCHNER für ergänzende Einträge in das Pollendiagramm.

## Schriftenverzeichnis

- BEUG, H.-J. (2004): Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. 5–42 S.; München (Pfeil).
- BORTENSCHLAGER, S. (1967): Pollenanalytische Ergebnisse einer Firmprofiluntersuchung am Kesselwandferner (3240 m, Ötztal, Tirol). – Grana, 7: 259–274.
- BORTENSCHLAGER, S. (1988): Ferntransport von Pollen über größere Distanzen. – Swiss Med, Schweizerische Zeitschrift für Medizin und medizinische Technik, 10, Nr. 8: 31–35.
- BORTENSCHLAGER, S. (1992): Die Waldgrenze im Postglazial. – In: Kovar-Eder, J. (ed.): Palaeovegetational development in Europe and regions relevant to its palaeofloristic evolution. – Proceedings of the Pan-European Palaeobotanical Conference: 9–13; Vienna.
- BORTENSCHLAGER, S. (1993): Das höchst gelegene Moor der Ostalpen. „Moor am Rofenberger“ 2760 m. – Dissertationes Botanicae, 196: 329–334.
- BORTENSCHLAGER, S. & NEUWINGER, I. (1994): Pollenanalytische Untersuchung eines mächtigen Boden-Profiles in 3000 M. – Dissertationes Botanicae, 234: 207–213.
- CREDNER, B., HÜTTL, C. & RÖGNER, K. (1998): The formation and distribution of soils and vegetation at the Zugspitzplatt (Bavaria, Germany) related to climate, aspect, and geomorphology. – Ecology, Revue trimestrielle, 29(1–2): 63–65; Brunoy (Blandin).
- DIEPENBROEK, M., GROBE, H. & SIEGER, R. (2001): PanPlot – <http://www.pangaea.de/Software/PanPlot>.
- FRITZ, A. (1976): Pollen im Sahara-Staub. – Carinthia II, 166/86: 173–174.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1978): Absolute jährliche Pollenniederschlagsmengen an verschiedenen Beobachtungsorten in der Bundesrepublik Deutschland. – Flora, 167: 209–247.
- HAGG, W., MAYER, C. & STEGLICH, C. (2008): Glacier changes in the Bavarian Alps from 1989/90 to 2006/07. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 42(1): 37–46.
- HIRTREITER, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung. – Münchner Geographische Abhandlungen, Reihe B, 15: 1–154.
- HÜTTL, C. (1999): Steuerungsfaktoren und Quantifizierung der chemischen Verwitterung auf dem Zugspitzplatt (Wettersteingebirge, Deutschland). – Münchner Geographische Abhandlungen, Reihe B, 30: 215 S.
- JOCHIMSEN, M. (1986): Pollenflug in den Hochalpen. – Dissertationes Botanicae, 90, 241 S.
- KRAL, F. (1971): Pollenanalytische Untersuchungen zur Waldgeschichte des Dachsteinmassivs. – 145 S.; Wien (Österreichischer Agrarverlag).
- KRAL, F. (1989): Pollenanalytische Untersuchungen im Fernpaßgebiet (Tirol): Zur Frage des Reliktcharakters der Bergsturz-Kiefernwälder. – Verhandlungen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft in Österreich, 126: 127–138.
- KÜFMANN, C. (2002/03): Erste Ergebnisse zur qualitativen Untersuchung und Quantifizierung rezenter Flugstäube in den Nördlichen Kalkalpen (Wettersteingebirge). – Mitteilungen der geographischen Gesellschaft München, 86: 59–84.
- KÜFMANN, C. (2003): Soil types and eolian dust in high-mountainous karst of the Northern Calcareous Alps (Zugspitzplatt, Wetterstein Mountains, Germany). – Catena, 53: 211–227.
- KÜFMANN, C. (2008): Flugstaubeintrag und Bodenbildung im Karst der Nördlichen Kalkalpen. – Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsberichte, 54: 159 S.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BERGLUND, B. E. & DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – Boreas, 3: 109–128.
- Markgraf, V. (1980): Pollen dispersal in a mountain area. – Grana, 19: 127–146.
- MOORE, P. D., WEBB, J. A. & COLLINSON, M. E. (1991): Pollen analysis. – 216 S.; London (Blackwell).
- OEGGL, K. (2004): Palynologische Untersuchungen zur vor- und frühgeschichtlichen Erschließung des Lermooser Beckens in Tirol. – Berichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft, 16: 75–86.
- OEGGL, K. & WAHLMÜLLER, W. (1994): Holozäne Vegetationsentwicklung an der Waldgrenze der Ostalpen: Die Plancklacke (2140 M)/Sankt Jakob im Defreggen, Osttirol. – Dissertationes Botanicae, 234: 389–411.
- ORTH, J.P. (1991): Alpiner Hochkarst des Zugspitzplatts. – Zusammenfassende Darstellung (unveröff.), 4 S., Garching und Mittenwald.
- PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER, S. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). – Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Supplementband, 16: 25–72.
- POTT, R., HÜPPE, J., REMY, D., BAUEROCHSE, A. & KATENHUSEN, O. (1995): Paläoökologische Untersuchungen zu holozänen Waldgrenzschwankungen im oberen Fimbirtal (Val Fenga, Silvretta, Ostschweiz). – Phytocoenologia, 25: 363–398.
- REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BERTRAND, C.J.H., BLACKWELL, P.G., BUCK, C.E., BURR, G.S., CUTLER, K.B., DAMON, P.E., EDWARDS, R.L., FAIRBANKS, R.G., FRIEDRICH, M., GUILDERSON, T.P., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, G., MANNING, S., RAMSEY, C.B., REIMER, R.W., REMMELE, S., SOUTHON, J.R., STUIVER, M., TALAMO, S., TAYLOR, F.W., VAN DER PLICHT, J., WEYHENMEYER, C.E. (2004): IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. – Radiocarbon, 46(3): 1029–1058.
- RENNER, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebiets und dendroklimatische Analysen an fossilen Hölzern. – Physische Geographie, 8: 1–183.
- RÖGNER, K. & KOENIG, B. (2002/2003): Der Einfluß von Flechten auf die Verwitterung von Karbonatgesteinen im Hochgebirge (Zugspitzplatt, Wettersteingebirge, Bayern, Deutschland). – Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München, 86: 85–132.
- STOCKMARR, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analysis. – Pollen and Spores, 13: 615–621.
- VAN DER KNAAP, W.O., VAN LEEUWEN, J.F.N. & AMMANN, B. (2001): Seven years of annual pollen influx at the forest limit in the Swiss Alps studied by pollen traps: relations to vegetation and climate. – Review of Palaeobotany and Palynology, 117: 31–52.
- WAHLMÜLLER, N. (1985): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols V: Nordtiroler Kalkalpen. – Berichte des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins Innsbruck, 72: 101–144.
- WEBER, K. (1999): Vegetations- und Klimageschichte im Werdenfelser Land. – Augsburg Geographische Hefte, 13: 1–127.

# Indicator count methods tested out on Møn, Denmark

Per Smed

**Abstract:**

Indicator rock counts were carried out in four till units on the island Møn, Denmark. The results were depicted as “circle maps”. These showed that the contents of the four units were distinctly different, an observation that could not have been shown with comparable clarity with other methods, such as the calculation of the theoretical centre of dispersal (TGZ). Therefore the Møn counts have been used as a starting point for a method review, including information that has been neglected so far. The indicator counts reveal that the interpretation of the Klintholm till as of “Baltic provenance” should be revised, and that ABER’s (1979) interpretation of the till units at Hvideklint based on fine gravel has to be refuted.

**[Leitgeschiebezählungs-Methoden, durch Untersuchungen auf der Insel Møn, Dänemark, geprüft]****Kurzfassung:**

Leitgeschiebezählungen wurden in vier Tills in Kliffprofilen auf der Insel Møn, Dänemark durchgeführt. Die Resultate sind als „Kreis-Karten“ abgebildet. Die in dieser Arbeit vorgelegten Till-Einheiten sind distinkt verschieden. Diese Unterschiede konnten bislang mit anderen Methoden nicht entsprechend klar gezeigt werden, so z. B. durch die Berechnung des theoretischen Geschiebezentrums (TGZ). Deshalb wurden die Møn-Zählungen als Ausgangspunkt für eine Methodenkritik verwendet, mit Hinweisen auf bisher unbeachtet gebliebene Information. Von lokalem Interesse ist, dass die „baltische“ Provenienz des Klintholm Tills revidiert werden sollte, und dass die von ABER (1979) vorgelegte und auf Feinkies basierte Interpretation von Till-Einheiten im Hvideklint-Profil abgelehnt werden muss.

**Keywords:**

*Indicator counts, circle maps, Møn, till provenance, depiction methods*

**Address of author:**

Per Smed, Stiholmsvej 1, DK-3460 Birkerød. E-Mail: a\_smed@post.tele.dk

## 1. Introduction

A major problem for indicator counting has always been the randomness with which recognizable rock types have become known over time. Furthermore, every geologist uses his/her own type selection, so that the results cannot be not fully compared. To assure that valuable information can be drawn from a count procedure, one should take into account that (1) approximately the same percent of the total clast content should be counted in every investigated till, and that (2) the source areas of the rock types used should be as evenly distributed as possible.

The latter demand is difficult to fulfill. Below, the historically most important methods (MILTHERS 1909, 1942, HESEMANN 1936, 1975, and LÜTTIG 1958) shall be reviewed with reference to this and to other problems. In order to illustrate the inferences, hitherto unpublished material shall be presented, including results from the investigation of four tills occurring in cliff sections on the south coast of the island Møn, Denmark; indicator counts in three of these are published here (fig. 5, 6, 7).

All mentioned samples were taken directly from the tills (in situ). Indicator counts of glaciofluvial gravel are regarded as less reliable, since meltwater can erode deep into the substratum (more than 100 m has been mentioned). Stones from fields were not used, since their stratigraphic position is uncertain (the youngest till can be missing in the area, and some stones could come from dug trenches, building sites, etc.)

The author’s indicator type selection is based on HESEMANN (1936, 1975) and LÜTTIG (1958), supplemented by a number of types proposed by ZANDSTRA (1988, 1999), WENNEBERG (1949), VINX (1996, 1998) and the present author. Most of the used types are depicted in SMED (1995, 2002). The significance of the selection is discussed in section 3.1.

The circle-map method was first presented by SMED (1989, 1993). Its essential procedure is a drawing of maplets of southern Scandinavia, one map for each count (fig. 5, 6, 7). In these maplets, a circle represents one rock type or a cluster of neighbouring variants; the circle center is situated in the middle of the outcrop area, and the circle area is proportional to the number of specimens found. This method has several advantages: (1) every indicator rock type used and every identified clast is shown; (2) comparisons between map pictures are easier than comparison between formulae or indicator lists; (3) in most cases, the circles turn out to constitute a band between the Scandinavian source areas and the sampling site, indicating an ice movement path; (4) reworked stones lie often outside the band or blur the band and can thus be identified.

Regardless of the method used, an indicator count can only be a spot test. A usable procedure is to look after clasts with identifiable source areas until a significant number (usually 50) has been reached. If 50 specimens cannot be found at the face of the section, a spade must be used. No rules can be set down about the till volume that needs to be dug out; the objective is the statistical significance (50 samples).

A computer program constructed by GEISLER-WIERWILLE (pers. comm.), Hamburg and Bonn, Germany has been used to draw the circle maps.

## 2. Samples from the island Møn, Denmark

Figures 3a, 3b, and 4 illustrate the stratigraphy and glacial tectonics in the cliffs on the south coast of Møn. The units involved are: (C) Cretaceous chalk, (a) Ristingeklint till (the unit is missing in fig. 4), (b) Klintholm till with shear mix, (c) Mid Jutland till, (d) Young Baltic till. All till units are Weichselian. They shall be described here in brief:

### The Ristingeklint till

This till is exposed at the cliff localities Hjelm Nakke and Hvideklint. In HOUMARK-NIELSEN (1994) the till is referred to as Unit 4. Its occurrence has been known since older descriptions of Møns klint (HINTZE 1937). The till has a distinctly Baltic provenance, with few Swedish clasts; the content of Palaeozoic limestone pebbles is very high. In many places, e. g. at Hjelm Nakke, the Ristingeklint till rests directly on chalk, but in spite of this, the percentage of flint clasts in the till is much lower than the percentage of crystallines, whereas in the overlying till units the opposite is the case.

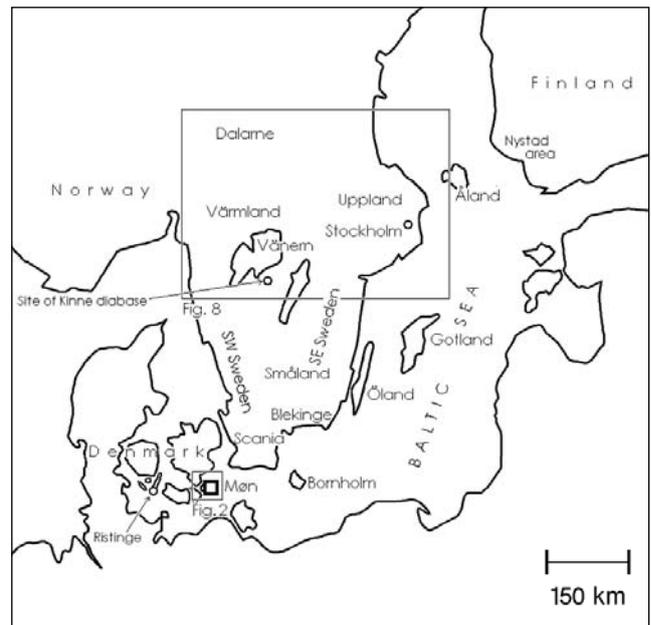


Fig. 1: Overview of geographical names used in the article. Outlines of fig. 2 and 8 are shown.

Abb. 1: Übersicht der im Artikel verwendeten geographischen Namen. Die Lage der Abb. 2 und 8 sind als Umrisse angegeben.

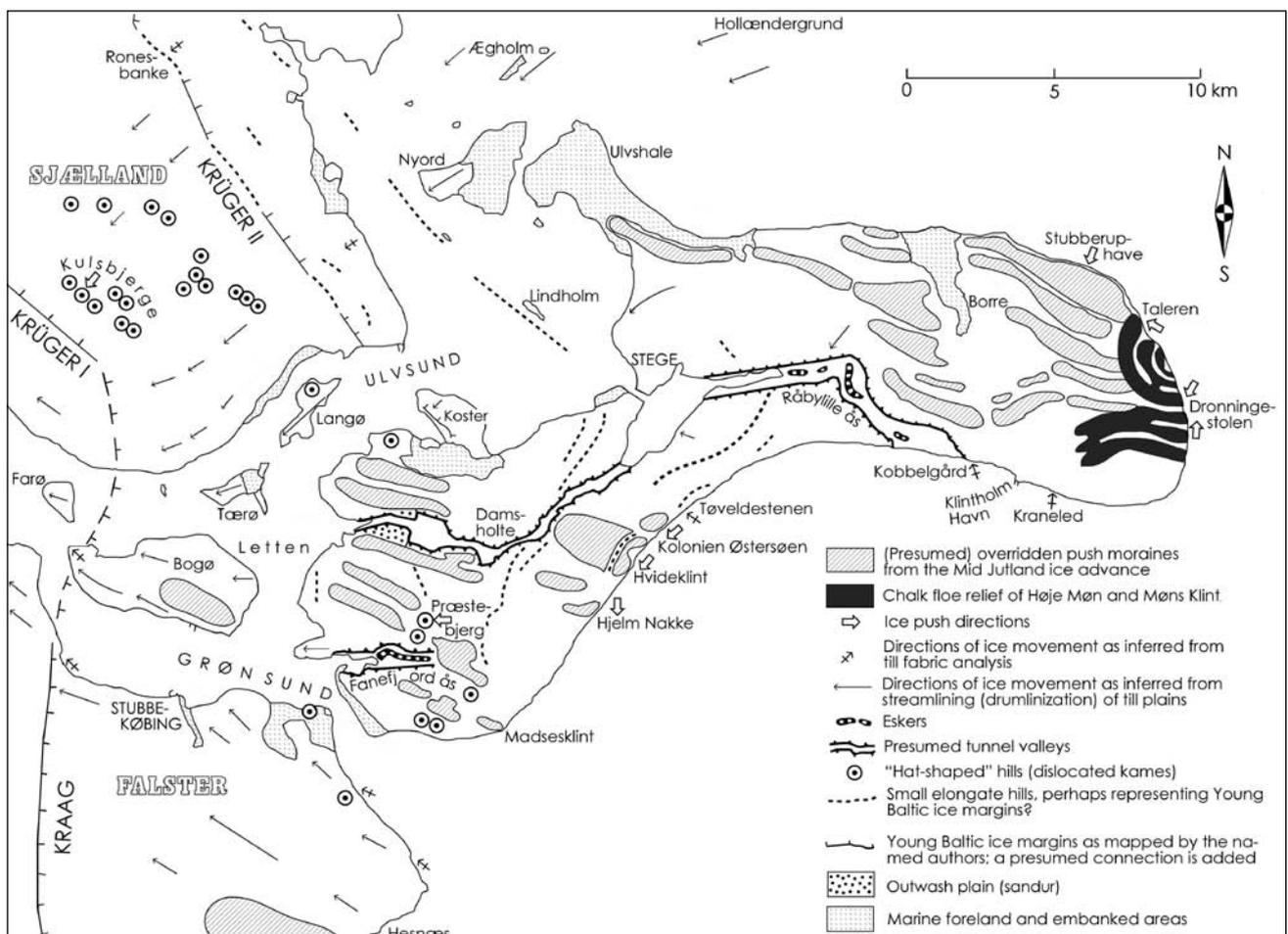


Fig. 2: Glacial landscape and locality names on the island Møn, Denmark. The map is based on information from KRÜGER (1969), KRAAG (1978), HOUMARK-NIELSEN (1994), from the author's own observations, and from KRÜGER (pers. comm.), and HOUMARK-NIELSEN (pers. comm.).

Abb. 2: Glaziale Landschaft und untersuchte Lokalitäten auf der Insel Møn. Die Karte basiert auf Informationen aus KRÜGER (1969), KRAAG (1978), HOUMARK-NIELSEN (1994), Beobachtungen des Autors und persönlichen Mitteilungen von J. KRÜGER und M. HOUMARK-NIELSEN.

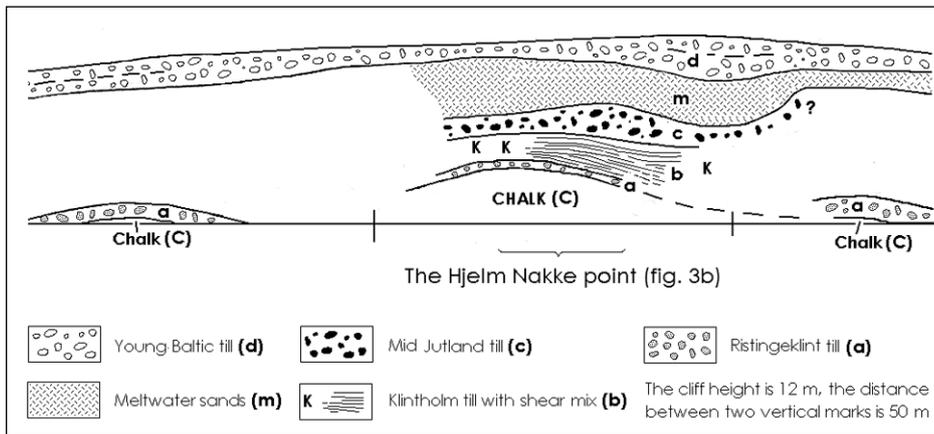


Fig. 3a: Overview of the Hjelm Nakke cliff profile. The photograph fig. 3b covers the section above the brace.

Abb. 3a: Übersicht des Profils Hjelm Nakke. Die Abb. 3b gibt den Abschnitt oberhalb der Klammer wieder.

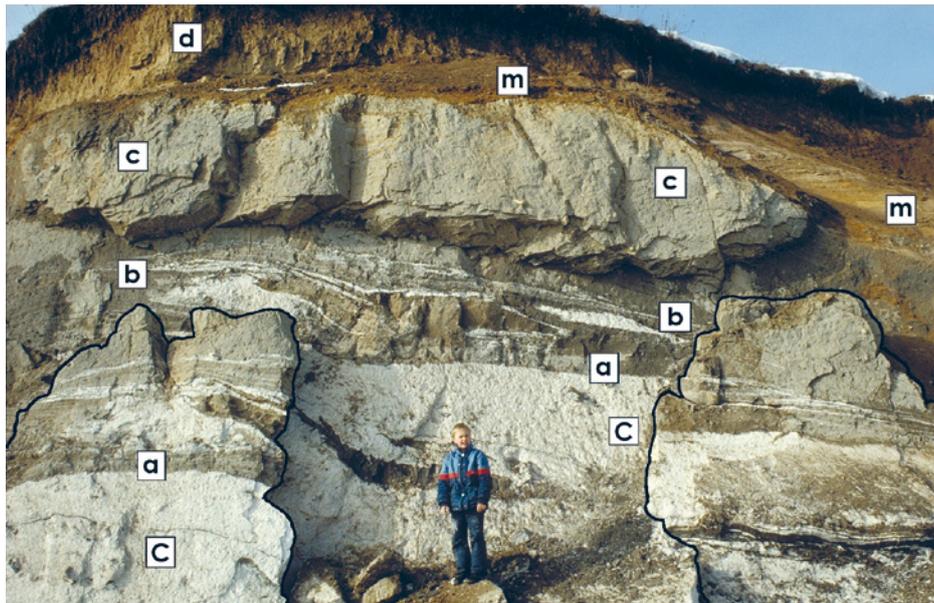


Fig. 3b: Hjelm Nakke cliff. The exposed units are marked with the same letters as in fig. 3A. Black lines surround blocks that have slid downwards (Photograph by MICHAEL HOUMARK-NIELSEN).

Abb. 3b: Das Hjelm Nakke Kliff. Die dargestellten lithologischen Einheiten entsprechen Abb. 3a. Die schwarzen Linien markieren die Umrisse von hangabwärts verrutschten Blöcken (Foto MICHAEL HOUMARK-NIELSEN).

(At Hjelm Nakke 33 flints and 124 crystallines were counted on a 1 m<sup>2</sup> surface in the Ristingeklint till; in the overlying Klintholm till, the numbers were 62 flints and 18 crystallines). Eight Åland rocks were found in Ristingeklint till in only a quarter of an hour; no rocks from Åland were found in Klintholm till at the same site, not even after two days of sampling. The unweathered Ristingeklint till is grey, a little bluish when wet, and reddish brown (sienna) in a weathered state. Locally it displays red streaks and stains. As it includes rafts of Eemian material, its stratigraphic position as Weichselian is beyond doubt (KRÜGER & KJÆR 1999). The till represents an Early/Middle Weichselian ice advance; its age is estimated at 50.000 ybp by HOUMARK-NIELSEN and KJÆR (2003). It has also been found at Ristinge on Langeland (SJORRING 1983) and on Djursland in east Jutland (PEDERSEN & PETERSEN 1997).

### The Klintholm till

This till is exposed at all investigated localities. In HOUMARK-NIELSEN (1994) it is referred to as Unit 6. It underlies lacustrine layers deposited during the Denekamp interstadial. The author's five counts from the Klintholm till produced strikingly similar results (fig. 5, 6, 7): they represent a path of ice transport from the Scandinavian mountains via Dalarna, through eastern Sweden, along the east coast of Småland and via Blekinge towards Møn. Palaeozoic limestones from areas

near the Swedish coast are abundant; rock types from the eastern Baltic were not found. The transport path has a clear western boundary: no Kinne diabases, Värmland granites, garnet amphibolites, or Scanian basalts occurred. Instead, Kalmarsund sandstones, Öland limestones, and white-spotted flints were found. The spotted flints derive from Campanian littoral limestone deposits in NE Scania and from the present sea floor S of Blekinge.

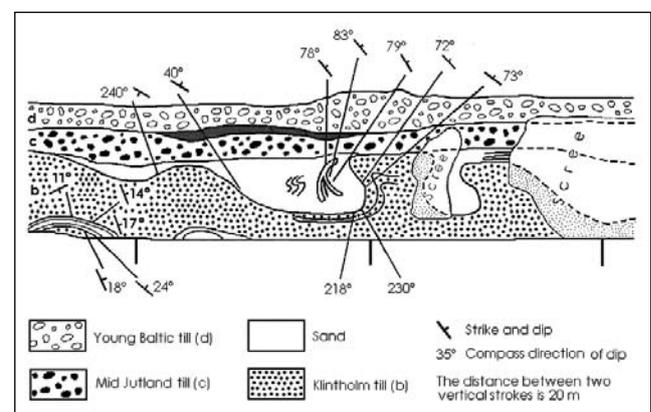


Fig. 4: Part of the "Kolonien Østersøen" cliff section, by courtesy of M. FAURBYE.

Abb. 4: Abschnitt der „Kolonien Østersøen“ Kliff Sektion (mit Genehmigung M. FAURBYE).

## The Mid-Jutland till

The unit has traditionally been called “NE-ice till”; it was designated as the Mid Jutland till by HOUMARK-NIELSEN (1987), i. e. interpreted as deposited when the ice advanced to the Mid Jutland marginal line 23–21 kyr bp. The till can be observed at Hjelm Nakke as well as in the “Kolonien Østersøen” cliff (FAURBYE 1999), overlying Denekamp interstadial strata. It is hard and massive (cf. the photograph fig. 3b), probably reflecting the load of a thick ice cover. The circle map (fig. 5) combines the results of SMED and FAURBYE.

The photograph fig. 3b shows a protruding mass (c), interpreted as the Mid Jutland till by STOCKMARR (1996), and by HOUMARK-NIELSEN (pers. comm.). A sharply defined interface separates the protruding mass from an underlying sheared sediment mixture (b), consisting mostly of cm- or dm-thick smears of alternately white chalk and black clay. Thin till layers are also present, but they are less coherent than the protruding mass above, and have another colour. Steep N-dipping joints in the protruding till mass (visible in the photograph) do not continue into the shear mix; thus the interface most probably represents the base of the Mid Jutland unit. The shear mix is overthrust from the N along fault planes with a low inclination (15–30°). The Mid Jutland ice sheet moved from the N locally; thus the Mid Jutland ice sheet was most likely responsible for the shearing and thrusting.

In cliff profiles between Hjelm and Tøvelde, the Klintholm and Ristingeklinton tills as well as the underlying chalk are disturbed by pressure coming from the NW to E, on average about NE. Fig. 3 shows gentle folds with long amplitudes,

30 m or more, over which the Mid Jutland till forms an undisturbed cover. The folding is more intense in fig. 4, but the Mid Jutland till tops it in the same way. Almost undisturbed meltwater strata and a Young Baltic till cover the sequence.

## The Young Baltic till

The Young Baltic till is found at all investigated sites. In HOUMARK-NIELSEN (1994) it is referred to as Unit 8. It forms a 1–3 m thick blanket at the land surface, overlying normally undisturbed meltwater deposits; dm-sized folds are observed locally, and 10–30 cm thick slabs of chalk are found, mostly at the base of the till. Red sandstones are common, often in long bands of tiny pebbles. In some places, the crushing has gone so far that the till matrix displays red stains or streaks (cf. KRÜGER & KJÆR 1999). Åland rocks are common and Småland granites rare in the Young Baltic layers, whereas the opposite is the case in the Klintholm till. White-spotted flints are less common than in the Klintholm unit; Öland limestones occur in both the Klintholm and the Young Baltic tills.

## 3 Discussion of indicator count methods

### 3.1 A control count at Ristinge and comments on the Milthers method

In 1989, an attempt was made to access the significance of the author’s type selection by means of a beach stone count

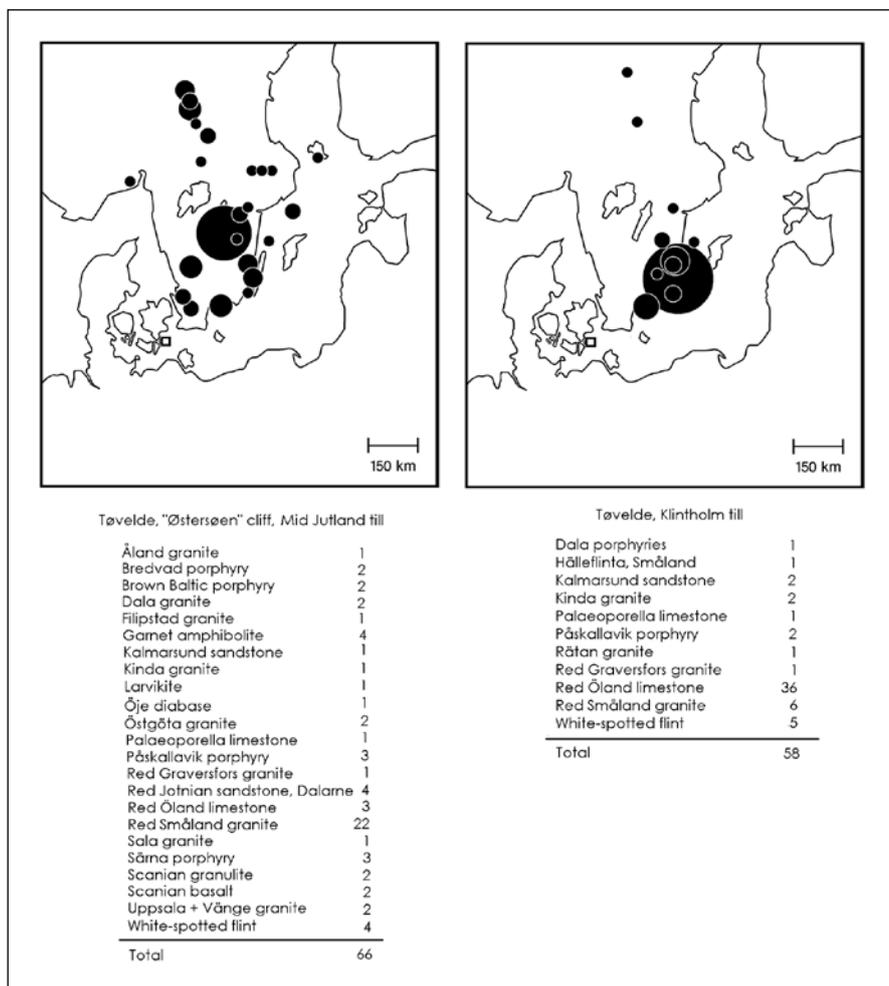


Fig. 5: Two indicator counts from the “Kolonien Østersøen” cliff section near Tøvelde. The samples of Mid Jutland till were taken above the large fold in fig. 4; the Klintholm till sample was taken immediately to the right (NE) of fig. 4. In the figs. 5, 6, and 7 the square represents the investigated locality.

Abb. 5: Zwei Geschiebezählungen aus der „Kolonien Østersøen“ Kliff Sektion bei Tøvelde. Die Proben aus dem Mid Jutland till wurden oberhalb der großen Falte (s. Abb. 4) entnommen, die Klintholm till Probe wurde im direkten Anschluss (NE, s. Abb. 4) entnommen. Die Lage des Untersuchungspunktes ist in den Abb. 5–7 durch jeweils ein Quadrat gekennzeichnet.

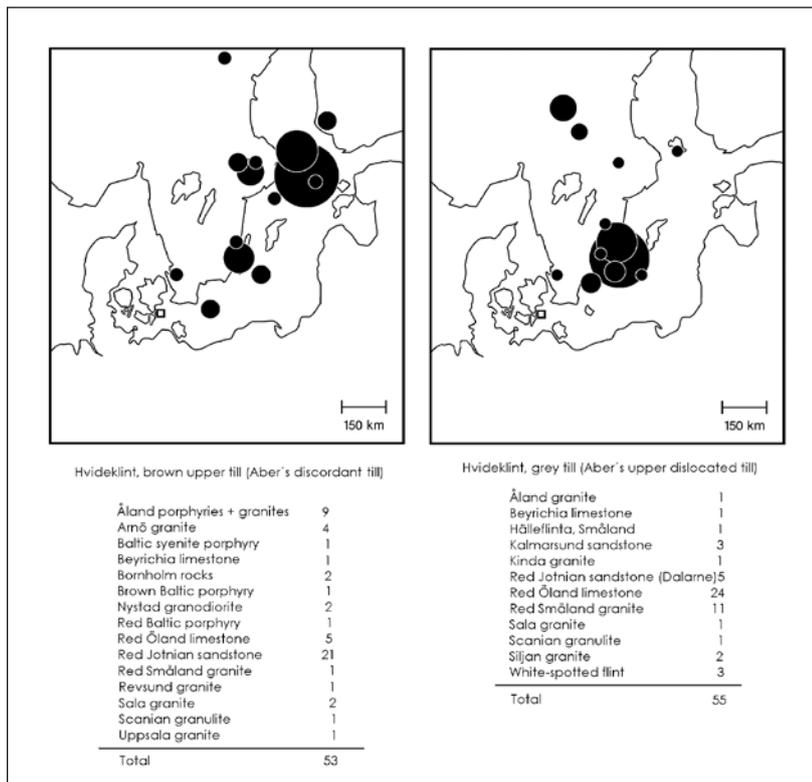


Fig. 6: Two indicator counts from the Hvideklint cliff. Both samples were taken 650–40 m NE of the end of the road Ørebækvej, cf. fig. 12.

Abb. 6: Zwei Geschiebezählungen aus dem Hvideklint Kliff. Beide Proben wurden 650–40 m NE des Endes des Ørebækvej entnommen (s. Abb. 12).

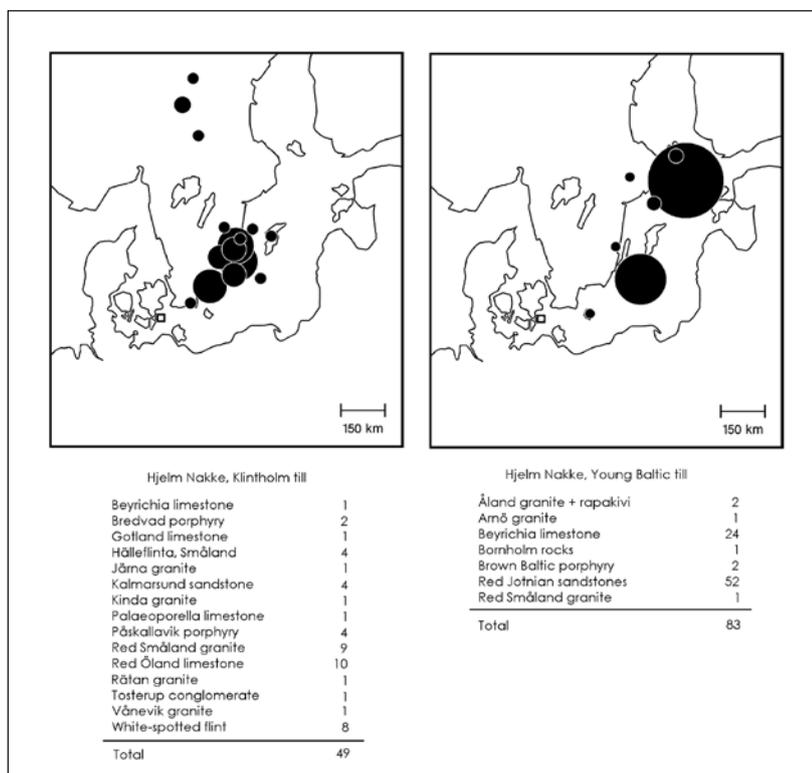


Fig. 7: Two indicator counts from the Hjelm Nakke cliff. The Klintholm till was sampled immediately to the right of the photograph fig. 3b, 240 m NE of the end of the road Hjelmnakkevej; the Young Baltic till was sampled 50–100 m NE of that road end.

Abb. 7: Zwei Geschiebezählungen aus dem Hjelm Nakke Kliff. Der Klintholm till wurde direkt am rechten Rand der auf Abb. 3b dargestellten Sektion beprobt (240 m NE des Straßenendes des Hjelmnakkevej. Der Young Baltic till wurde 50–100 m NE des Straßenendes des beprobt.

at Ristinge cliff (Langeland, Denmark). The till thicknesses and provenances in this cliff profile are well known, cf. SJØRRING (1983). Furthermore, the cliff is situated on a peninsula pointing towards the dominating wind direction, a position preventing coast-parallel wave transportation of stones from the W. The beach E of the cliff is sandy, indicating that a transport from that direction is negligible. Thus the stones on the beach must derive from erosion of the local cliff. Therefore, the ratio between Swedish and Baltic stones on the beach should roughly correspond to the ratio between the thicknesses of Swedish and Baltic tills in the cliff.

An about 5 m thick Mid Jutland till series with Swedish provenance dominates the profile. A Young Baltic till lies above it and a Ristingeklnt till with Baltic provenance lies below it; the two have a combined thickness of about 1,5 m. 192 indicators were counted on the beach. Of these, 31 were (strictly speaking) of Baltic provenance, 13 were from the Stockholm region (Uppland), 147 from the rest of Sweden (from Dalarne on to Scania) and 1 from Norway. Uppland stones can be reckoned as Baltic indicators in practice, cf. fig. 8. Therefore, it can be assumed that 44 indicators were transported to the locality via the Baltic depression, as compared to 147 transported via central and southern Sweden. The ratio between the thicknesses of the Baltic and the Swedish tills is  $1,5:5 = 3:10$ . The ratio between 44 and 147 is  $2,99:10$ . The conclusion seems to be that a rather well balanced number of counted samples derives from these two main source areas.

MILTHERS's beach stone count method (1909, 1942) was used at Ristinge by its inventor; his count showed a ratio of 12 Baltic: 10 Swedish indicators. MILTHERS often disregarded the Kinne diabases; if that is done here, the result is 71 Baltic and 26 Swedish indicators, a proportion of 27:10 (the figures are based on K. MILTHERS 1942). These ratios do not approach the ratio between the till thicknesses, not even with a reasonable margin of error. It must be concluded that Swedish rock types were catastrophically under-represented when MILTHERS's rock type selection was applied.

### 3.2 The Hesemann method

In Germany, the most used method has been that of HESEMANN (1931, 1936, 1975). His counts include more rock types than that of MILTHERS used. However, as LÜTTIG

(1958) objects, the presentation method blurs the results: HESEMANN subdivided Norden into four areas (fig. 9). For each count, the determined indicator clasts were sorted out into four groups, corresponding to the four areas. Thus, individual rock types were not depicted, and therefore, the accuracy of the analyses was limited. Furthermore, the boundary between the HESEMANN areas "II" and "III" crosses the striae and the transport direction of Dalarne rocks towards the S on to Småland-Scania, cf. fig. 8. Stones from Uppland (the Stockholm area) were lumped together with Dalarne rocks, but as shown by the striae, the ice carried the Uppland rocks out into the Baltic sea. This corresponds with observations made in Sweden (few or no stones from Dalarne can be found near Stockholm) and with results from Danish counts. The Dalarne and Uppland rocks do not occur together in the way HESEMANN presupposed. Furthermore, all south Swedish clasts were piled in HESEMANN's group III (cf. fig. 8 and 9). This would have made the difference between the Klintholm till and the Mid Jutland till (fig. 5) invisible; it would be con-

cealed that Klintholm till contains many stones from SE Sweden, but none from SW Sweden.

Unfortunately, the mentioned traits influence HESEMANN's "formulae" in a disadvantageous way. Since the digit in blank IV (representing Norway) is normally 0 in German counts, the only information of real value in the formulae seems to be the relation between the number of clasts from the eastern/northern Baltic (blank I) and the entire rest (blanks II + III). The full indicator lists are, however, published and are still of value today.

### 3.3 The Lüttig method

LÜTTIG (1958) listed each rock type separately, and calculated an average geographical position for all clasts in a count (the so-called TGZ), thus avoiding any subdivision of Scandinavia.

Four problems with the TGZ method will be discussed here: (A) that some sandstone types are counted, but most

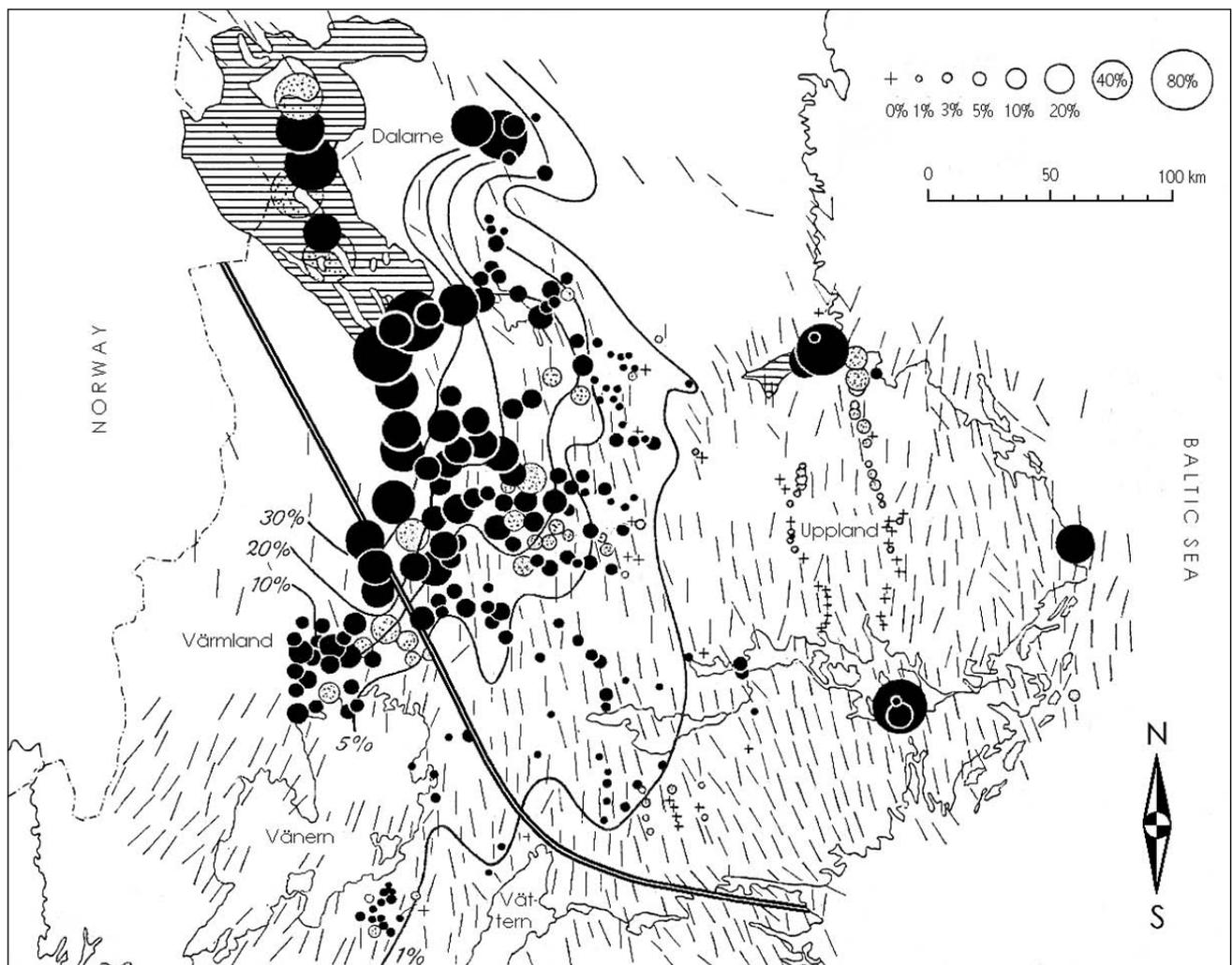


Fig. 8: Directions of striae, and the spreading of Dala sandstones from the source area (hatched). The circles show sandstones as a percentage of the total number of clasts at each location. The dotted circles represent meltwater deposits. The occurrences at Gävle (N of Uppland) and Stockholm (S of Uppland), as well as in the stripe between these points, derive from small local outcrop areas (G. LUNDQVIST 1935, 1951). The double line (added by the present author) is the boundary between HESEMANN's indicator areas II (NE of the line) and III (SW of the line), cf. fig. 9.

Fig. 8: Gletscherschrammen sowie Verbreitung von erratischem Dala-Sandstein außerhalb des Quellgebietes (schraffierte Fläche). Die gefüllten Kreise geben den prozentualen Anteil an der Gesamtsumme gezählter Geschiebe an jeder Lokalität an. Die gepunkteten Kreise kennzeichnen Schmelzwasserablagerungen. Die Vorkommen bei Gävle (N von Uppland) und Stockholm (S von Uppland), sowie die Streifen dazwischen, stammen aus lokalen Vorkommen (G. LUNDQVIST 1935, 1951). Die vom Autor eingefügte Doppellinie kennzeichnet die Grenze zwischen HESEMANN'S Arealen II (NE der Linie) und III (SW der Linie), vgl. die Abb. 9.

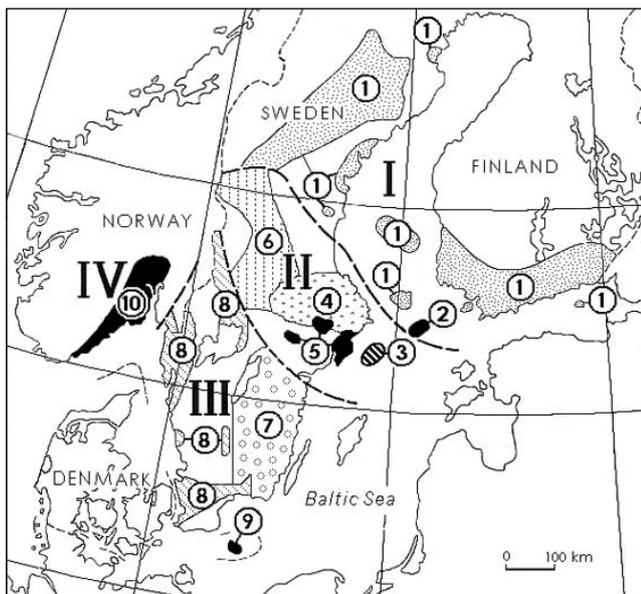


Fig. 9: Hesemann's subdivision of Norden (I–IV); Zandstra's revision (1983) is shown with Arabic numerals.

Abb. 9: Hesemanns Einteilung von Norden (I–IV); Zandstras Überarbeitung (1983) ist mit arabischen Ziffern eingetragen.

of these seem to be dubious as indicators; (B) that limestone erratics are excluded; (C) that the outcrop areas of the used crystalline types are not equally distributed on a map of the Nordic countries; and (D) that the indicator type selection cannot be changed if counts from different localities have to be compared by means of the TGZ calculations.

(A) A number of sandstone types are found in LÜTTIG's indicator list (1958). However, in my opinion, only few sandstones can reveal their origin with sufficient certainty. It seems appropriate to discuss the most prominent examples:

*Red sandstones* derive mainly from the Jotnian formation, aged about 1200 my. They crop out in Dalarne and on the Baltic sea floor N, S, and W of the Åland islands. A fair number of hand-sized Dala sandstone specimens display circular light spots with distinct outlines, whereas such spots are seldom found in abundant red sandstone erratics on the Åland islands (VINX, pers. comm.) When from a large number of red sandstones no specimens have circular spots, there is good reason to believe that the till in question has a Baltic provenance. Many Baltic tills display red smears or strikes deriving from crushed sandstones. The mentioned traits are, however, not always reliable.

*Öved sandstone* (Silurian, Scania) and *Neksø sandstone* (Subcambrian, Bornholm) are red. Öved sandstone can be used as indicator if it contains casts or moulds of 1–5 mm-sized ostracod shells. Of the Neksø unit, only the bottom layers containing kaolinized feldspar grains can be recognized. All other specimens should be discarded, since it is impossible to distinguish them from Jotnian types in practice (SCHUDEBEURS 1980–81).

*Hardeberga sandstone* (Cambrian) has visible, rounded sand grains embedded in a hard quartz cement; when struck, it splits across the grains; the fractures are rough and cut one another in odd angles. The colour is whitish, beige, greyish, or slightly greenish. The type should be recognizable, but

it is found in SE, middle, and NW Scania, furthermore on Bornholm, and on the Baltic sea floor N of Åland as well. In German counts, Hardeberga sandstones are managed as indicators from Scania, but this is unfortunate, since many specimens can be of Baltic origin. Ice passing Bornholm on its way towards Schleswig-Holstein, Niedersachsen, the Netherlands, or Denmark will contain "Baltic" clast assemblages, whereas rocks from middle or NW Scania are only found in tills of "Swedish" provenance. Thus, Hardeberga sandstones cannot show the important distinction between Swedish and Baltic stages of a glaciation. Hardeberga sandstones are listed in several published counts where none of the easily recognizable Scanian volcanic rock types are recorded (basanite, basalt, melaphyre). This suggests that the sandstones in question derive from other areas than Scania.

*Höör sandstone* (Jurassic, Scania) should be more porous than the Cambrian and Precambrian types, but according to VINX (pers. comm.) this trait is not reliable.

(B): In contrast, Palaeozoic limestone types in most cases seem to be reliable as indicators in tills that are not depleted of  $\text{CaCO}_3$ , because their distribution in the Baltic area is huge in comparison to minor distribution areas in Sweden and Norway.

Originally, the TGZ method was invented with reference to Niedersachsen. This landscape (between the rivers Elbe and Ems, NW Germany) lies outside the outer limit of Weichselian ice sheets. As an example, the Osterholzer Geest north of Bremen is dominated by a till from the Drenthe substage of the Saale glacial. The till cover is 2–4 m thick and is generally depleted of  $\text{CaCO}_3$ , especially because it overlies thick meltwater sands, a situation that intensifies the percolation of  $\text{CO}_2$  through the till. However, in areas near the Elbe, and further to the NE in Schleswig-Holstein, Saalian tills occur which contain smears and floes of chalk. Here, the  $\text{CaCO}_3$ -depletion only reaches the top 1–2 m, and Palaeozoic limestones are present. To be able to compare, LÜTTIG decided to omit limestones from his counts.

An important objection against LÜTTIG's exclusion of limestones is that a till will be interpreted as "of Swedish provenance" when Swedish stones dominate the collection of crystalline indicators, even if Palaeozoic limestones are present.

Fortunately, GORSKA-ZABIELSKA has made some counts from Polish tills, in which both sandstones and limestones were recorded (BÖSE & GÓRSKA 1995, supplemented by GÓRSKA-ZABIELSKA, pers. comm.). With her permission, I have drawn the two corresponding circle maps shown as fig. 10.

In fig. 10, the left-hand map is based on LÜTTIG's indicator type selection. BÖSE & GÓRSKA (1995) state that the Poznan-Leszno till (i. e., the till underlying the "Chodziej" till) contains a majority of clasts from eastern Sweden. It can be concluded that in the Chodziej till, the Åland stones and the Eastern Baltic sedimentary rocks must have been transported directly from the outcrops, whereas the Swedish clasts are most probably reworked. Thus, the TGZ in the left-hand map is misleading, since it is based mainly on reworked clasts. Baltic rocks are under-represented in LÜTTIG's indicator list (1958): Bornholm and Åland are the only Baltic crystalline-rock source areas from which stones are found in significant numbers in tills in NW Germany. Since no limestone types are included, a "dead sector" arises in

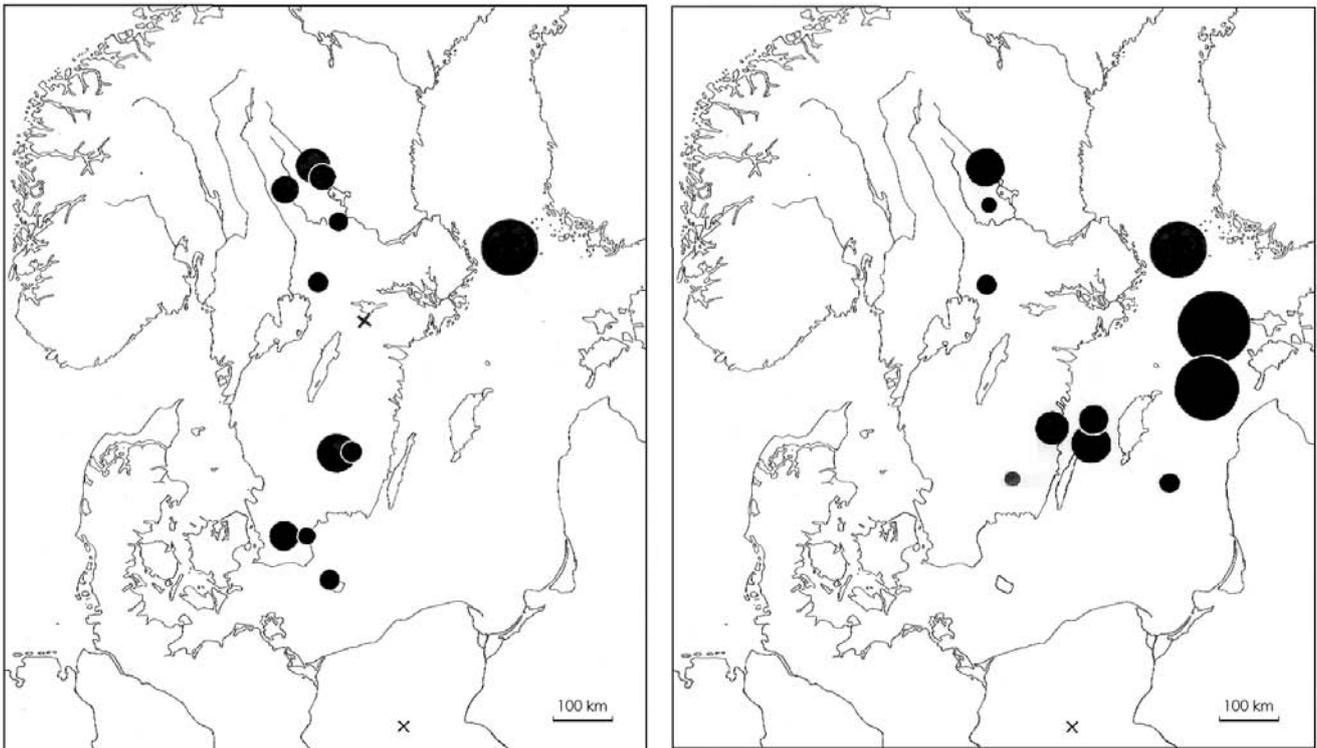


Fig. 10: Two different presentations of an indicator count from the Weichselian Chodziez till, Ujście, Poland. The left-hand map shows a count based on LÜTTIG's indicator list (1958), i. e. it includes crystallines and sandstones. It is taken from BÖSE & GÓRSKA (1995: p. 7). The cross in Sweden marks the TGZ, the cross in Poland marks the sampling site. The right-hand map is drawn from the original indicator lists (GÓRSKA-ZABIELSKA, pers. comm.) It includes the crystallines and the selected sedimentary indicator types shown in the list p. 84.

Abb. 10: Zwei unterschiedliche Darstellungen von einer Geschiebezählung am weichselzeitlichen Chodziez till, Ujście, Polen. Die linke Abbildung zeigt Geschiebezählung nach der von LÜTTIG beschriebenen Indikatorliste (1958), die Kristallin und Sandsteine beinhaltet (nach BÖSE & GÓRSKA 1995: 7). Das Kreuz in Schweden markiert das TGZ, das Kreuz in Polen den Probenpunkt. Die rechte Karte ist nach der Originalliste von GÓRSKA-ZABIELSKA (pers. Mitteilung) ausgearbeitet worden. Sie beinhaltet Kristallin und paläozoische Sedimente, die unten in der Liste dargestellt sind.

the rest of the Baltic area. In fig. 10, left-hand map, some small circles appear in eastern Sweden, and Åland can be seen at the top, but the centre of the image is empty, where the most substantial information should normally appear. The case is of importance, because ice movements from Norden to Poland, the Baltic States, the eastern part of Germany, and most of Russia have definitely passed the Baltic sea.

Thus, with the TGZ method the ice transport path through the Baltic depression is not visible and can only be deduced from the till's content of sedimentary clasts as described in the explanatory text. MEYER (pers. comm.) has argued that circles representing Palaeozoic limestones (PK) types cannot be drawn, because the outcrop areas are not known precisely. However, verbal descriptions are even less precise than a circle placed according to our present knowledge would be. Conclusions such as "Large amounts of PK + many dolomites = East Baltic provenance" are derived from an "imaginary map" of the distribution of rock types on the sea floor. The sediments are thus actually used, but with the serious disadvantages that no percentages or numbers are given, and that the "imaginary map" cannot be checked.

Palaeozoic limestones cover an area of the Baltic sea floor that is larger than the combined source areas of all Swedish indicator rocks. PK clasts are 10–100 times more abundant in a fine gravel analysis than the number of indicators in a count. If anything, this means that the total number of Palaeozoic limestone clasts should be compared to the total sum

of all crystallines. When the Swedish indicator rock types are depicted separately, it would not be reasonable to sum up all limestone samples and show them as one circle; if this is done, the Baltic depression will be greatly over-represented. To provide circles for the Baltic area, the requirements must be adjusted to the level used for other indicators, namely that the specimens belong to well-defined rock types with a limited source area. Uncharacteristic small pebbles will then be omitted – exactly as uncharacteristic granite samples normally are. In the right-hand map on fig. 10, as well as on fig. 5, 6, 7, I have followed this principle by depicting selected sedimentary rock types (cf. SMED 2000). For convenience, a list of geographical coordinates for these types is repeated here:

Types	Latitude	Longitude
Devonian sediments	56.7	19.7
Dolomite	58.4	21.6
Gotland limestone	57.6	18.4
Palaeoporella limestone	57.6	17.3
Red Öland limestone	56.7	16.6
Red-white Baltic limestone	58.9	21.4

The coordinates are mainly based on the National Atlas of Sweden, volume 6, Geology. This source was supplemented with information from HUCKE & VOIGT (1967), LÜTTIG (pers. comm.), VINX (pers. comm.) and GÓRSKA-ZABIELSKA (pers. comm.)

The chosen types are advantageous, because each of them occurs in limited source areas: red Öland and Palaeoporella limestones come from the western, Gotland limestones from the central, and dolomites, red-white limestones, and Devonian sediments from the eastern part of the Baltic depression. By including them it should be possible to distinguish between eastern, central, and western Baltic transport paths directly from the circle maps.

Apart from a reference to existing tills that are depleted of CaCO<sub>3</sub>, MEYER and LÜTTIG (pers. comm.) have raised some further objections to the limestone depiction: (1) The alleged "red Öland" type is found north as well as south of the Åland islands, but this does not upset the counts, since in practice the transport paths from both areas coincide: they run through the Baltic depression towards Denmark as well as towards the Netherlands, Poland or Germany. (2) VINX, GRUBE & GRUBE (1997) discuss an example where red "Öland-like" limestones are found together with Kinne diabases in an Elsterian till in Holstein. The conclusion was that, in this case, the limestones derive from Västergötland (E of the lake Vänern, Sweden). However, the combination is unusual (I have never seen it in Denmark), and it should pose no problem to reveal it when it occurs. According to VINX, a further clue supported the conclusion: the till contained black shale fragments in an amount rarely seen in combination with clasts from Öland.

(C) The bulk of indicator types used by both HESEMANN and LÜTTIG derives from source areas lying in a belt from Dalarne to eastern Småland. From neighbouring areas, SW Sweden, Norway, and the Baltic sea bottom, few or no types are included; stones from Åland and the Oslo field are exceptions, but Åland rocks are normally a minority in German counts, and Oslo stones are almost never found. Thus, the distances between the TGZ positions are small; in most counts they lie in eastern Sweden. Even in counts from the Netherlands few TGZs are situated to the W of 15° Eastern longitude, i. e. the longitude of Bornholm. It is well known that large parts of the Quaternary ice sheets have reached Germany passing western Sweden, Denmark, or the Baltic sea, but this is poorly reflected in LÜTTIG's diagrams.

ZANDSTRA (1983) saw that a distinction between clasts of SW Swedish and SE Swedish origin could be important. Therefore, a new subdivision was proposed where area 7 represents SE Sweden and area 8 SW Sweden (fig. 9). A comparison of fig. 5 with fig. 8 shows that this distinction is significant. However, ZANDSTRA's innovation is most probably of little consequence if LÜTTIG's indicator selection is still used.

(D) With the TGZ method, each count must be done using an identical indicator type selection, because the introducing of new types would disturb the grouping of points in the diagrams. As mentioned above, the conditions in Niedersachsen led LÜTTIG to abandon the counting of limestones. This means that limestones must be excluded from all counts conducted after the TGZ method, even in Weichselian tills where it could improve the results to add them, cf. fig. 5, 6, 7, 10.

Kinne diabase was almost the only western Swedish indicator type in use in 1958, the year when LÜTTIG published his method. Thus western Sweden shared the fate of the Baltic sea floor: the TGZ calculations does not allow to

include rock types from this area. The problem cannot be overcome if the TGZ method is applied.

The circle-map depiction method offers more flexibility. New types can be added to the circle-maps without seriously disturbing a comparison to older results, as long as the balance between the main source areas is kept. It could be seen as a continuous task to refine the method.

### 3.4 Indicator counts and fine gravel analysis

As mentioned, in the German count tradition only crystalline rocks were considered (KORN 1927, HESEMANN 1936, 1975, ZANDSTRA 1988, 1999); in LÜTTIG's lists (1958) sedimentary indicators only constitute a minority. Instead, a Baltic provenance ought to be revealed by fine gravel analyses. However, as shown by FAURBYE (1999) and by KJÆR et al. (2003), the results of these do not always coincide with the indicator counts. It seems appropriate to discuss this in some detail. In eastern Denmark, the Mid Jutland till (HOU-MARK-NIELSEN 1987) has Swedish provenance and is interpreted as deposited during the stage when the ice cover reached the Mid Jutland marginal line some 23–21 kyr bp. This till is found at Hjelm Nakke as well as in the "Kolonien Østersøen" cliff on Møn (FAURBYE 1999). The counts in the Mid Jutland till are combined in fig. 5, left-hand map. Among the clasts in FAURBYE's fine gravel count of this same till, Palaeozoic limestones (presumably from the Baltic depression) were dominant. Nevertheless, FAURBYE interpreted the till provenance as Swedish, based on (a) indicator lists, (b) till fabric analysis, and (c) glacial tectonics, showing an ice movement from NE (cf. fig. 4). KJÆR et al. (2003) follow FAURBYE, pointing out that Palaeozoic limestones dominate the fine gravel composition even in tills of Swedish provenance in the entire SE Denmark, whereas only a modest percentage of the (normally larger) indicator clasts in such tills derive from the Baltic area. In the search for an explanation, it could be emphasized that pressure-melting occurs when the base of a temperate glacier slides over stones whose upper faces rise over the substratum. Such stones are pressed downwards and receive striae. It may be suggested that clasts < 2 cm are too small to cause a sufficient pressure-melting; they could be picked up, transported, and deposited as parts of the till matrix instead. As a consequence, the small clasts should be more susceptible to re-entrainment.

This difference in the handling of small and larger clasts could possibly be deduced from observations made by HUMLUM (1980) in Iceland: it was shown that many stones of medium size (roughly 6–50 cm) are not deposited until the ice melts that is embedding them. They are then laid down as a pavement upon the surface of the already deposited till; if a readvance occurs, they are supplied with striae. (Thus stones and striae derive from different advances). In contrast, the glacier base transports and deposits pebbles under 2 cm size with the till matrix.

Two examples from Møn illustrate further problems with fine-gravel analysis:

(1) Indicator counts were made by me in the Klintholm till (HOU-MARK-NIELSEN 1994) at five localities; fig. 5, 6, and 7 show representative examples. All five counts showed a path of ice transport from the Scandinavian mountains via

Dalarna through south-eastern Sweden, running along the east coast of Småland, and via Blekinge towards Møn, cf. p. 78. HOU MARK-NIELSEN et al. (2005) described the Klintholm till's provenance as "Baltic", led by the presence of many Öland specimens in fine-gravel analyses. The transport path seen on fig. 5, 6, and 7 reveals that this is not entirely true. It is especially striking that no Åland rocks, but many specimens from Dalarna and Småland, were observed. In my opinion, the designation "Baltic provenance" cannot be used in such a case; it must be replaced by "Swedish east coast provenance".

As mentioned, current German methods (LÜTTIG 1958) do not incorporate limestones. If this restriction had been applied, Klintholm till's provenance should be interpreted as "Swedish", a conclusion that might be reached when looking at fig. 11. However, fig. 5, 6, 7 show that this designation is also imprecise. It can be concluded that when some limestone types are included in the indicator counts in combination with the crystallines, this can improve the precision obtained by fine-gravel analyses, as well as by the current German count methods.

(2) The Hvideklint cliff section was investigated by ABER (1979). He found imbricate chalk slabs stacked by ice thrust from the N/NE/E (ABER 1979: p. 87). Between the slabs and as a cover above them, three till units were found. The middle unit was referred to as the "upper dislocated till". The uppermost unit, called the "discordant till", blankets the land surface. ABER interpreted both these units as deposited by the "NE ice" (Mid Jutland advance), i. e. they should have a Swedish provenance. Indicators were counted by me in the two layers; the results are shown in fig. 6. Note that in the left-hand map no large number of limestones could be expected, since the count was made less than 1 m below the land surface. Even so, it is clearly shown that the "discordant till" has a Baltic, not a Swedish provenance; it must be assigned to the Young Baltic ice advances. Every detail in the sample from the "upper dislocated till" matches the Klintholm till counts: (a) clasts come from the eastern Småland coastal area as well as from the neighbouring sea floor; (b) a sharp western boundary exists, no stones from W Sweden are found except one; (c) very few Åland rocks, but many Småland granites were found; (d) white-spotted flints and Kalmarsund sandstones were present. The differences from the Mid Jutland till (fig. 5) are obvious: ABER's "upper dislocated till" is not a Mid Jutland till, but is identical with the Klintholm till.

ABER's till interpretations were based on fine gravel analyses. Fig. 13 is reproduced from ABER 1979: p. 89. The diagram shows only small differences between the "upper dislocated" and the "discordant" tills. As far as I can see, the drawback is that the subdivisions in the left diagram are too coarse: no distinction has been made between red sandstones and other sandstones, and all crystalline clasts are combined, regardless of their origin. It can be concluded that the indicator counts are far more informative than the depicted fine gravel analyses.

### 3.5 Clast size limits

In a particular till, large as well as small stones have been transported by the same ice advance. It seems unfortunate

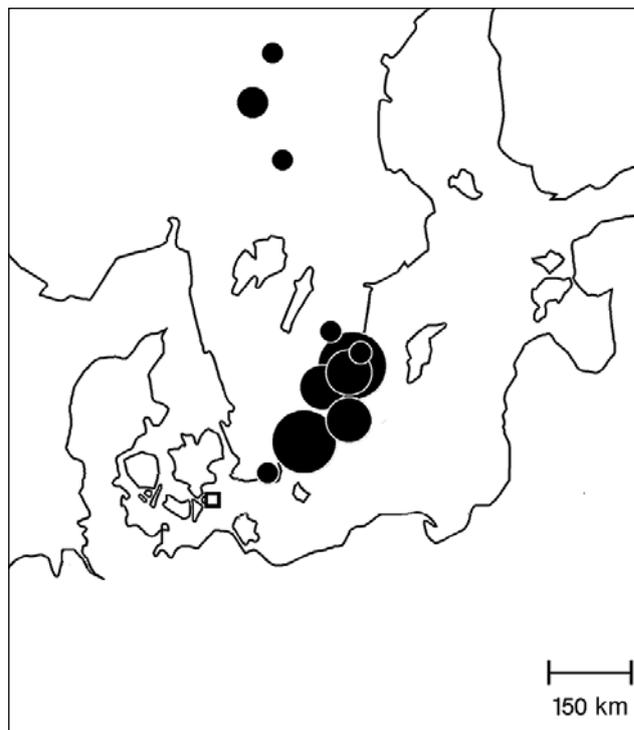


Fig. 11: The same indicator count of the Klintholm till from Hjelm Nakke as in fig. 7. The map is modified as if a current German indicator rock selection had been applied, i. e. Öland, Palaeoporella, Beyrichia and Gotland limestones are removed.

Abb. 11: Dieselbe Geschiebezählung vom Klintholm Till aus Hjelm Nakke wie in der Abb. 7. Die Karte wurde unter Verwendung der aktuellen deutschen Leitgeschiebezählungs-Methoden angepasst, d.h. dass Öland-, Palaeoporella-, Beyrichia- und Gotland Kalksteine nicht berücksichtigt wurden.

to use a maximum clast size of 6 cm, because some Nordic areas deliver mostly small clasts, whereas samples from other areas tend to be larger than 6 cm. If a count comprises stones smaller than 6 cm only, Dala porphyries will tend to dominate among the indicators. Porphyry specimens from other areas are often larger; the same is the case with Kinne diabases and granites. Dalarna will be over-represented in the < 6 cm fraction; a granite region as Värmland will be under-represented. On the whole, western Sweden (including Scania) will be under-represented. Large areas could remain invisible in the counts, although the ice may have moved directly over them. Already HESEMANN (1935) stated that "it is not advisable to throw away information, even if it is given by a granite". Thus, no maximum clast size shall be recommended. The balanced solution seems to be to count both small and large stones.

In practice, a minimum size is set by the possibility of recognition. This can cause a certain imbalance, e. g. because 1 cm-sized Åland granite samples can be recognized, whereas other granite samples of similar size cannot. However, this seems to be of minor importance. As an example, Åland rocks are common in the Young Baltic and Ristingeklint tills, but rare in the Mid-Jutland and Klintholm tills; this contrast is not masked in the counts.

If the entire number of clasts in a studied profile area is required (i. e. including flint, gneiss, shale, quartz grains, etc.), a lower clast size limit must be applied; if not, the task would be impossible (should microscopic ones be included?) However, in spite of its desirability (cf. p. 76), no known publications have given such a total number.

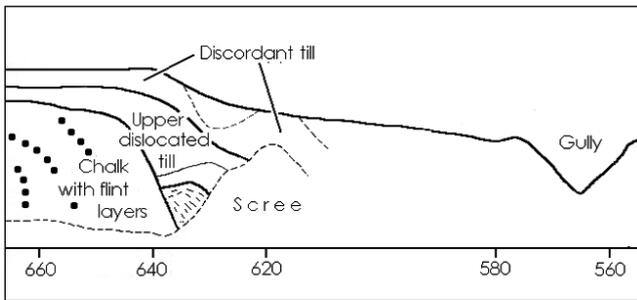


Fig. 12: The northern end of the Hvideklint cliff. The distance in m from the end of the road Ørebækvej is given. Both samples were taken above the 640 m mark.

Abb. 12: Das nördliche Ende des Hvideklint-Kliffs. Der Abstand zum Ende des Ørebækvej ist angegeben. Beide Proben wurden oberhalb der 640 m Marke entnommen.

### 3.6 Reworked clasts

As a main rule, a more or less broad band can be observed on the circle maps, connecting the Scandinavian mountains with the sampling site. In most cases the band narrows when the locality is approached. It can be seen in fig. 6, right-hand map, that only one specimen was recorded from western Sweden (a Scanian granulite). The conclusion must be that this clast has been reworked.

In fig. 5 (right) the transport path has a rather sharp western border. A similar border is displayed in the left-hand map, but it is here situated further to the W. As a contrast, some central Baltic clasts were found in both counts. In such cases it is helpful to consider which clast spectra are found in the underlying tills. In the mentioned case, these were found to contain many Baltic clasts. This means that some Baltic material has been reworked and incorporated in the younger till.

These two examples show that circle-maps sometimes reveal the presence of reworked clasts. LÜTTIG's method (1958) is not suitable for this purpose, since the total clast composition in a count is depicted as one point in a diagram only, and the details are concealed. Reworked clasts should be excluded from the TGZ calculations by rights, but such a precaution is not possible.

The identification of reworked clasts is only possible if they constitute a modest percentage of the sample. However, examples are known where slabs of older till are worked up, so that their clast content dominates.

## 4 Conclusions

The results of indicator counts of three Weichselian tills on the island Møn, Denmark, are discussed (localities, see fig. 1, 2). The three tills differ in character. Neither the previously used count depiction methods nor the alternatively applied fine gravel analyses could reveal the true provenance of the tills. This was only possible by applying the circle map method (fig. 5, 6, 7).

The oldest mentioned approach was that of MILTHERS (1909, 1942). The method is no longer used by geologists today. MILTHERS's method results in a strong under-representation of Swedish rock types.

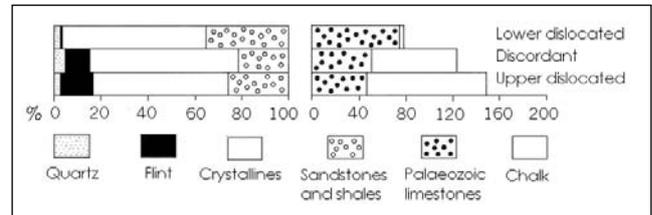


Fig. 13: Fine gravel analyses of the tills at Hvideklint (clasts of 3–5 mm size). The left diagram shows the non-carbonate fraction, calculated as %. The right diagram shows carbonates calculated as a percentage of the non-carbonate fraction. (From ABER 1979: 89).

Abb. 13: Feinkieszählungen des Tills vom Hvideklint (3–5 mm Größenklassen). Das linke Diagramm zeigt die nichtkarbonatische Fraktion (in %), das rechte Diagramm die karbonatische Fraktion als prozentualen Anteil von der nicht-karbonatischen Fraktion (nach ABER 1979: 89).

HESEMANN's rock type selection (1936, 1975) was more comprehensive and is still in use with slight modifications. Its weak points are that the four source areas are too large, and that their boundaries do not reflect the ice movement patterns. If HESEMANN's subdivision (fig. 9) had been used, no difference could be detected between the transport paths of the Mid Jutland and Klintholm tills. ZANDSTRA (1983) has improved this situation by subdividing HESEMANN's four source areas.

In LÜTTIG's method (1958) the total result of a count was shown as one point in a diagram only (the TGZ). Individual rock types were not depicted and, as a main rule, indicator lists were not published. Thus, it was concealed that western Sweden and the Baltic sea floor are under-represented in LÜTTIG's (1958) list of indicator types. Therefore, it is doubtful whether the distinct difference between the Mid Jutland and Klintholm tills could have been detected with the LÜTTIG method either. The left-hand map in fig. 10 shows that by disregarding all types of Baltic limestones the alleged source area of the till in question was shifted far to the west. Furthermore, most of the included sandstones are not well-defined.

FAURBYE (1999) and KJÆR et al. (2003) have shown that the results of fine gravel analysis do not always coincide with the results achieved by indicator counting. These authors found that indicator counts were preferable because their results were in better agreement with the results of other investigation methods. The cause of the discrepancy is still uncertain. In the opinion of the present author, it seems probable that larger stones are less susceptible to reworking than clasts < 2 cm size. Consequently, the fine gravel would contain more reworked material than the larger fractions.

The present author cautions against using a size limit such as 2–6 cm for the counts, because certain Nordic source areas deliver mostly large clasts (e.g. granites), whereas other regions do not. As an example, Värmland will be under-represented and Dalarne over-represented in the counts, if stones larger than 6 cm size are omitted.

It is emphasized that indicator counts depicted as circle-maps come closest to revealing the true paths of former ice movements. In many cases, the circle-maps allow a distinction between clasts transported directly from the source areas and reworked clasts.

Some results are of local interest for the glacial geology of the island Møn: it is shown that HOUMARK-NIELSEN's (2005) interpretation of Klintholm till as "of Baltic provenance" cannot be supported, and that ABER's (1979) identification of the till units in Hvideklint was faulty.

## Acknowledgements

Michael Houmark-Nielsen, Copenhagen, encouraged this work. Maiken Faurbye (Copenhagen) and Maria Górska-Zabielska (Poznan) allowed me to quote their work. Roland Vinx and Jürgen Ehlers, both Hamburg, Johannes Krüger and Kurt-Henrik Kjær, both Copenhagen, Hans-Jürgen Stephan, Kiel, and K.-D. Meyer, Hannover, gave advice and information. The English language was improved by Jürgen Ehlers and by Alicia Boyens-Thiele, Copenhagen. Finn Uno Kofoed, Haslev, and Margit Johansen, Copenhagen, assisted me in the field. I am very grateful to all these people.

## References

- ABER, J. S. (1979): Kineto-stratigraphy at Hvideklint, Møn, Denmark, and its regional significance. – *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 28/1979: 81–93.
- BÖSE, M. & GÓRSKA, M. (1995): Lithostratigraphical studies in the outcrop at Ujscie, Torun Eberswalde Pradolina, western Poland. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 45: 1–14.
- FAURBYE, M. (1999): En kvartærstratigrafisk og strukturgeologisk undersøgelse af klintprofilen Feriehjemmet på det sydlige Møn, Danmark. Specialeafhandling, Geologisk Institut, Københavns Universitet, unpublished: 111 p.
- HESEMANN, J. (1931): Quantitative Geschiebestimmungen im norddeutschen Diluvium. – *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge*, 51: 714–751.
- HESEMANN, J. (1935): Ergebnisse und Aussichten einiger Methoden zur Feststellung der Verteilung kristalliner Leitgeschiebe. – *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt 1934*, 55: 1–27.
- HESEMANN, J. (1936): Zur Petrographie einiger nordischer kristalliner Leitgeschiebe. *Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge*, 173: 167 p.
- HESEMANN, J. (1975): Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen. – *Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen*, 267 p.
- HINTZE, V. (1937): Møns Klints Geologi. – 410 p; København (C. A. Reitzels Forlag).
- HOUMARK-NIELSEN, M. (1987): Pleistocene stratigraphy and glacial history of the central part of Denmark. – *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 36/1–2: 189 p.
- HOUMARK-NIELSEN, M. (1994): Late Pleistocene stratigraphy, glaciation chronology, and Middle Weichselian environmental history from Klintholm, Møn, Denmark. – *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 41: 181–202.
- HOUMARK-NIELSEN, M. & KJÆR, K. H. (2003): Southwest Scandinavia, 40–15 kyr BP: palaeogeography and environmental change. – *Journal of Quaternary Science* 18, 769–786.
- HOUMARK-NIELSEN, M., KRÜGER, J., & KJÆR, K. H. (2005): De seneste 150.000 år i Danmark. – *Geviden* 2005. 2: 1–19.
- HUCKE, K. & VOIGT, E. (1967): Einführung in die Geschiebeforschung, Sedimentärgeschiebe. – 132 p; Oldenzaal (Verlag Nederlandse geologische Vereniging).
- HUMLUM, O. (1980): Observations on debris in the basal transport zone of Myrdalsjökull, Iceland. – *Annals of Glaciology*, 2: 71–77.
- KORN, J. (1927): Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande. – *Preussisch geologische Landesanstalt*, 64 p.
- KJÆR, K. H., HOUMARK-NIELSEN, M. & RICHARDT, N. (2003): Ice-flow patterns and dispersal of erratics at the southwestern margin of the last Scandinavian ice sheet: signature of palaeo-ice streams. – *Boreas*, 32: 130–148.
- KRAAG, B. (1978). Falsters og Bogøes geomorfologi. – Unpublished report, Geografisk Institut: 85 p. (Københavns universitet).
- KRÜGER, J. (1969): Landskabsformer i sydlige Sjælland. – *Geografisk Tidsskrift*, 68: 107–212.
- KRÜGER, J. & KJÆR, K. H. (1999): A data chart for field description and genetic interpretation of glacial diamicts and associated sediments, with examples from Greenland, Iceland and Denmark. – *Boreas*, 28: 386–402.
- LUNDQVIST, G. (1935): Blockundersökningar. Historik och metodik. – *Sveriges geologiska Undersökning Serie C*, 390: 45 p.
- LUNDQVIST, G. (1951): Blockmaterialet i morän och isälvsavlagringar. – *Sveriges geologiska Undersökning Serie Ca*, 21: 213 p.
- LÜTTIG, G. (1958): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. – *Geologisches Jahrbuch Band*, 75: 361–417.
- MILTHERS, K. (1942): Ledeblokke og landskabsformer i Danmark. – 137 p + additional Vol 43 p.; København (C. A. Reitzels Forlag).
- MILTHERS, V. (1909). Scandinavian indicator boulders in the Quaternary deposits. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse, II. Række Nr. 23*: 153 p.
- NATIONAL ATLAS OF SWEDEN (1994): Geology – Volume 6, Geological Survey of Sweden: 208 p.
- PEDERSEN, S. A. S. & PETERSEN, K. S. (1997): Djurslands geologi. – *Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse (GEUS)*: 96 p.
- SCHUDDÉBEURS, A. P. (1980–1981): Die Geschiebe im Pleistozän der Niederlande. – *Der Geschiebesammler* 13 (3–4), 14 (2–3) und 15 (1–2).
- SJØRRING, S. (1983): Ristinge klint. – In: Ehlers, J. (ed.): *Glacial Deposits in Northwest Europe*: 219–226; Rotterdam (Balkema).
- SMED, P. (1993): Indicator studies: a critical review and a new data presentation method. – *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 40: 332–344.
- SMED, P. (1995): Sten i det danske landskab, 3. ed.: – 181 p.; Brenderup (Geografforlaget).
- SMED, P. (2000): Über den Hessemann-Milthers-Streit und die von Hessemann verwendete Abbildungsmethode für Geschiebezählungen. – *Geschiebekunde aktuell*, 16 (4): 127–130.
- SMED, P. (2002): Steine aus dem Norden, 2. verbesserte Auflage. – 194 p.; Berlin/Stuttgart (Borntraeger).
- STOCKMARR, T. (1996): En kvartærgeologisk model over det sydvestlige Møn. – Specialeafhandling, Geologisk Institut, Københavns universitet. Unpublished: 164 p.
- VINX, R. (1996): Granatcoronit (mafischer Granulit), ein neues Leitgeschiebe SW-schwedischer Herkunft. – *Archiv für Geschiebekunde Band 2*, p. 1–20.
- VINX, R. (1998): Neue kristalline SW-schwedische Leitgeschiebe. – *Archiv für Geschiebekunde*, 2: p. 361–378.
- VINX, R., GRUBE, A. & GRUBE, F. (1997): Vergleichende Lithologie, Geschiebeführung und Geochemie eines Prä-Elster-I-Tills von Lieth bei Elmshorn. – *Leipziger Geowissenschaften*, 5: 83–103.
- WENNBERG, G. (1949): Differentialrørelser i inlandsisen. – *Meddelanden från Lunds Mineralogisk-Geologiska Institution*, 114: 200 p.
- ZANDSTRA, J. G. (1983): A new subdivision of crystalline Fennoscandian erratic pebble assemblages in the central Netherlands. – *Geologie en Mijnbouw*, 62: 455–469.
- ZANDSTRA, J. G. (1988): Noordelijke kristallijne Gidsgesteenten. – 469 p; Leiden (E. J. Brill).
- ZANDSTRA, J. G. (1999): Platenatlas van noordelijke kristallijne Gidsgesteenten. – 412 p.; Leiden (Backhuys Publishers).

# Mittel- und spätpleistozäne Stratigraphie und Morphogenese in Schlüsselregionen der Nordschweiz

Oskar Keller, Edgar Krayss

## Kurzfassung:

Mit dem Ziel eine Gliederung der mittel- und spätpleistozänen Grossvergletscherungen in der Nordschweiz zu erarbeiten, werden sedimentologische und morphologische Befunde aus sieben Schlüsselregionen erläutert und interpretiert. Die Untersuchungen umfassen den Zeitraum nach der Ablagerung der Tieferen Deckenschotter längs des Hochrhins und einer darauf folgenden vom Bodenseeraum ausgehenden markanten Ausräumung.

Für diese Periode lassen sich vier Grossglaziale nachweisen. Sie werden gemäss den Frontlagen der Vergletscherungen im Rhein-Aare-Reuss-System als Möhlin-, Habsburg-, Koblenz- und Birrfeld-Glazial bezeichnet. Erfassbar sind auch die dazwischen eingeschobenen Interglaziale Holstein, Meikirch und Eem. Die vier Vorlandvergletscherungen weisen folgende Merkmale auf:

**Möhlin-Eiszeit:** Grösste Vergletscherung des nördlichen Alpenvorlandes im Anschluss an die grosse Ausräumungsphase. Eisüberflutung des östlichen Juras und der Höhen nördlich des unteren Hochrhins und des Klettgaus.

**Habsburg-Eiszeit:** Ausmass etwa wie die jüngste Vergletscherung (Birrfeld). Extern der Gletscherzungen Schüttung der mächtigen Hochterrassen-Schotterstränge. Intern in den tiefen Becken hoch liegende Seen.

**Koblenz-Eiszeit** (Beringen sensu GRAF 2009b): Zweitgrösste Vorlandvergletscherung, bisher oft als grösste Eiszeit („Riss“) angesprochen. Greift zwischen Koblenz und Schaffhausen über den heutigen Hochrhein hinaus.

**Birrfeld-Eiszeit:** Letzte und jüngste Eiszeit, bisher als „Würm“ angesprochen. Überfährt die meisten tiefen Becken und baut markante Endmoränenkränze auf. Extern werden die Schotter des Niederterrassensystems abgelagert.

Die **Chronostratigraphie der Nordschweiz** basiert auf Zeitmarken für die Interglaziale Eem und Holstein aus Norddeutschland sowie Meikirch aus der Schweiz. Die vier Glaziale verteilen sich demgemäss wie folgt über den Untersuchungszeitraum: Möhlin  $\pm 350$  ka BP (MIS 10), Habsburg  $\pm 250$  ka BP (MIS 8), Koblenz  $\pm 150$  ka BP (MIS 6), Birrfeld 30–15 ka BP (MIS 2).

Ein Vergleich mit der Quartärgliederung gemäss der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 (LITT ET AL. 2005) zeigt, dass für drei Glaziale Korrelationen möglich sind: Möhlin mit Elster/Mindel, Koblenz mit Saale/Riss und Birrfeld mit Weichsel/Würm.

## [Middle and Late Pleistocene stratigraphy and morphogenesis in key regions of Northern Switzerland]

## Abstract:

To find a stratigraphical division of the Middle and the Late Pleistocene of Northern Switzerland, the sedimentological and morphological field observations of seven key regions are explained and interpreted. The investigations include the period after the sedimentation of the “Tieferen Deckenschotter” along the High Rhine (Hochrhein) and the subsequent period of a strong erosion that started in the Lake of Konstanz area.

In this period four main glacials can be verified. According to the front positions of the glaciers within the river system of Rhine-Aare-Reuss, they are named Möhlin-, Habsburg-, Koblenz- and Birrfeld-Glacial. Furthermore, the interpolated interglacials Holstein, Meikirch and Eem are recognizable. The four foreland-glaciations show the following characteristics:

**Möhlin-Glacial:** Most extensive glaciation of the northern alpine foreland that followed to the important erosional period. Ice overflow over the Eastern Jura as well as over the hills in the north of the High Rhine and the Klettgau.

**Habsburg-Glacial:** Surface nearly as big as the youngest glaciation (Birrfeld). Outside the glacier tongues upbuilding of the thick alluvial High Terraces (Hochterrassen). Inside many lakes of high level in the overdeepened basins.

**Koblenz-Glacial** (Beringen sensu GRAF 2009b): Second biggest foreland glaciation, until today often supposed as the most extensive glaciation (“Riss”). Between Koblenz and Schaffhausen the ice traversed the Rhine.

**Birrfeld-Glacial:** The last and youngest ice age, mostly named “Würm”. The glaciers override most of the overdeepened basins and build up well marked moraine belts. Outside the gravels of the Lower Terraces (“Niederterrassen”) are deposited.

The **Chronostratigraphy of Northern Switzerland** is based on dates of the interglacial periods of Eem and Holstein in Northern Germany as well as Meikirch in Switzerland. Accordingly the four main glacials are distributed over the period of the investigations as follows: Möhlin  $\pm 350$  ky BP (MIS 10), Habsburg  $\pm 250$  ky BP (MIS 8), Koblenz  $\pm 150$  ky BP (MIS 6), Birrfeld 30–15 ky BP (MIS 2).

A comparison with the Quaternary System of the stratigraphical table of Germany 2002 (LITT ET AL. 2005) shows possible correlations for three of these glacials: Möhlin with Elster/Mindel, Koblenz with Saale/Riss as well as Birrfeld with Weichsel/Würm.

## Keywords:

Northern Switzerland, Pleistocene, sediments in overdeepened basins, glacial drainage, chronostratigraphy

**Addresses of authors:** O. Keller, Brühlstrasse 90, CH-9320 Arbon. E-Mail: O.keller@paus.ch; E. Krayss Myrtenstrasse 9, CH-9010 St. Gallen

## 1 Einführung und Allgemeines

### 1.1 Anlass und Ziel

Auf Anregung der „Arbeitsgemeinschaft Alpenvorland-Quartär“ (AGAQ) übernahmen es die Autoren, eine einheitliche Chronostratigraphie für die mittel- und spätpleistozä-

nen Vergletscherungen der Nordschweiz zu entwickeln. Als Grundlage konnten sie auf während drei Jahrzehnten erarbeitete vertiefte Kenntnisse zum Rheingletscher zurückgreifen, wobei gerade der Region des Bodensees als Bindeglied zwischen Schweizer Mittelland und östlichem Alpenvorland eine besondere Bedeutung zukommt. Die Nordschweiz zwischen Berner Aaretal und Bodensee weist zahlreiche tiefe

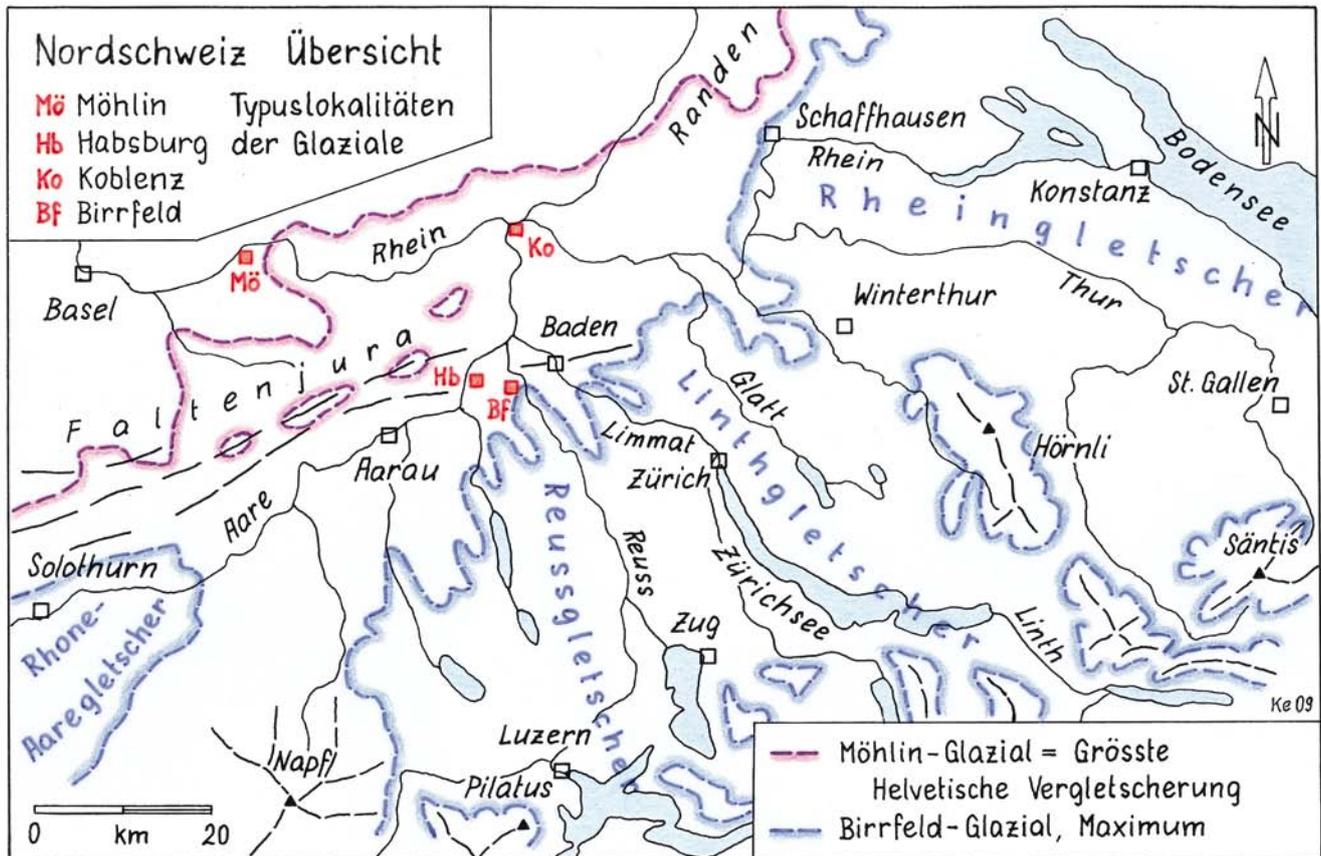


Abb. 1: Erweitertes Untersuchungsgebiet Nordschweiz mit Randlagen der grössten sowie der letzten Vorlandvergletscherung.

Fig. 1: Enlarged area of investigations in Northern Switzerland with front positions of the most extensive and the last foreland glaciation.

Becken und Rinnen auf, deren Sedimentfüllungen vor allem im Zusammenhang mit der Grundwasserprospektion bekannt geworden sind. Die wissenschaftliche Auswertung hat zu neuen Erkenntnissen der quartären Prozesse im lokalen bis regionalen Bereich geführt. Abb. 1 gibt einen Überblick zu den Vergletscherungen.

Seit PENCK & BRÜCKNER (1909) galt auch in der Nordschweiz die klassische Eiszeitenabfolge Günz, Mindel, Riss, Würm, verknüpft mit den höheren und tieferen Deckenschottern, respektive mit der Hochterrasse und der Niederterrasse.

Erst in den 1990er Jahren wurde die klassische Stratigraphie ernsthaft angezweifelt, ausgelöst durch palynologische Befunde von WELTEN, durch die Untersuchungen an den Sedimenten im Aaretal durch SCHLÜCHTER und die Erkenntnisse an den Deckenschottern durch GRAF. Dies führte zu einer von MÜLLER & SCHLÜCHTER (1997) aufgestellten neuen Chronostratigraphie der Eiszeiten in der Nordschweiz. Sie wich allerdings von den Vorstellungen der Autoren zur Eiszeitgliederung im Bodenseeraum (KELLER & KRAYSS 1999: Abb. 4.2) beträchtlich ab, was in der Gegenüberstellung in der Abb. 2 zum Ausdruck kommt.

In den anschliessenden Jahren wurden die laufenden Forschungsergebnisse (HOFMANN, KEMPF, SCHINDLER, WYSSLING) weiter verfolgt. Insbesondere standen die detaillierten Untersuchungen von GRAF zu einer Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz als Typuskript seit 2002 zur Verfügung. Diese Arbeit ist 2009 (GRAF 2009b) publiziert worden.

## 1.2 Untersuchter Zeitraum

Die Zeitspanne der hier zur Diskussion stehenden Vergletscherungen umfasst das Mittlere und Späte Pleistozän. Als Abgrenzung zum Unteren wird der Abschnitt angenommen, den MÜLLER & SCHLÜCHTER (1997) gemäss Abb. 2 als „Morphogenetisches-morphotektonisches Ereignis im nördlichen Alpenvorland“ bezeichnen. Es hat seine obere Grenze um 780 ka BP und setzt sich sowohl bei diesen Autoren als auch bei GRAF (2007: 3) eindeutig von der Zeit der Schweizerischen Deckenschotter-Vergletscherungen ab. In der Quartärgliederung von KELLER & KRAYSS (1999) entspricht obiges Ereignis einer „Grossen Ausräumungsphase“, deren Zeitgrenzen allerdings gegenüber MÜLLER & SCHLÜCHTER erheblich differieren. Der Begriff „Grosse Ausräumungsphase“ stützt sich auf die stark variierenden Erosionsraten, die an den Schotterbasen am Hochrhein und im Bodenseebecken zu beobachten sind (Abb. 3). So beträgt bei Neuhausen am Durchbruch des Rheins durch den Jurakalk-Riegel die Eintiefung während dieser Ausräumungsphase das Dreifache der Differenz zwischen Höheren und Tieferen Deckenschottern. Als Hauptursache dieser „morphologischen Wende“ wird, nebst tektonisch bedingten Hebungen und Absenkungen, die Umlenkung des Alpenrheins von der Donau zur Aare betrachtet (KELLER 2009).

## 1.3 Grundlagen

Die vorliegende Arbeit stützt sich auf:

- eine umfassende Literatursauswertung, vor allem zur Sedimentstratigraphie

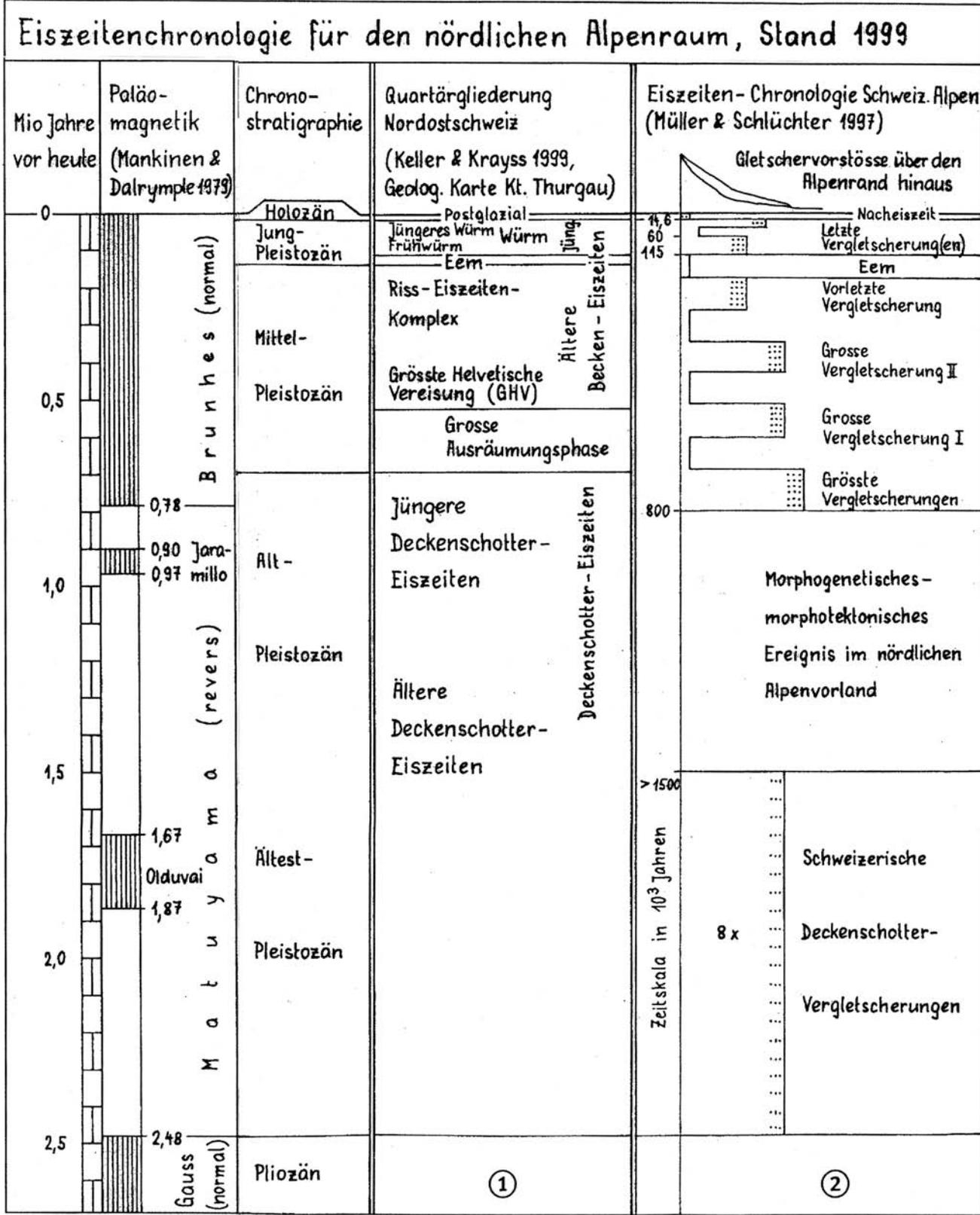


Abb. 2: Quartärgliederung Nordostschweiz und Eiszeiten-Chronologie Schweizer Alpen. Forschungsstand 1999, bzw. 1997. Aus KELLER & KRAYS (1999: Abb. 4.2).  
 Fig. 2: Quaternary chronology of Northern Switzerland and of the Swiss Alps. Situation of research 1999, resp. 1997. After KELLER & KRAYS (1999: Fig. 4.2).

- Darstellungen des Quartärs in geologischen Karten mit den zugehörigen Erläuterungen
- Eigene Untersuchungen zur Morphostratigraphie und zu glazialen Prozessen in der Nord- und Ostschweiz.

#### 1.4 Terminologie

Nachdem in den neuen Publikationen der Schweizerischen Landesgeologie, insbesondere im Geologischen Atlas der Schweiz 1:25.000, die Bezeichnungen des Penck'schen Sys-

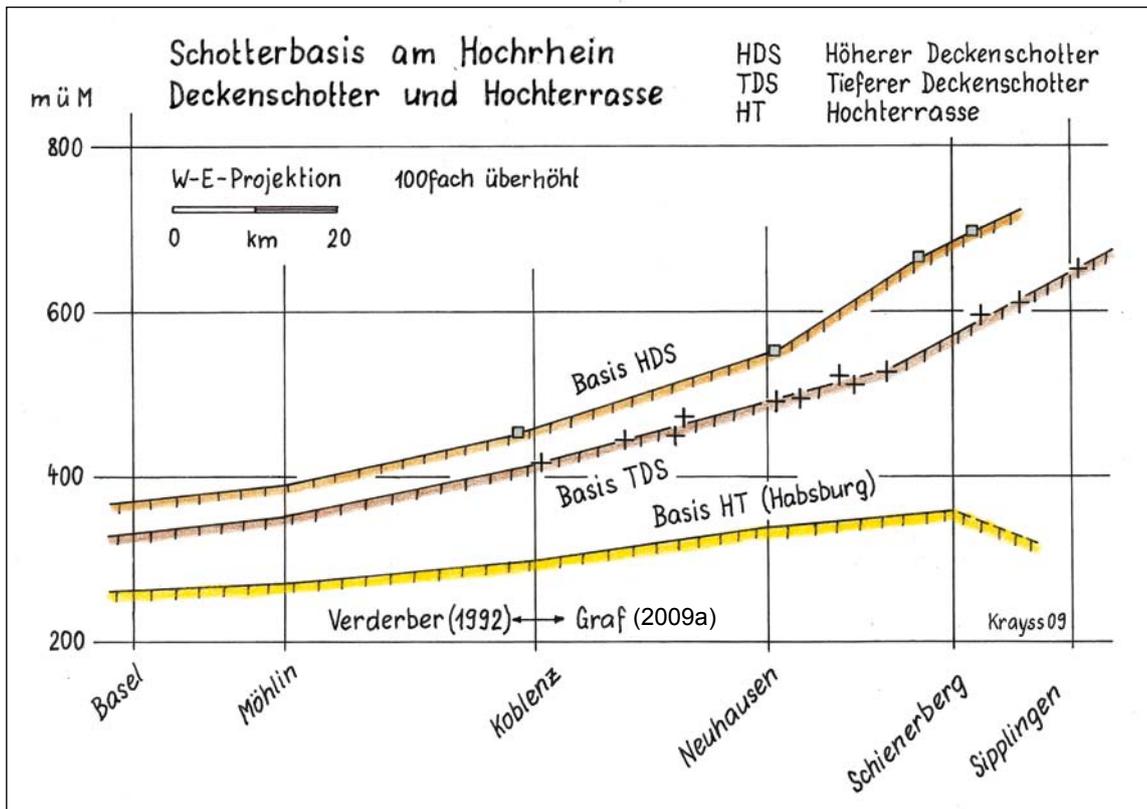


Abb. 3: W-E-Profil der Schotterbasis am Hochrhein. Die Zeitspanne zwischen den Basislinien der Deckenschotter und der Hochterrasse zeichnet sich durch starke Tiefenerosion aus.

Fig. 3: Profile W-E of the gravel basis along the High Rhine. The period between the basis of the "Deckenschotter" and the High Terrace is marked by strong deep erosion.

tems nicht mehr offiziell zur Verwendung kommen, soll auch in dieser Arbeit generell davon abgesehen werden. Neu wird eine Terminologie gebraucht, die sich auf Örtlichkeiten im unteren Reuss- und Aaretal sowie am unteren Hochrhein bezieht. Damit ergibt sich als Abfolge der Grossglaziale die Gliederung

Birrfeld [Bf]	statt bisher	Würm
Koblenz [Ko]	statt bisher	Riss
Habsburg [Hb]	statt bisher	—
Möhlin [Mö]	statt bisher	GHV [Grösste Helvetische Vergletscherung] oder Riss, auch Mindel [je nach Autor]

Die Namen Birrfeld, Habsburg und Möhlin entsprechen maximalen Frontlagen des Aare-Reussgletschers. Sie wurden durch GRAF (2002) für einige seiner Vorstoss-Positionen eingeführt. Mit dem Namen Koblenz wird ein Maximalstand des Aare-Reussgletschers bezeichnet, dessen genaue Endlage im Raum Waldshut-Tiengen allerdings nicht eindeutig ist. GRAF (2002, 2009b) verwendet hierfür den Namen Beringen, weil sich dort die Zweiphasigkeit des entsprechenden Rheingletscher-Maximums klar nachweisen lässt.

Zum Bezug auf die historische Literatur und Kartographie sowie zur Orientierung im traditionellen Kontext werden die bisherigen Bezeichnungen gelegentlich in Klammern oder zwischen Anführungszeichen vermerkt.

## 2 Modell der vier Grossglaziale des Mittel- und Spätpleistozäns

Aufgrund der Erkenntnisse aus zahlreichen Einzelbefunden sahen sich die Autoren veranlasst, Modellvorstellungen mit eigenständigen Vorlandvergletscherungen, d. h. mit echten Glazialen, zu entwickeln. Das Modell mit vier Grossglazialen ist das Ergebnis mehrjähriger Studien und Vergleiche mit dem „klassischen Eiszeitschema“ sowie mit den Vorschlägen anderer Geologen, insbesondere aber auch mit der Korrelationstabelle von GRAF (2002).

Zum Verständnis des folgenden Kapitels ist es unumgänglich, die Abmessungen und Charakteristika der vier Grossvergletscherungen im Sinne eines Modells kurz vorzustellen. Methodisch lässt sich das Modell als Arbeitshypothese verstehen.

### Möhlin-Eiszeit (Abb. 4a)

Eiszeit,

- deren Vergletscherung in der Nordschweiz die grössten Ausmasse im Quartär erreichte.
- deren mächtige Eisströme die meisten tiefen Becken im Mittelland ausschürften und die tiefen, grossen Entwässerungsbahnen ausweiteten.

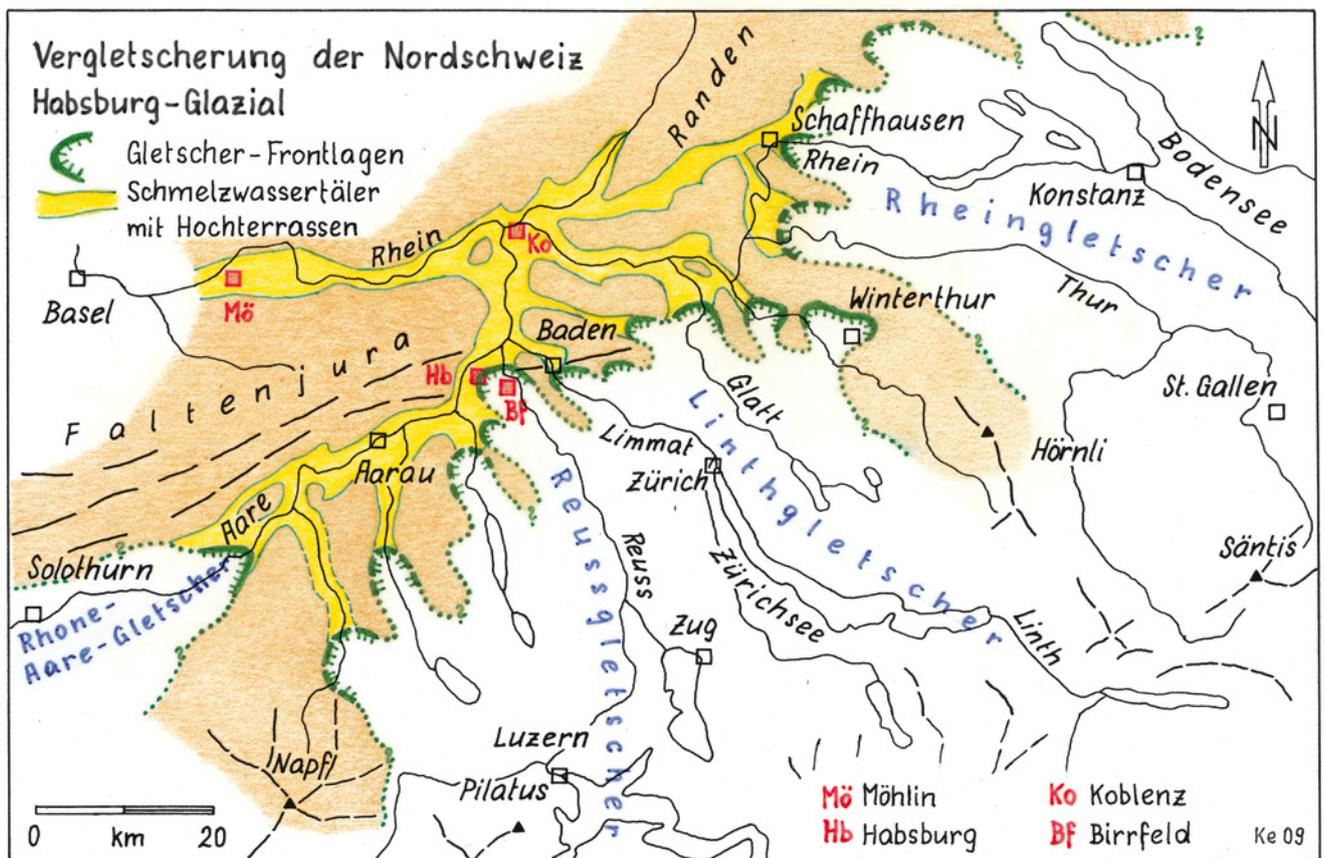
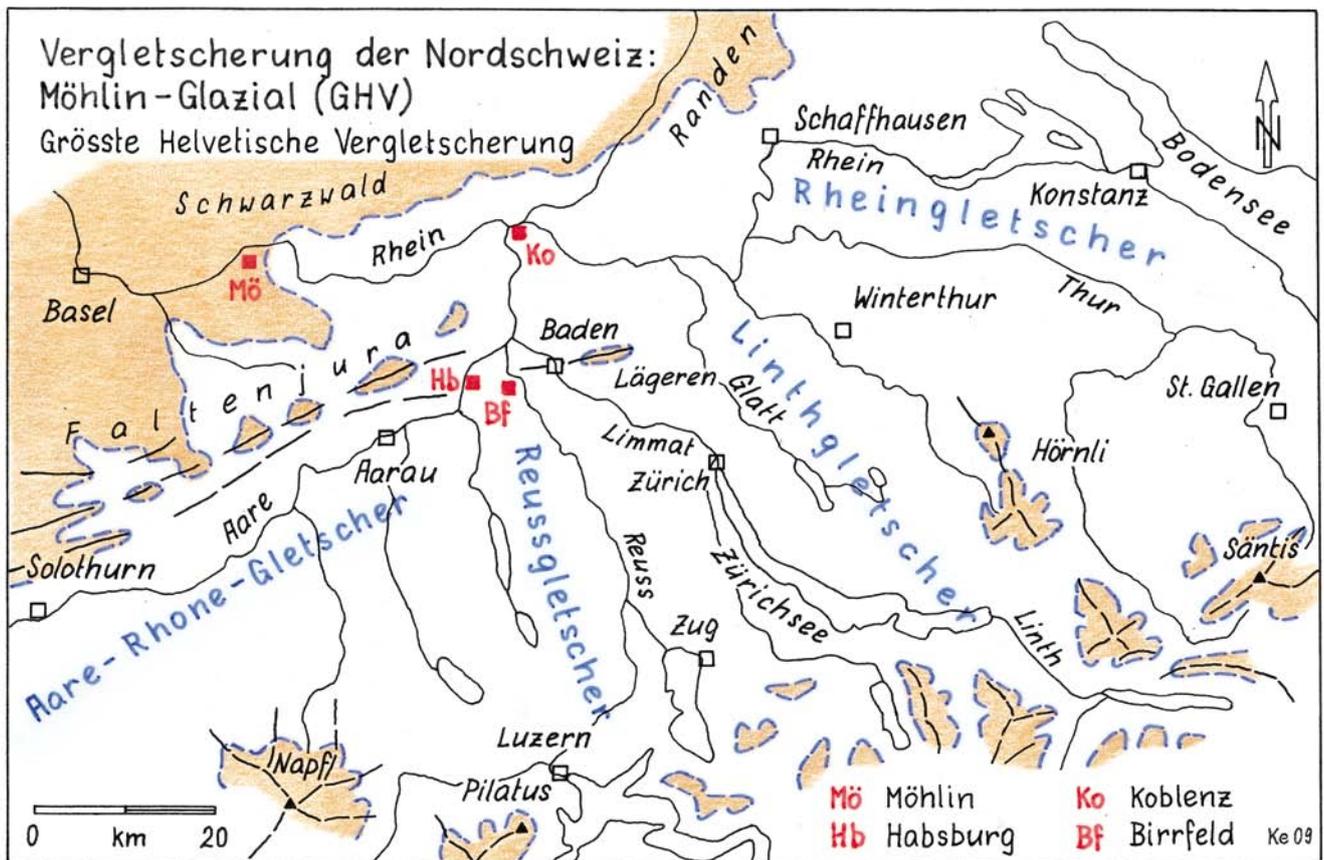


Abb. 4: Abmessungen und Charakteristika der Grossvergletscherungen in der Nordschweiz.

4a: Möhlin-Glazial (GHV, MEG). – 4b: Habsburg-Glazial. – Rote Quadrate: Namengebende Frontlagen der Vergletscherungen.

Fig. 4: Extension and characteristics of the main glacials in Northern Switzerland.

4a: Möhlin-Glazial (GHV, MEG). – 4b: Habsburg-Glazial. – Red squares: Named front positions of the glaciations.

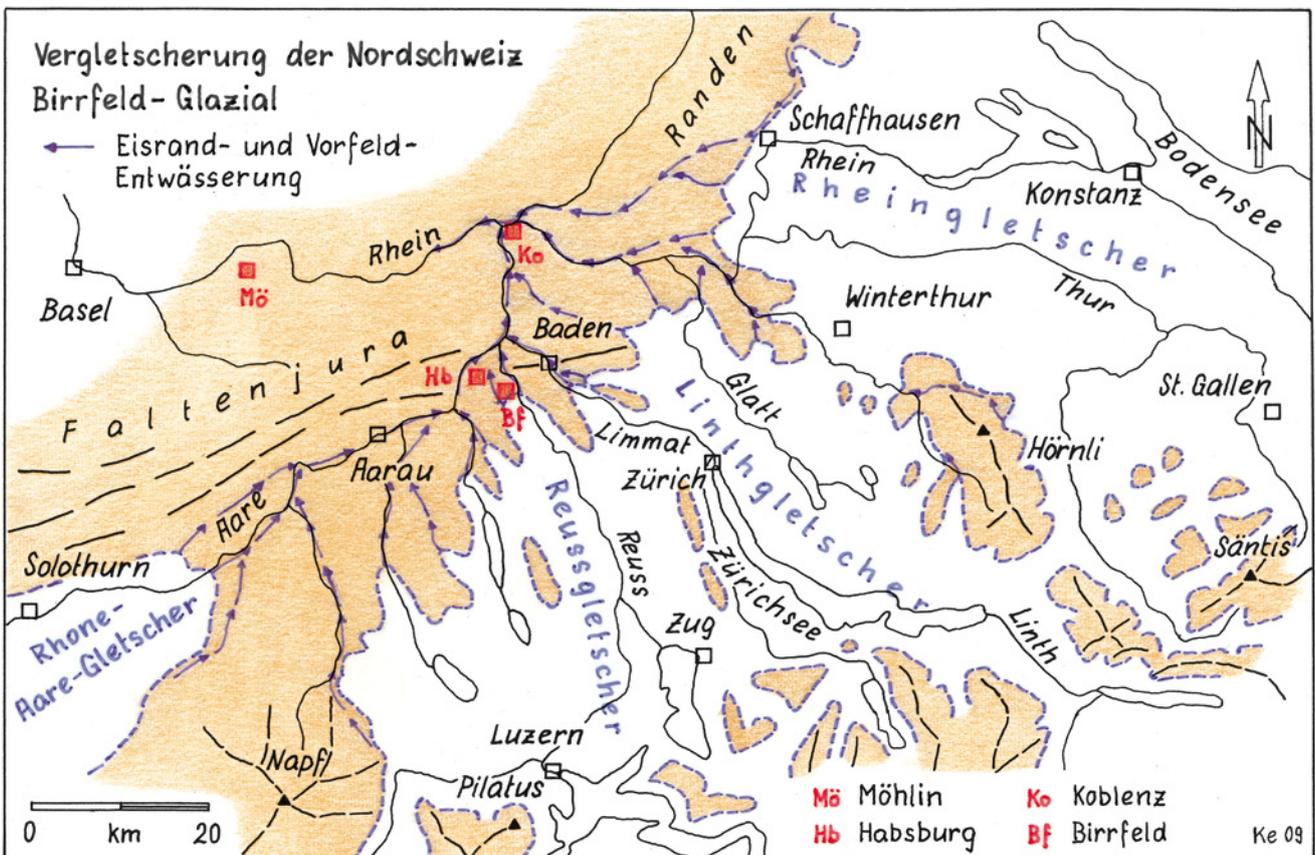
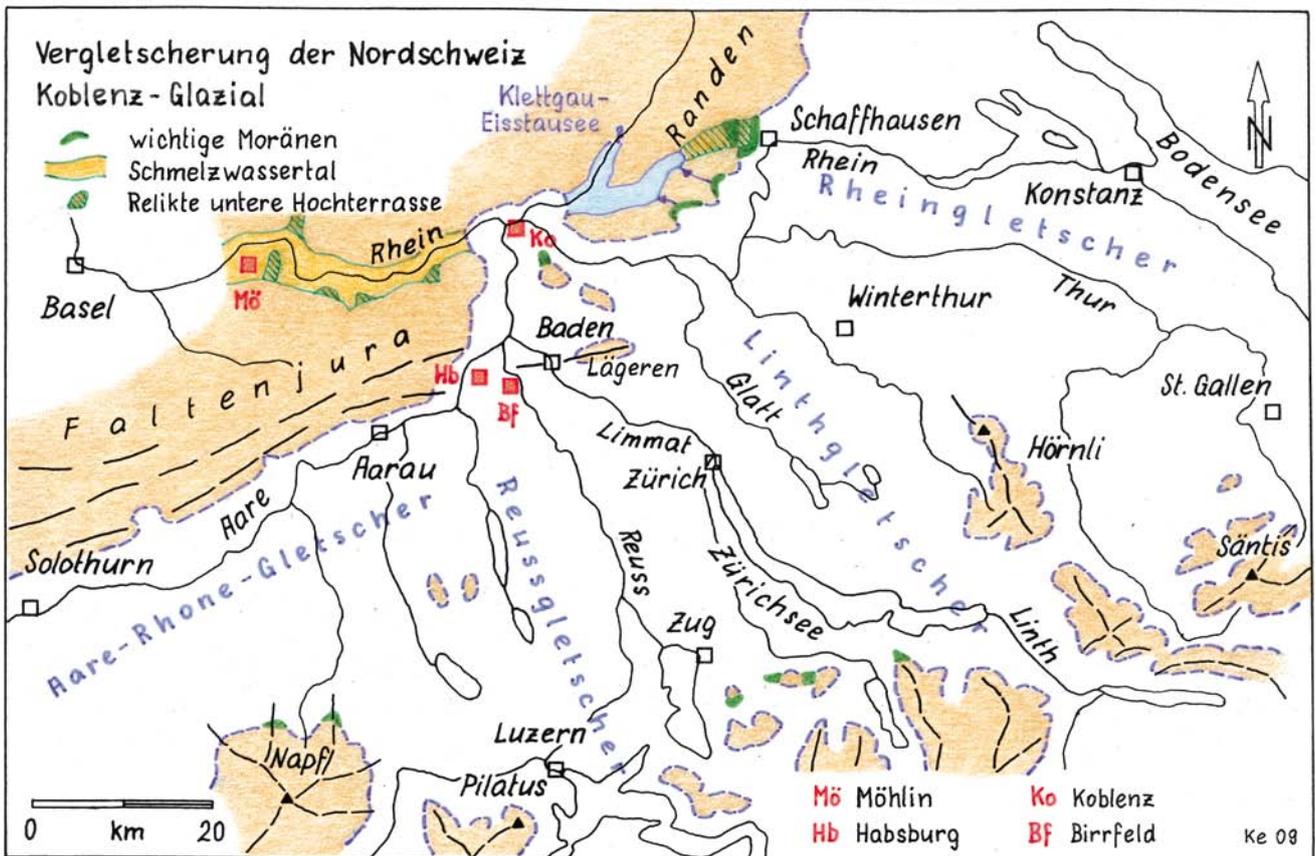


Abb. 4: Abmessungen und Charakteristika der Grossvergletscherungen in der Nordschweiz.  
 4c: Koblenz-Glazial („Riss“). – 4d: Birrfeld-Glazial („Würm“, LGM). – Rote Quadrate: Namengebende Frontlagen der Vergletscherungen.

Fig. 4: Extension and characteristics of the main glacials in Northern Switzerland.  
 4c: Koblenz-Glacial („Riss“). – 4d: Birrfeld-Glacial („Würm“, LGM). – Red squares: Named front positions of the glaciations.

- die als einzige den östlichen Jura überschritt und bis auf die unteren Hänge des südöstlichen Schwarzwaldes empor reichte.
- deren äusserste Front am Hochrhein bei Möhlin lag.

### Habsburg-Eiszeit (Abb. 4b)

Eiszeit,

- deren Vergletscherung weit zurück lag und die tiefen Becken gerade noch überfuhr.
- von deren Frontlagen aus die mächtigen Hochterrassen in die grossen Abflusstäler geschüttet wurden.
- bei deren Rückschmelzen sich im Spätglazial in den tiefen Becken hoch liegende Seen bildeten, gestaut durch die ebenso hoch reichenden Ansatzstellen der Hochterrassen.
- in der die vorderste Front des Reussgletschers im Raum Habsburg lag.

### Koblenz-Eiszeit (Abb. 4c)

Eiszeit,

- deren Gletscher die Hochterrassen überfuhren und die Rheinachse zwischen Schaffhausen und Waldshut noch überschritten.
- in der der Rheingletscher bis in den oberen Klettgau vorsties und der Aare-Reuss-Linth-Gletscher im unteren Klettgau einen grossen Eisstausee entstehen liess.
- deren Eisströme oftmals über den Seesedimenten in den tiefen Becken Vorstossschotter mit besonderem Habitus absetzten.
- deren Gletscher verschiedentlich neue Becken schufen.
- deren äusserste Front im Raum Koblenz lag, ohne genauer fassbar zu sein.

### Birrfeld-Eiszeit (Abb. 4d)

Eiszeit,

- deren Vorlandgletscher in etwa das Ausmass der Habsburg-Eiszeit erreichten und deren Gletscherfronten markante Reliefformen hinterliessen, die wegen ihres „jungen Alters“ gut erhalten sind.
- in der in teils neu geschaffenen Abflussbahnen die Niederterrassen eingeschüttet wurden.
- deren Gletscher die Sedimentfüllungen in den tiefen Becken selektiv ausräumten, wobei wieder zahlreiche Seen entstanden, die oft bis heute überdauerten.
- in der der Reussgletscher im Birrfeld den äussersten Sander schüttete.

## 3 Befunde aus Schlüsselregionen

### 3.1 Übersicht

Unter Schlüsselregionen verstehen die Autoren Areale, in denen sich die Glazialforschung schon seit Jahrzehnten bemüht hat, Argumente zum Verlauf und zur Gliederung pleistozäner Vergletscherungen zu finden. An ihnen soll das Modell der vier Grossglaziale überprüft werden. Die sieben Schlüsselregionen, die im Folgenden zur Diskussion stehen und in der Karte der Abb. 5 eingetragen sind, lassen sich nach zwei Hauptkriterien ordnen:

- Sedimentologie, d. h. Profile mit längeren Sedimentsequenzen mit Moränen, Schottern, Seeablagerungen

und biogenen Horizonten: Glatttal – Linthbecken – Menzingen-Sihltal

- Morphologie, d. h. Bereiche mit Tal- und Rinnenwechsel, mit Aufschotterungen sowie mit Staubildungen: Möhlin – Aare-Rhein-Konfluenz – Schaffhausen-Klettgau – Baden
- Sämtliche Schlüsselregionen werden anhand von Profilen und zum Teil auch Karten besprochen. Der Text gliedert sich jeweils in zwei Abschnitte. In einer historischen Übersicht werden zuerst die wichtigsten früheren Arbeiten kurz vorgestellt. Anschliessend folgt die Interpretation der Autoren, aufgebaut nach dem Modell der vier Grossglaziale nach der Deckenschotterzeit.

### 3.2 Schlüsselregion Möhlin

Bereits GUTZWILLER (1894) deutet die beiden Wälle auf dem Möhliner Feld als Endlagen des helvetischen Gletschers, das heisst des vereinigten Rhein-Reuss-Aare-Rhone-Gletschers. Er zieht aber in Betracht, dass das Eis zeitweise sogar bis Basel gereicht haben könnte. Seit PENCK & BRÜCKNER (1909) wird diese Vergletscherung mit dem süddeutschen „Riss“ in Verbindung gebracht und als grösste Vereisung betrachtet. Die liegenden Schotter werden der Hochterrasse zugerechnet.

In den auf Bohrungen basierenden Profilen durch das Möhliner Feld (JÄCKLI & KEMPF 1972: Taf. III) zeigt sich, dass keine Moränenbedeckung vorhanden ist. Vielmehr liegen über den mächtigen Schottern ausschliesslich Lössablagerungen. Die Wallmoränen werden durch Reliefformen vorgetäuscht (Abb. 6). Hingegen sind in der wenig südlich am Rheintalrand und etwas erhöht gelegenen Kiesgrube Bünten (MÜLLER-DICK 2000) zwei Moränenhorizonte erkennbar, was zweimalige Präsenz eines Gletschers belegt. Ein verfalteter Paläoboden unterteilt den eingeschobenen Schotterkörper in zwei Komplexe (Abb. 7 oben). GRAF (2002) weist aufgrund der Geröllpetrographie nach, dass der obere Schotter des Möhliner Feldes und die obere Moräne in der Kiesgrube Bünten vom Schwarzwald her geschüttet worden sind.

Bei Riedmatt knapp nordseits des Rheins beschreibt ZINK (1941) unter wenig Hochterrassenschotter ein Vorkommen von blaugrauen Tönen mit organischen Resten. BLUDAU et al. (1994) stellen vorerst im Hinblick auf die Höhenlage diese biogenen Stillwassersedimente in ein Riss-Intervall. Aufgrund der pollenanalytischen Untersuchungen sind sowohl Eem als auch Holstein auszuschliessen, während ein ins Riss fallendes Interstadial in Frage kommt.

### Interpretation

Diese folgt im Wesentlichen der Auffassung von MÜLLER-DICK (2000) und GRAF (2002) mit Ergänzungen.

#### Prä-Möhlin (Prä-GHV)

Nach der jüngsten Deckenschotter-Vergletscherung wird die Entwässerung während der tiefen fluviatilen Durchtahlung auf die Felsrinne im Südteil des Möhliner Feldes abgelenkt (Abb. 6).

#### Möhlin (GHV)

In das bereits tief liegende Entwässerungs- und Talnetz

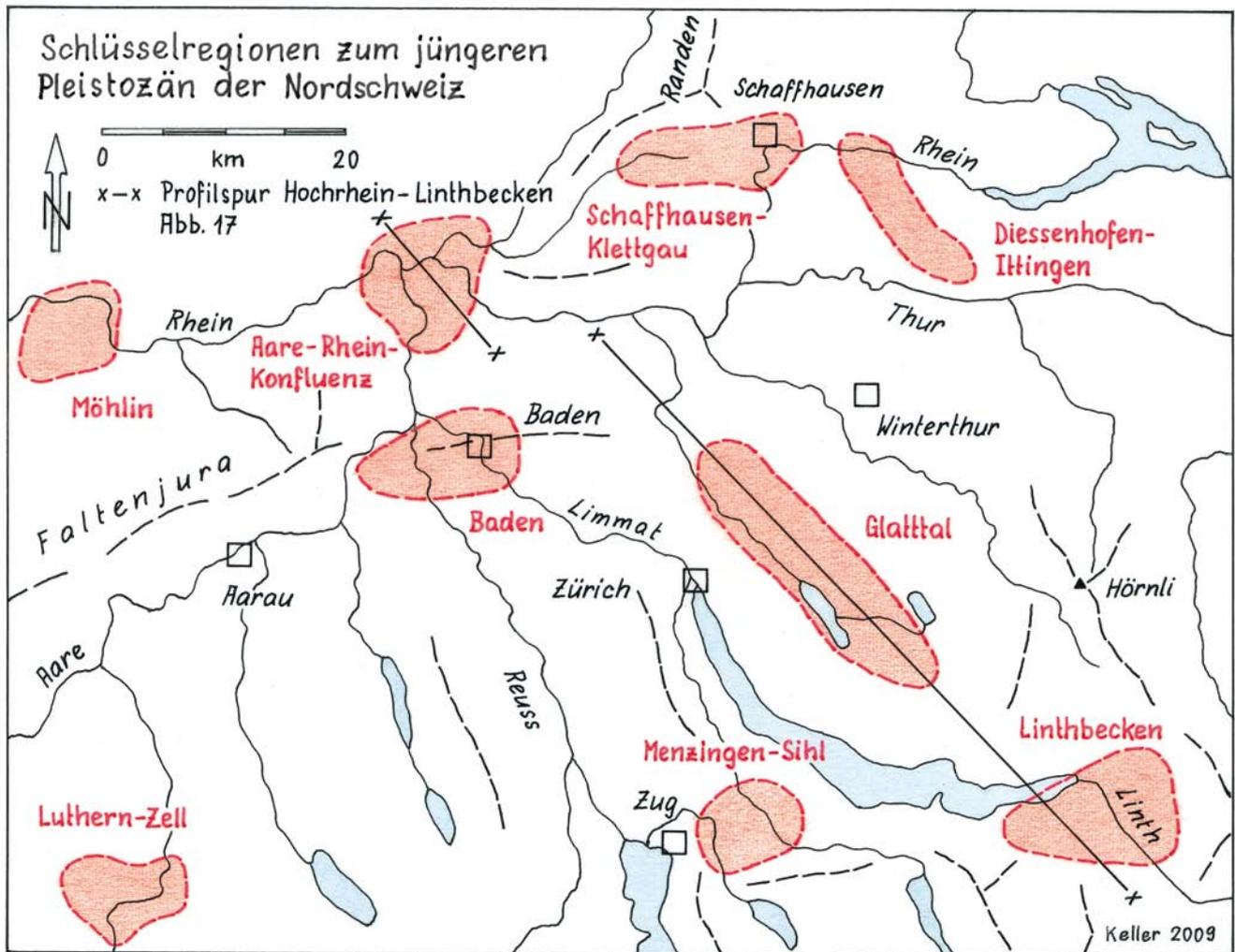


Abb. 5: Übersicht zu den Schlüsselregionen der Nordschweiz. x – x: Profilspur der Abb. 17.

Fig. 5: Overview of the key regions in Northern Switzerland. x – x: cross section of Fig. 17.

stösst das Eis der grössten Vergletscherung vor und erreicht mindestens Möhlin. Zeuge dafür ist die untere Moräne am südlichen Talrand in der Kiesgrube Bünten (Abb. 7 oben).

#### Habsburg (neu)

Akkumulation der Rheintal-Schotter des Möhliner Feldes als Hochterrasse. Der zugehörige Eisrand liegt weit zurück bei der Habsburg.

Im anschliessenden Interglazial Verwitterung und Bildung des unteren Paläobodens (KG Bünten). Die Seesedimente von Riedmatt liegen auf dem Niveau der Basis der unteren Hochterrasse und wären somit in die Interglazialzeit Habsburg/Koblenz einzustufen, allerdings mit interstadiumalem Charakter.

#### Koblenz („Riss“)

Zweitgrösste Vergletscherung, der helvetische Gletscher reicht bis in den Raum Koblenz. Aus dem Schwarzwald stösst der Wehra-Gletscher über die Hochterrasse bei Möhlin vor: Schotter mit Schwarzwaldmaterial und basale Blocklage (GRAF 2002). Der Rhein wird phasenweise gestaut auf ein Niveau um  $\pm 340$  m ü. M. Daher kommt es zur Materialmischung in den hangenden Schottern (Abb. 7 unten). Der Wehra-Gletscher erreicht den südlichen Rand

des Rheintals: Stauchung des unteren Paläobodens, Ablagerung der oberen Moräne mit Schwarzwaldmaterial (KG Bünten).

Nach dem Abschmelzen des Wehra-Gletschers Beginn der fluviatilen Eintiefung des Rheins im Bereich der heutigen Rheinrinne.

Im anschliessenden Interglazial Verwitterung und Bildung des oberen Paläobodens. Weitere Tiefenerosion des Rheins.

#### Birrfeld („Wurm“)

Lössablagerung auf dem Möhliner Feld. Aufschüttung der Niederterrasse im engeren Rheintal (Abb. 6).

Im Postglazial Eintiefung des Rheins teils bis auf den Felsuntergrund, heutiger Rheinlauf.

### 3.3 Schlüsselregion Aare-Rhein-Konfluenz

Obwohl bereits MÜHLBERG (1896) feststellte, dass vor „Riss“ eine weitere Eiszeit einzuschalten sei, wurde dies z. B. von PENCK & BRÜCKNER (1905) und seither von weiteren Autoren abgelehnt und an der Viergliedrigkeit des Eiszeitalters festgehalten. Mühlberg hatte erkannt, dass die Hochterrassenschotter im Raum unteres Aaretal eisüberfahren sind. Sie mussten somit älter sein als „Riss“, das mit der

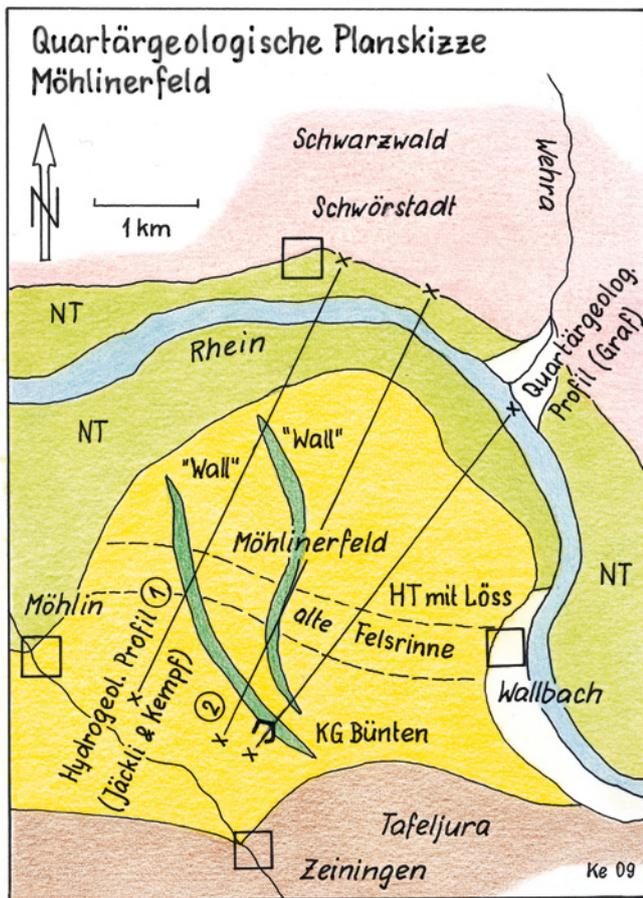


Abb. 6: Quartärgeologische Planskizze Möhlenerfeld.

Fig. 6: Quaternary geological map of "Möhlenerfeld".

grössten Eiszeit verknüpft wurde. Auch die Arbeiten von BLÖSCH (1911) und später von BUGMANN (1961) führten bei diesen Autoren zur Auffassung, dass die „Riss“-Eiszeit in zwei Glaziale aufzutrennen sei.

HANTKE (1978) schlägt vor, dass nach dem Rissmaximum ein Rückschmelz-Stadial „Koblenz“ einzufügen sei, um die Eisüberfahrung zu erklären. Im Zusammenhang mit dem Bau der Autobahn A3 ergaben Bohrungen im Bereich Habsburg eisrandnahe Schüttungen mit eingeschalteten Moränen. SCHINDLER (1985: 34) weist hier auf den Zusammenhang zwischen Eisrandlage und der davon ausgehenden Hochterrasse hin. Er möchte deshalb vor „Riss“ einen Gletschervorstoss einschieben.

Die Untersuchungen von GRAF (2002) basieren stark auf den von ihm ausgewerteten, zahlreichen Bohrungen im Raum der unteren Aare. Demnach postuliert auch er eine „Habsburg“-Vergletscherung, die mit den Hochterrassen zu verbinden sei. Zudem konnte das Felsrelief rekonstruiert werden. Es zeigte sich (GRAF 2000), dass von Rhein und Aare vor der Schüttung der Hochterrasse gegenüber heute teilweise abweichende Achsen benutzt worden sind (Abb. 8). Unter Berücksichtigung der Petrographie, der Höhenlage der Rinnen, der Relikte von Paläoböden und der Füllungen mit Hochterrassenschottern sieht GRAF (2002) mehrere Gletschervorstösse: Leibstadt, Habsburg, Koblenz.

Im unteren Klettgau werden die vielerorts nachgewiesenen Seesedimente, die glazilakustrische Serie (GRAF 1996,

2002), einem Eisstau im Raum östlich Waldshut zugeschrieben. Nach BAUSCH et al. (1989) liegt dort ein See mit glazigenen Sedimenten, in den höheren Schichten mit warmgetönter Flora vor. HOFMANN (1994) erwähnt Seesedimente mit vermutlich Dropstones bei Neunkirch. Demzufolge wird ein Gletschervorstoss angenommen, der Aaretal-abwärts in der Gegend von Koblenz den Rhein noch überschritten haben muss.

## Interpretation

### Prä-Möhlin (GHV)

Während der markanten Tiefenerosion nach der jüngsten Deckenschotter-Eiszeit wird das Talnetz um rund 150 m tiefer gelegt. Die Tieferschaltung dürfte zum Teil auf die anhaltende Absenkung des Oberrhein-Grabenbruchs und das parallel dazu anzunehmende tektonische Aufsteigen des Alpen- und Voralpenraumes zurückzuführen sein. Als wesentliche Ursache wird jedoch die Umlenkung des Alpenrheins von der Donau zur Oberrheinischen Tiefebene angesehen (KELLER 2009), was den Abfluss im Konfluenzgebiet Aare-Rhein nahezu verdoppelt hat. Der neu auch interglazial westwärts entwässernde Rhein benutzt aus dem Klettgau kommend die Äpelöö-Rinne (Abb. 8) und vereinigt sich 2 km südlicher als heute mit der Aare. Anschließend fließen sie gemeinsam durch das Felstal von Strick nach Westen ab.

### Möhlin (GHV)

Nach der fluviatilen Tieferlegung des Entwässerungsnetzes kommt es zur grössten Vergletscherung. Der helvetische Gletscher überfließt den östlichen Jura und den Klettgau. Er reicht mehrere Kilometer über den Rhein hinaus bis auf die Südabdachung des Schwarzwaldes. Die in den tiefen Rinnen erhaltenen Moränenreste werden dieser Vergletscherung zugeschrieben (Abb. 9).

### Habsburg (neu)

Die nächstfolgende Vergletscherung bleibt in ihrer Ausdehnung weit zurück. Der äusserste Eisrand des Reussgletschers liegt bei Habsburg, derjenige des Rhone-Aare-Gletschers westlich Olten. Von diesen Frontpositionen aus werden die mächtigen Hochterrassen in die bestehenden Talwege geschüttet: obere Hochterrasse (Abb. 4b und 9).

Eine Erosionsphase führt zur Tieferschaltung des Entwässerungssystems, verbunden mit Verschiebungen im Flussnetz: mittlere Hochterrasse. Die enge Rinne östlich Reuenthal wird wohl nur kurzfristig benutzt. Es dürfte sich in der Anlage um eine Karstwanne handeln. Das Flussnetz ist während der Zeit der oberen Hochterrasse gegenüber heute markant verschoben. Die Aare verläuft über Rüfenach-Würenlingen-Endingen-Strick. Der Rhein fliesst aus dem Klettgau über Koblenz-Äpelöö-Strick. In der Phase der mittleren Hochterrasse wendet sich die Aare im untersten Abschnitt nach Norden über Waldshut (Abb. 8). Der Rhein nimmt bei Koblenz ungefähr den heutigen Weg.

### Koblenz („Riss“)

Diesmal erfolgt ein Gletschervorstoss des Aare-Reuss-Gletschers über die obere und die mittlere Hochterrasse

## Schematisches Profil KG Bünthen (SE Möhlin)

	<u>Lithologie</u>	<u>genetische Interpretation</u>	<u>Glazialchronologie</u>
	Löss und Lösslehm	kaltzeitliches Feinsediment	Birrfeld-Glazial
	obere Moräne mit Schwarzwald-Material	Vorstoss des Wehra-Gletschers	Koblenz-Glazial
	Rheintal-Schotter	Stau durch vorrückenden Wehra-Gl.	Koblenz-Glazial
	Bodenbildung, unterer Paläoboden, verfaltet	zeitlicher Hiatus, Warmzeit	IG Habsburg / Koblenz (Faltung Koblenz)
	Rheintal-Schotter	Hochterrassen-Schotter	Habsburg-Glazial
	untere Moräne am Talrand mit Rheintal-Material	Rheingletscher-Vorstoss bis mindestens Möhlin	Möhlin-Glazial

Unterlagen: Dick et al. 1996  
Müller-Dick 2000  
Graf 2002

## Sammelprofil Möhlinerfeld

	<u>Lithologie</u>	<u>genetische Interpretation</u>	<u>Glazialchronologie</u>
	Löss und Lösslehm	kaltzeitliches Feinsediment	Birrfeld-Glazial
	Bodenbildung, Verwitterung oberer Paläoboden	zeitlicher Hiatus, Warmzeit	IG Koblenz/Birrfeld
	Schotter mit Schwarzwald-Material	Vorstossschotter des Wehra-Gl. Rhein hochgestaut auf 320-350m	Koblenz-Glazial
	basale Blocklage		
	geringe Verwitterungszone	zeitlicher Hiatus	IG Habsburg/Koblenz
	Rheintal-Schotter	Hochterrassen-Schotter des Rheintals	Habsburg-Glazial
	Felsrinne anstehender Fels	alter Rhein-Flusslauf Gipskeuper, Dolomit	Prä-Möhlin —

Unterlagen: Jäckli & Kempf 1972  
Graf 2002

Keller 2009

Abb. 7: Schematisches Profil Kiesgrube Bünthen (oben) und Sammelprofil Möhlinerfeld. (Referenzen siehe Abb.).

Fig. 7: Schematic profile of the gravel pit "Bünthen" (above) and a composite section of "Möhlinerfeld". (References see Fig.).

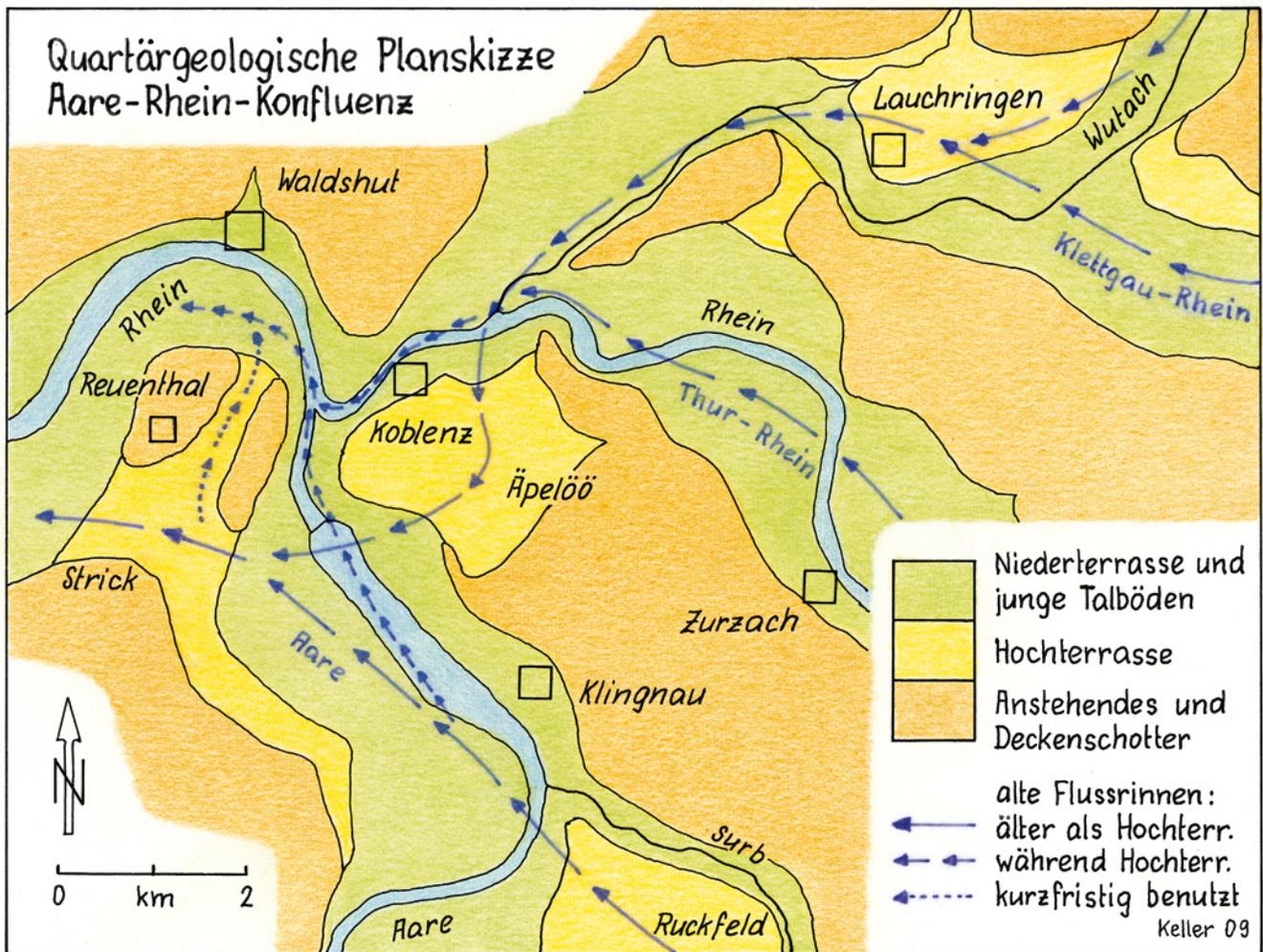


Abb. 8: Quartärgeologische Planskizze Aare-Rhein-Konfluenz.  
 Fig. 8: Quaternary geological map of "Aare-Rhine-confluence".

hinweg und reicht bei Waldshut-Koblenz über den Rhein hinaus nach Norden (Abb. 4c). Im heutigen Rheintal rückt der Linth-Reuss-Gletscher bis über die unterste Wutach nach Lauchringen vor. Im Klettgau bildet sich ein ausgedehnter Eisstausee auf  $\pm 400$  m ü. M. Er erhält Schmelzwasser von NE her von den Frontlagen des Rheingletschers bei Beringen und im Engewald. Es entsteht die glazilakustrische Serie (GRAF 1996, 2002).

#### Birrfeld („Würm“)

Im Interglazial „Eem“, das der Birrfeld-Eiszeit vorausgeht, schneiden sich Aare und Rhein in einer nördlichen Rinne bis auf  $\pm 290$  m ü. M. ein. Anschliessend im Glazial wird das System der Niederterrassen geschüttet (Abb. 9). Die zugehörigen Gletscherfronten erreichen im Süden (Reussgletscher) das Birrfeld, im Osten (Rheingletscher) Schaffhausen und Rüdlingen. Das gesamte Gebiet unteres Aaretal und Rheintal um Koblenz bleibt eisfrei.

### 3.4 Schlüsselregion Schaffhausen-oberer Klettgau

Seit PENCK & BRÜCKNER (1905) haben sich zahlreiche Forscher mit dem Raum Schaffhausen-Klettgau auseinandergesetzt und versucht, die von den Eiszeiten geprägte geologische Geschichte zu rekonstruieren (Abb. 10). PENCK (1905) hat die markante Talverbauung am Eingang zum

Klettgau mit den Altmoränen und der Hochterrasse in die Risseiszeit gestellt. In Erkenntnis, dass noch ausserhalb dieses Gebiets Vergletscherungsspuren vorhanden sind, hat ERB (1934) versucht einen Zusammenhang mit dem Raum Messkirch in Oberschwaben herzustellen. Er kam zu einer Zweiteilung von Riss, wobei er die äussersten Zeugen bei Schleithem und auf dem Rand einer Riss-I-Ver eisung zuschrieb und die Klettgau-Terrassen mit der Verbauung der Engi bei Schaffhausen in ein Riss-II einfügte. Noch in hohem Alter beschäftigte sich PENCK (1939) mit der „Klettgau-Pforte“, indem er sich ihrer ausserordentlichen Bedeutung als kontrollierender Ausgang des gesamten Bodenseeraums bewusst war. SCHREINER (1974) ging bei seinen Untersuchungen zum Jungquartär im Hegau auch im Raum Schaffhausen von einer Risseiszeit aus. Später (1992: Abb. 100) stufte er die äussersten Zeugen nördlich des Klettgaus in die Mindeleiszeit ein.

Vor allem SCHINDLER (1985), HOFMANN (1981, 1994, 1996), GRAF & HOFMANN (2000) sowie GRAF (2002) machten die Region Schaffhausen-oberer Klettgau zum zentralen Gegenstand ihrer Untersuchungen. Es ist bemerkenswert, dass bereits Schindler für den Zeitraum nach den Tieferen Deckenschottern zum Nachweis von drei Vereisungen kam, indem er die „Riss“-Eiszeit in ein „Riss 1“ und ein „Riss 2“ aufteilte. Für Graf hingegen ist Möhlin der älteste seiner mittelpleistozänen Eisvorstösse. Schon Hofmann und in der Folge Graf

# Schematisches Profil der quartären Bildungen im Raum Koblenz

Unterlagen:  
 Bousch et al. 1989  
 Matousek et al.: Geol. Karte Zurzach 2000  
 Graf in Bitterli et al. 2000  
 Graf 2002

Chronologische Abfolge der  
 Erosion und Akkumulation

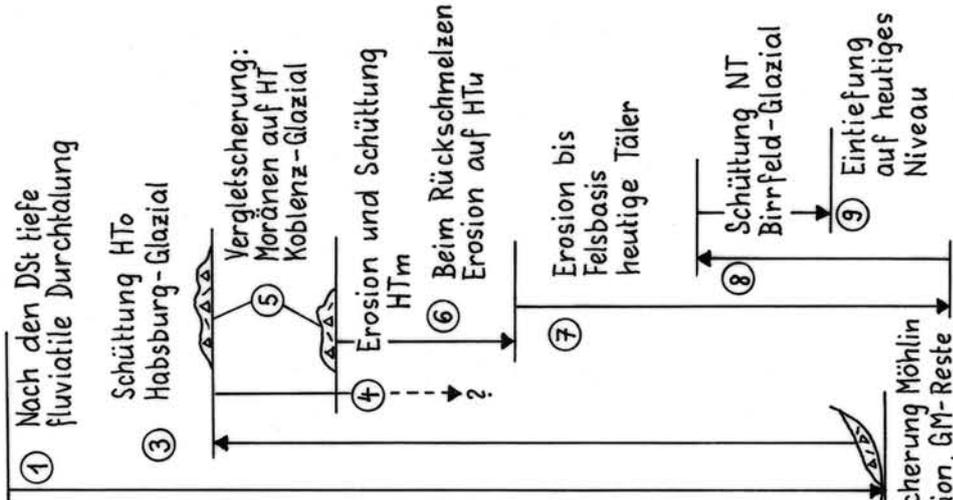
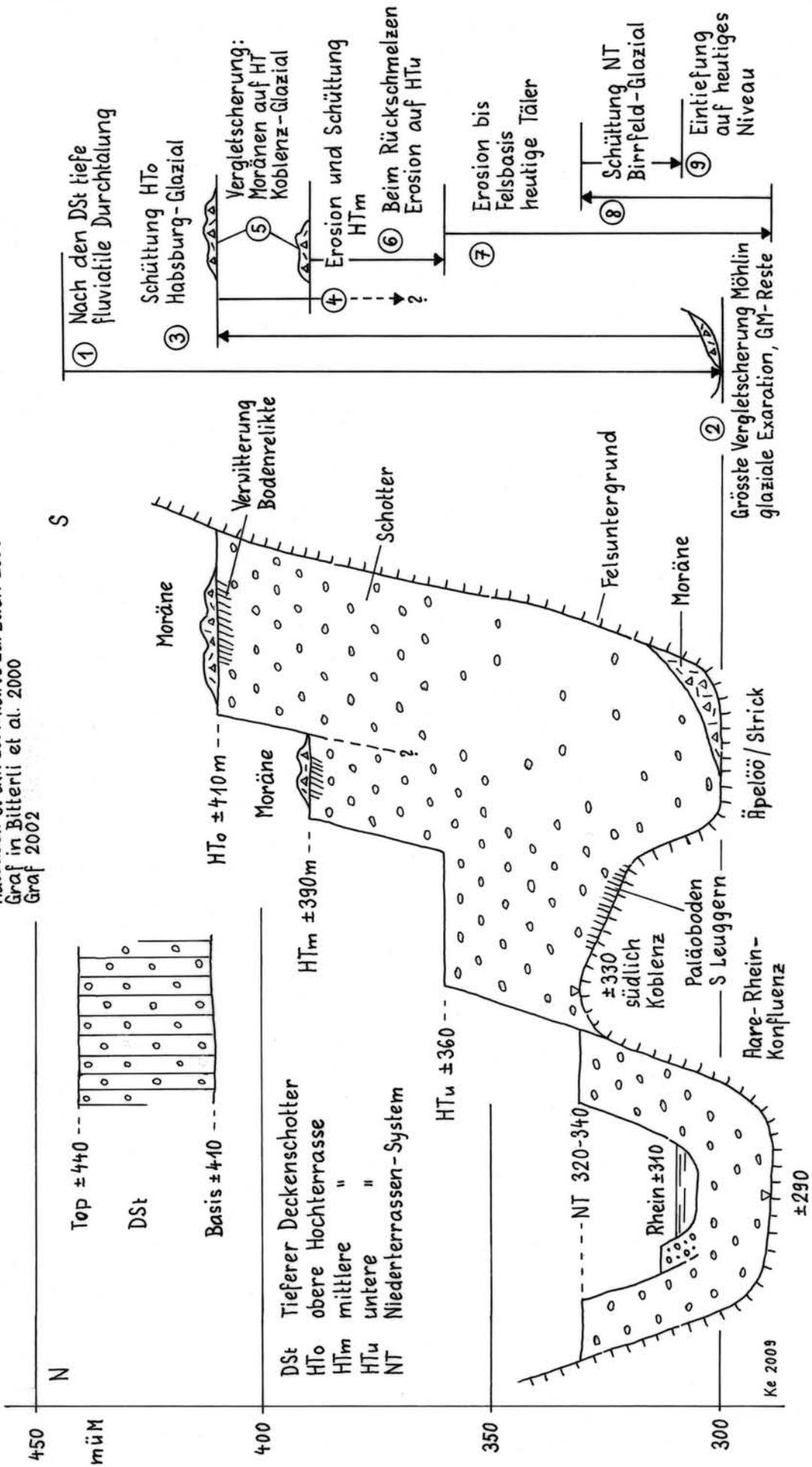


Abb. 9: Schematisches Profil der quartären Bildungen im Raum Koblenz. (Referenzen siehe Abb.).  
 Fig. 9: Schematic profile of the quaternary formations in the Koblenz area. (References see Fig.).

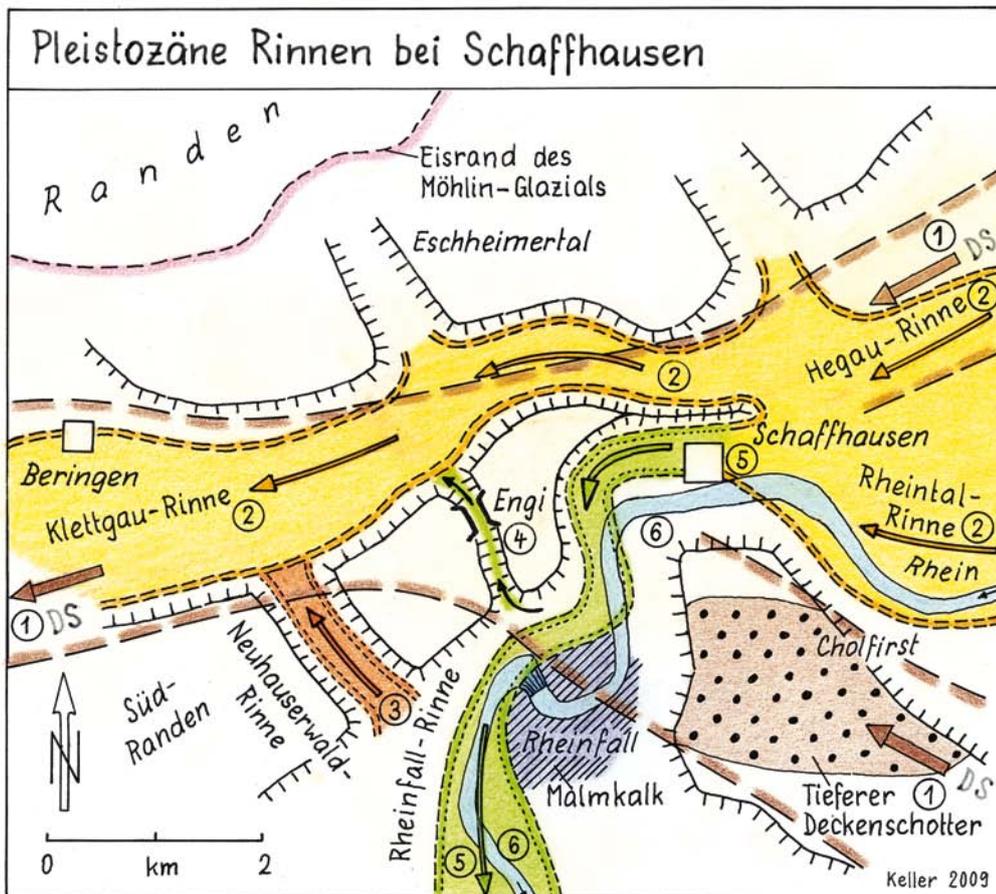


Abb. 10: Pleistozäne Rinnen bei Schaffhausen. Im Malmkalk der „Klettgau-Pforte“ (PENCK 1939) sind sechs Durchbruchsrinnen nachzuweisen.

Fig. 10: Pleistocene channels near Schaffhausen. In the Malm limestone of the „Klettgau-Pforte“ (PENCK 1939) six transverse valleys are proved.

- |                        |                           |
|------------------------|---------------------------|
| ① Hohe Klettgau-Rinne: | Tieferer Deckenschotter   |
| ② Klettgau-Rinne:      | Möhlin bis Habsburg       |
| ③ Neuhausertal-Rinne:  | Habsburg bis Koblenz      |
| ④ Engi-Rinne:          | Koblenz; Birrfeld-Maximum |
| ⑤ Rheinfall-Rinne:     | Spät-Koblenz bis Birrfeld |
| ⑥ heutige Rhein-Rinne: | seit Spät-Birrfeld        |

konnten die Schotter im Klettgau nicht nur mittels ihrer Höhenlage, sondern auch über Geröllanalysen und Verwitterungshorizonte den verschiedenen Glazialen zuordnen.

### Interpretation

Die Autoren stimmen der quartärgeschichtlichen Übersicht von SCHINDLER (1985) grossenteils zu, allerdings unter dem Vorbehalt, dass die grösste Vergletscherung während Möhlin (GHV) und nicht während Koblenz („Riss“) stattgefunden hat. Unsere Interpretation gemäss Profil Klettgau-Schaffhausen (Abb. 11) generalisiert unter anderem die Befunde, die GRAF & HOFMANN (2000) und GRAF (2002) aufgrund detaillierter Untersuchungen vorlegen.

Zur Interpretation der pleistozänen Prozesse ist die Schlüsselregion Schaffhausen-Klettgau insofern von Bedeutung, als sich hier am Durchbruch des Rheins durch die Malmkalk-Formation sechs Felsrinnen unterschiedlichen Alters nachweisen lassen (Abb. 10).

### Prä-Möhlin (Prä-GHV)

Im Raum Schaffhausen-oberer Klettgau besteht ein relativ flachwelliges Relief, das mit regionalen Zuflüssen westwärts zur Aare entwässert. Nachdem sich der endgültige

Abfluss des Alpenrheins zur Aare durchgesetzt hat, kommt es im Interglazial Prä-Möhlin zu umfassender Erosion im Bodenseebecken (KELLER 2009). Die Klettgaurinne wird bei Schaffhausen bis auf eine Tiefe von 340 m ü. M. ausgeräumt (Abb. 10 und 11).

### Möhlin (GHV)

Nach dem Prä-Möhlin-Interglazial baut sich der helvetische Gletscher als riesiges Eisstromnetz auf bis zu einer Endlage um 700 m ü. M. auf dem südöstlichen Randen (Abb. 10) und um 600 m ü. M. über dem Hallauerberg. Dieser Vergletscherung wird die Ausweitung der grossen Täler und die Bildung vieler tiefer Rinnen und Becken im Nordschweizer Mittelland zugeschrieben.

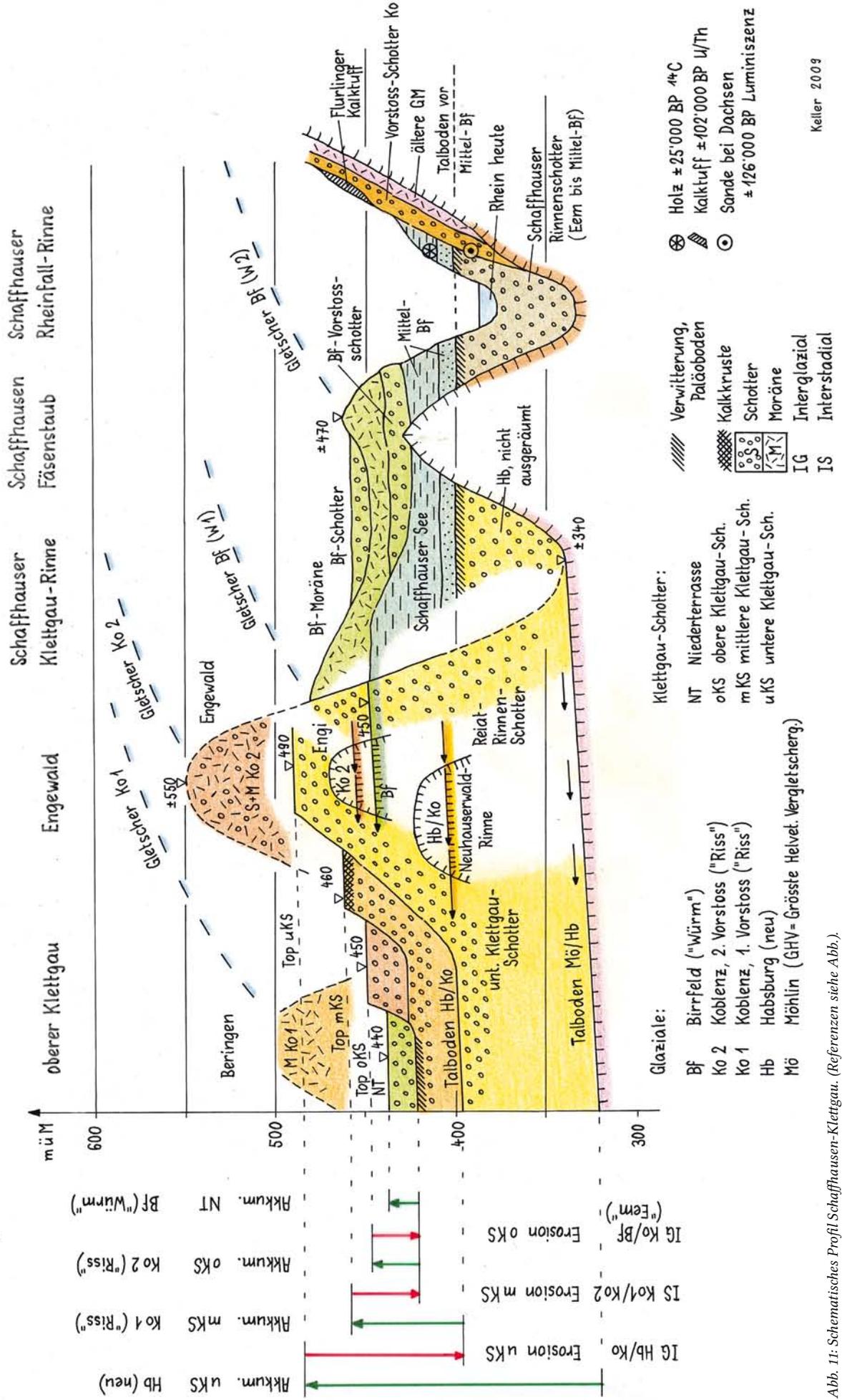
### Habsburg (neu)

Als Vorstossschotter werden die unteren Klettgauschotter beim Engewald bis 490 m ü. M. (Abb. 11 und 17) abgelagert. Im Maximum dürfte der Rheingletscher nahe Schaffhausen gelegen haben. Beim Eisabbau erodieren die Schmelzwässer den höheren Teil der Rheinfallrinne sowie als deren Fortsetzung die Neuhausertal-Rinne in den Klettgau. Dort werden die unteren Klettgau-Schotter bis auf ein Talbodenniveau um 400 m ü. M. ausgeräumt. Im folgenden Interglazial

# Schematisches Profil Schaffhausen - Klettgau

Grundlagen: Schindler 1985, Krayss 1988, Frank & Rey 1996, Hofmann & Graf 2000, Graf 2002

## Akkumulation und Erosion im Klettgau



Keller 2009

Abb. 11: Schematisches Profil Schaffhausen-Klettgau. (Referenzen siehe Abb.).  
Fig. 11: Schematic profile „Schaffhausen-Klettgau“. (References see Fig.).

fließt der Rhein weiterhin auf diesem Weg über den Klettgau zur Aare.

### Koblenz („Riss“)

Die Vorstössschotter erfüllen beim Eisaufbau zunächst die höhere Rheinfallrinne südwärts, greifen dann aber auch als mittlere Klettgauschotter über die Schwelle von Engi in den Klettgau hinüber. Ein erster Vorstoss des Rheingletschers erreicht als so genannter Beringer-Vorstoss (GRAF 2002) den Raum Neunkirch. Ein zweiter baut im Engewald-Vorstoss den mächtigen Endwall der Engischotter und Moränen bis 550 m ü. M. auf (Abb. 11), während der Linthgletscher aus dem Glatttal vorstossend in der Neuhauserwald-Rinne den Lusbüel-Komplex aufschüttet. Der Schmelzwasserabfluss erfolgt diesmal bis auf ein Schwellenniveau um 460 m ü. M. über die Engi. Dieser Periode wird auch der mittlere, mehr fluviatil geprägte Teil der „glazilakustrischen Serie“ (GRAF 1996, 2002) zugewiesen. Der zugehörige Stausee ist bedingt durch die Aare-Linth-Gletscherzunge, die nördlich Koblenz im untersten Wutachtal die den See stauende Barriere bildet. Damit ist eine direkte Korrelation zur Koblenz-Vergletscherung des Rheingletschers gegeben (Abb. 4c). Anschliessend bleibt der Klettgau bis zum Maximum der Birrfeld- Eiszeit ohne Zufluss vom Rhein her.

Im Spätglazial wird die Rheinfallrinne im Fels bis auf 340 m ü. M. ausgeräumt (Abb. 11). Dieser Tiefwert ist bedingt durch die Jurakalkschwelle rheinabwärts bei Kaiserstuhl um 320 m ü. M. Im Klettgau deuten Paläobodenreste im Liegenden der Niederterrasse das Eem-Interglazial an.

### Birrfeld („Würm“)

Die Schaffhauser Rinnenschotter (Abb. 11), die sich bis zum Untersee zurück verfolgen lassen (SCHREINER 1974, 1983), enthalten in ihrem Dach Verwitterungsspuren und humosen Hangschutt (SCHINDLER 1985, FRANK & REY 1996), die auf interstadiale Verhältnisse hinweisen. Die Schotter werden deshalb von KELLER & KRAYSS (1998) dem Untersee-Gletschervorstoss, der sich im Früh-Birrfeld (Frühwürm) abzeichnet, zugeschrieben. Die Datierung Dachsen (PREUSSER & GRAF 2002) lässt aufgrund der Fehlerbreite diese Deutung zu.

Wie SCHINDLER (1985) darlegt, wird der Raum Schaffhausen noch vor dem Eintreffen des Vorstössschotters von einem durch den Thurtal-Sander oder -Gletscher aufgestauten Schaffhausersee erfüllt (Abb. 11). Später kommt es zur regulären Abfolge von Schotter und Grundmoräne und im Maximum dieser Eiszeit wieder zum Überlauf von Schmelzwasser über die Engi in den Klettgau, wo die Niederterrassenschotter akkumuliert werden. Die Engi funktioniert jedoch während dem Eisabbau wiederum als Sperre. Der Klettgau wird trocken gelegt, der Rhein entwässert über die Rheinfallrinne nach Süden.

Im Rückschmelz-Stage Stein am Rhein/Singen verfehlt der Rhein im Schotterfeld zwischen Neuhausen und Flurlingen seine alte Rheinfallrinne, sodass sich ein neuer Rheinlauf mit Absturz über den Malmkalk ins Rheinfallbecken bildet (Abb. 10).

## 3.5 Schlüsselregion Baden

Die grossenteils verschütteten alten Rinnen im Raum Ba-

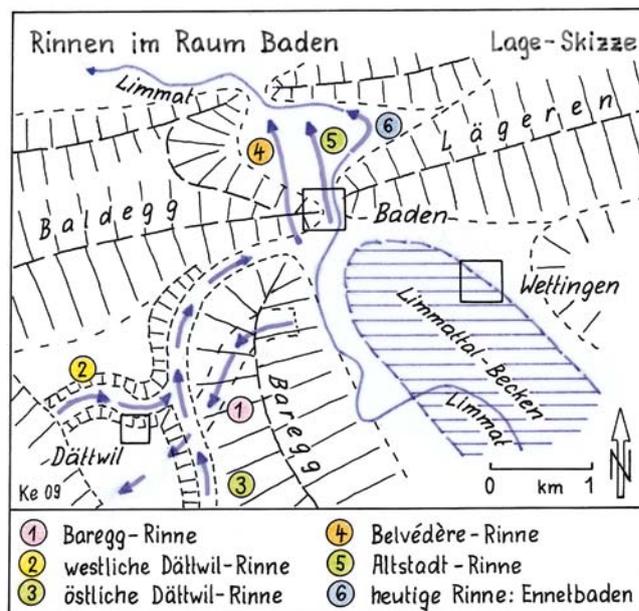


Abb. 12: Pleistozäne Rinnen im Raum Baden.

Fig. 12: Pleistocene channels in the region of Baden.

den (Abb. 12) waren bis in die 1960er Jahre kaum bekannt. Immerhin erwähnt SUTER (1944) bereits die Rinne unter der Altstadt Baden, zu der er eine Sohlenhöhe von 330 m ü. M. angibt. Erst neuere Bohrungen im Bereich der Stadt Baden und für den Autobahnbau N1 (heute A1) zwischen 1962 und 1967 brachten zahlreiche Einsichten in die Untergrundverhältnisse. Detaillierte Auswertungen in glazialgeologischer Hinsicht hat SCHINDLER (1968, 1977) publiziert. Aufgrund der Sedimentabfolgen und der Höhenlagen der aufgefundenen Rinnen stellt er in einem „Versuch einer zusammenfassenden Deutung“ (1968) die glazialen Ereignisse chronologisch zusammen. Demnach floss die Limmat zur Zeit der tieferen Deckenschotter zuerst durch die Baregg-, später durch die Dättwil-Rinne, der Lägeren ausweichend, ins Reusstal ab. In der frühen Risseiszeit mit einem Linthgletscher-Vorstoss bis gegen Baden blockiert der Reussgletscher die Dättwil-Rinne, weshalb die Limmat bei Baden nach Norden durchbricht. Zeitgleich erwähnt er einen hoch liegenden See im Limmattal oberhalb Baden. Erst darnach wäre der Hauptvorstoss der Risseiszeit erfolgt. In der frühen Würmeiszeit kommt es zur Verlagerung der Limmat in die Altstadt-Rinne.

In den Erläuterungen zur Geologischen Karte Baden 1:25.000 geht GRAF (2007) nicht auf die Rinnenbildung im Raum Baden ein. Hingegen kann aus der Tafel II der Erläuterungen aufgrund der Felsisohypsen Lage und Tiefe der Rinnen erkannt werden. In der Karte selbst vermerkt GRAF (2006) Hochterrassenreste bei Dättwil und Ennetbaden. Wettingen und Baden breiten sich auf Niederterrassenschottern aus.

### Interpretation

Die Autoren gehen grossenteils mit SCHINDLER (1968, 1977) einig, ausser dass die Dättwil-Rinnen nicht alte Limmatwege sein können. Dafür sind sie zu eng und weisen ein Gefälle gegen das Limmattal auf. Es sind Schmelzwasser-rinnen des stets höher als der Linthgletscher stehenden Reussgletschers.

# Rinnenbildung im Raum Baden

## Quartärgeologische Profile, stark überhöht

Unterlagen: Schindler 1968, 1977, Graf et al.: Geolog. Karte Baden 2006

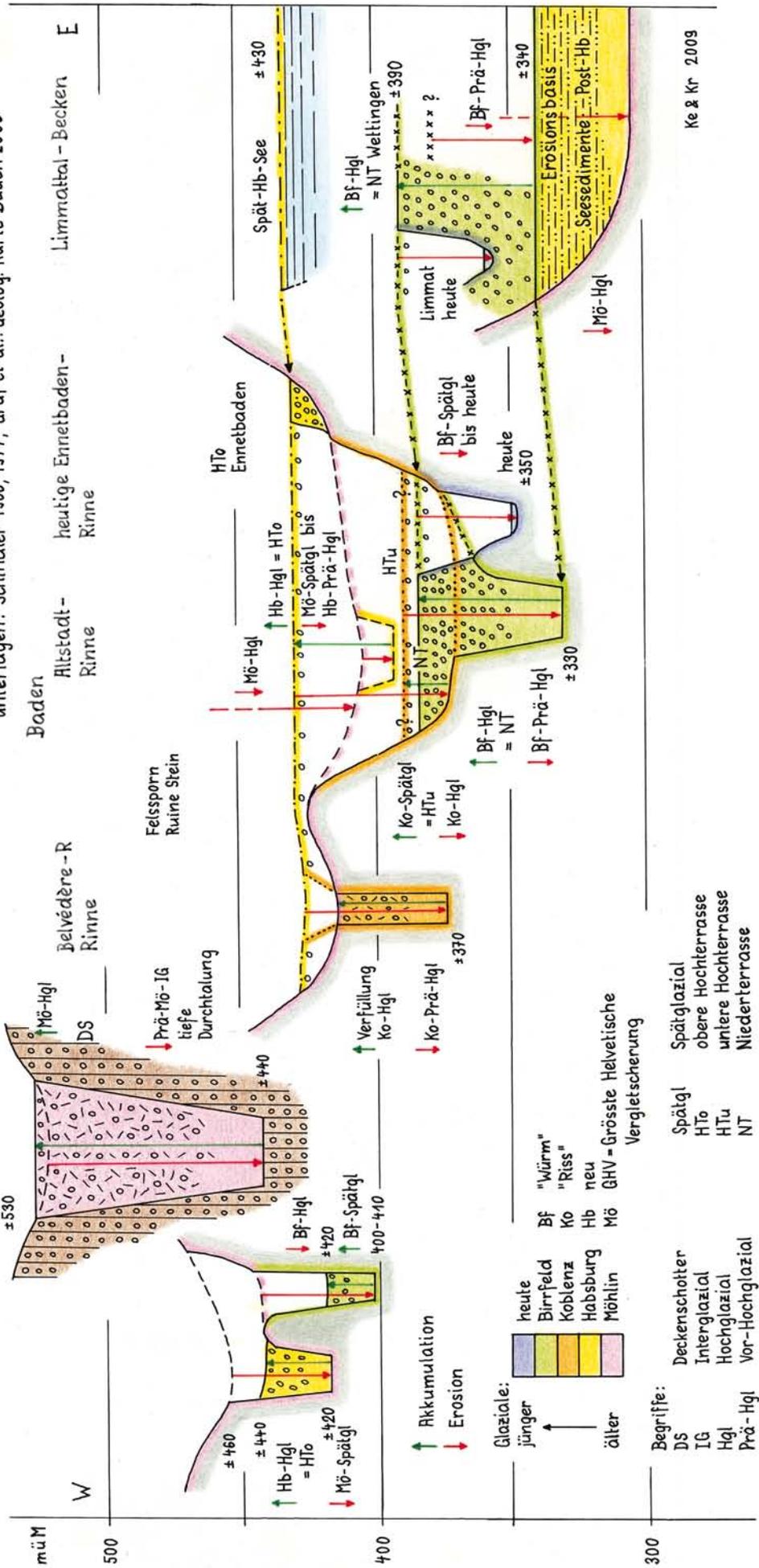


Abb. 13: Rinnenbildung im Raum Baden: Quartärgeologische Profile. (Referenzen siehe Abb.)

Fig. 13: Origin of the channels of Baden: Quaternary geological profile. (References see Fig.)

In der Schlüsselregion Baden stehen nicht Sedimentabfolgen und die Deutung ihrer glazialchronologischen Entwicklung im Vordergrund, sondern fluviale Erosions- und Akkumulationsprozesse, für die versucht wird, sie in die Eiszeiten-Abfolge einzuordnen. Im Raum Baden häufen sich teilweise erhaltene und verschüttete, einstige Entwässerungswege. Das Limmattal trifft bei Baden quer auf die Jurafalte der Lägeren (Abb.12). Die entwässernde Limmat war deshalb gezwungen entweder seitlich um die Lägeren herum abzufliessen oder sie querend durch Einschnitten einen Weg zu finden. Talverschüttungen, respektive epigenetische Flusslauf-Verlegungen ereignen sich fast ausschliesslich im Zusammenhang mit Gletschereinflüssen. Die folgenden Interpretationen sind unter diesen Voraussetzungen zu sehen.

#### **Prä-Möhlin (Prä-GHV)**

Gemäss GRAF (1993) zeigen die tieferen Deckenschotter der Baregg (Abb. 12 und 13) eine Schüttungsrichtung gegen Südwesten, was den durch die Lägeren-Barriere bedingten Abfluss ins Reuss-Aaretal andeutet. Die auf die Deckenschotterzeit folgende Durchtalung greift in der Baregg-Rinne durch die Deckenschotter hindurch und weist auf den Limmatabfluss nach Südwesten hin.

#### **Möhlin (GHV)**

In dieser grössten Vergletscherung überfährt das Linth-Reuss-Eis die Baregg und die Lägerenkette, im Raum Baden mit einer Eismächtigkeit von wenigstens 200 m. Dabei wird die Baregg-Rinne verschüttet, während bei Baden die von Bruchstrukturen durchsetzte Lägeren bis wohl gegen 400 m ü. M. hinunter erodiert wird (Abb. 13 Mitte), was auch SCHINDLER (1968) annimmt. Im Limmattal kommt es oberhalb Baden im Bereich der weniger resistenten Oberen Meeresmolasse zur Auskolkung des Limmattal-Bekens (Abb. 13 rechts). Im Zuge des Rückschmelzens legen Schmelzwässer des Reussgletschers, der höher steht als der Linthgletscher, neben der verbauten Baregg-Rinne neu die westliche Dättwil-Rinne an (Abb. 12 und 13 links), mit Abfluss nach Nordosten ins Limmattal. Die Limmat selbst findet über die erniedrigte Schwelle von Baden den Weg nach Norden und beginnt sich einzuschneiden (Abb. 13 Mitte).

#### **Habsburg (neu)**

Diesmal stösst der Reussgletscher bis zur Endlage Habsburg vor, wo sich Schotter und Moräne verzahnen (SCHINDLER 1985, GRAF 2002). Von hier aus wird Aaretal-abwärts die obere Hochterrasse geschüttet mit einem Niveau beim Ansatz um etwa 440 m ü. M. Etwas weniger weit vorrückend erreicht die Limmatzunge des Linthgletschers Baden mit einer Fronthöhe von ebenfalls um 440 m ü. M. Der Schmelzwasserstrom, die Limmat, fliesst durch eine nicht genauer lokalisierbare Rinne in der Lägeren-Einsattelung bei Baden direkt nach Norden (Abb. 13 Mitte), um dann gegen Westen zur Aare abzuschwenken. Als seitlicher Schmelzwasserabfluss des Reussgletschers wird die westliche Dättwil-Rinne benutzt.

Ab dem Hochglazial setzt die Aufschotterung der Oberen Hochterrasse ein, die an ihrer Wurzel bei Baden aufgrund von Relikten südlich und nördlich Ennetbaden so-

wie im untersten Limmattal ein Niveau um 430 m ü. M. erreicht (Abb. 13 Mitte). Die westliche Dättwil-Rinne wird vom Reussgletscher her zugeschüttet (Abb. 13 links). Beim Zurückschmelzen des Linthgletschers bildet sich im Limmattal im Spät- und Postglazial ein hoch spiegelnder See auf etwa 430 m ü. M. (Abb. 12 und 13 rechts).

#### **Koblenz („Riss“)**

Im vorausgehenden Interglazial und während dem erneuten Vorrücken des Linthgletschers wird bei Baden die Obere Hochterrasse grossenteils abgetragen und epigenetisch die Belvédère-Rinne auf  $\pm 370$  m ü. M. schluchtartig eingeschnitten (Abb. 12 und 13 Mitte). Im Hochglazial überwindet der Gletscher einerseits die Lägeren-Schwelle und tieft sie über dem Kerngebiet von Baden durch Exaration weiter ein. Andererseits aber verfüllt er die Belvédère-Rinne mit lehmig-kiesigem und blockigem Material. Vermutlich wird beim Rückschmelzen eine untere Hochterrasse geschüttet, die aber als solche nicht erhalten ist.

#### **Birrfeld („Wurm“)**

In diesem Glazial erreicht der Linthgletscher Baden nicht, er endet talaufwärts bei Killwangen und oberhalb Wettingen. Schmelzwässer (die Limmat) erodieren die eventuell vorhandene untere Hochterrasse und legen neu die Altstadt-Rinne mit Basis auf  $\pm 330$  m ü. M. an (Abb. 13 Mitte). Im Gefolge werden die Sedimente im Limmattalsee, die das Gewässer seit dem Interglazial Habsburg/Koblenz (Meikirch) aufgefüllt haben, auf dieses Niveau abgetragen, was sich aus Bohrungen ableiten lässt: „alte Seesedimente“ (SCHINDLER 1968). Schmelzwässer des Reussgletschers erodieren im Birrfeld-Maximalstand die östliche Dättwil-Rinne, die ins Limmattal bei Baden hinunterführt (Abb. 12 und 13 links).

Ab dem Hochglazial wird über den Seesedimenten und im Durchlass von Baden die Niederterrasse akkumuliert, die in Baden selbst und im Raum Wettingen erhalten ist (Abb. 13 Mitte und rechts). Im Postglazial setzt die Tiefenerosion der Limmat in der Niederterrasse ein, wobei der Fluss die heutige Ennetbaden-Rinne eintieft und dabei in seiner Schleife ganz im Osten in den Jura-Felsuntergrund (Opalinuston und Gipskeuper) gerät (Abb. 13 Mitte).

### **3.6 Schlüsselregion Linthbecken**

Beim Bau der Ricken-Eisenbahnlinie entstanden zwischen Kaltbrunn und Uznach Aufschlüsse, die BROCKMANN-JEROSCH (1910) insbesondere auf die zahlreichen pflanzlichen Makroreste untersuchte. Eine erste umfassende Bearbeitung der Quartärbildungen des Linthbeckens geht auf JEANNET (1923) zurück, angeregt durch die vielerorts vorkommenden Schieferkohlen. Während BROCKMANN-JEROSCH alle Funde und damit auch die Sedimente in den Zeitraum der letzten Eiszeit und in die vorangehende Interglazialzeit stellte, kam JEANNET zu einer viel komplexeren Chronologie. Bemerkenswert ist vor allem, dass er bereits vier Eiszeiten ab der Beckenbildung postulierte, nämlich Mindel, Riss-1, Riss-2 und Wurm.

Weitere Untersuchungen verbunden mit ersten  $^{14}\text{C}$ -Datierungen unternahm KLÄY (1969), wobei zweifelhafte Werte resultierten. Rund ein Dutzend Bohrungen im Raum Buech-

berg sowie Kaltbrunn-Uznach wertete WELTEN (1988) pollenanalytisch aus. Er fand gesamthaft nur gerade vier Pterocarya-Pollen, wovon zwei eindeutig umgelagert waren. Trotzdem schloss er auf Holstein 1 mit Pterocarya, womit relativ hoch gelegene Seesedimente ein hohes Alter erhielten.

In seiner umfangreichen Arbeit über das Quartär des Linthgebietes ging SCHINDLER (2004) sehr detailliert und minutiös auf die mächtigen Sedimente am Buechberg einerseits sowie bei Kaltbrunn-Uznach andererseits ein. Nebst einigen grossen Kiesgruben-Aufschlüssen stand ihm eine bedeutende Anzahl Bohrungen zur Verfügung. In seiner zusammenfassenden Gesamtschau stellt er zur Altersgliederung zwei Varianten vor, die sich nur im oberen Bereich „Riss“ bis „Würm“ unterscheiden. Interessant dabei ist, dass er in beiden Varianten im „Riss“ zwei Glaziale „Riss 1“ und „Riss 2“ auseinander hält.

### Interpretation

Aus den zur Verfügung stehenden Unterlagen betreffend Aufbau der Sedimentkörper wurde versucht die Sedimentabfolge am Buechberg mit derjenigen von Kaltbrunn-Uznach in einem Sammelprofil (Abb. 14) zu kombinieren. Dies ist möglich, weil in beiden Gebieten nahezu bis ins Detail gleichartige Schichtkörper in entsprechender Abfolge vorkommen. Insbesondere sind die mächtigen „Seebodenlehme“ in gleicher Höhenlage massgebend. Im Wesentlichen kommen die Autoren bezüglich der Eiszeiten-Chronologie zu der gleichen Auffassung, die Schindler in seiner Variante 1 vertritt. Die im folgenden verwendeten Bezeichnungen für die Sediment-Einheiten sind SCHINDLER (2004) entnommen.

#### Prä-Möhlin (Prä-GHV)

Die das nordschweizerische Entwässerungsnetz umgestaltende tiefe fluviatile Durchtalung greift, wie überall, auch im Limmat-Linthgebiet bis an und in die Alpen zurück. Die Linth erhält dadurch, ausgehend von der Konfluenzregion von Rhein, Aare, Reuss und Limmat, im Raum des Linthbeckens ein um wohl 100 m abgesenktes Talniveau.

#### Möhlin (GHV)

In dieser grössten und ausgedehntesten aller Vergletscherungen vermag der Linthgletscher vor dem Alpenrand bei einer geschätzten Mächtigkeit von gegen 1000 m Eisbedeckung das in der Molasse gelegene Linthbecken grossräumig auszuschürfen. So liegt der Felsboden nahe am Buechberg (Erdölbohrung Tuggen 1925–28) auf Kote 171,5 m ü. M. Er dürfte deshalb in Beckenmitte auf 100 m ü. M. oder noch tiefer anstehen. Beim Rückschmelzen des Linthgletschers wird die „unterste Moräne“, die bei Kaltbrunn mehrfach nachgewiesen ist, abgelagert. Am Buechberg ist die „unterste Moräne“ offenbar durch spätere Gletscher erodiert worden.

Im anschliessenden Interglazial Mö/Hb („Holstein“) entsteht ein See, in den die warmzeitlichen „Deltaschotter von Günterstall“ (Abb. 14) bei Kaltbrunn von Seitenbächen eingeschüttet werden, was durch pflanzliche Makroreste belegt ist (BROCKMANN-JEROSCH 1910).

#### Habsburg (neu)

Wie die westlich Kaltbrunn bis 50 m mächtige „untere Moräne“ im Hangenden der Deltaschotter andeutet, stösst der

Linthgletscher im Habsburg-Glazial weit vor, wobei das Delta gekappt wird. Nachdem diese Moräne, durch Bohrungen belegt, nach unten bis 300 m ü. M. verfolgbar ist, muss das Linthbecken bis in grosse Tiefen ausgeschürft worden sein.

Beim Abschmelzen der Eismassen bildet sich im eisfrei werdenden Linthbecken erneut ein ausgedehnter See. Die fein geschichteten, grauen „Seebodenlehme“ reichen bis mehr als 100 m unter die heutige Linthebene hinunter, respektive bis auf  $\pm 470$  m ü. M. hinauf (Abb. 14). Da sie zudem vom Buechberg über Kaltbrunn bis zum mittleren Walensee vorkommen, kann die grosse Ausdehnung und Tiefe dieses Gewässers abgeschätzt werden. Überguss-Schichten, die das Seeniveau ausweisen, lassen sich am Buechberg weithin feststellen. Es treten keine Eisberg-Sedimente auf, hingegen weisen die höheren Schichten bereits Pflanzenhäcksel und Pollen von Nadelhölzern und Erle auf (WELTEN 1988). Dieser See ist demzufolge ins Spät- bis Postglazial der Habsburg-Vergletscherung einzustufen, wobei er den Übergang zum folgenden Interglazial Hb/Ko („Meikirch“) markiert.

Konkordant folgt im Hangenden der „Schichtstoss mit Schieferkohle“, dessen Pollensequenzen überwiegend Nadelwald anzeigen (WELTEN 1988), das heisst ein kühl-gemässigt Interglazial.

#### Koblentz („Riss“)

Die „Bachtellen-Schotter“, die nach oben gröber werden und eisrandnahe Merkmale aufweisen, werden als Vorstossschotter der nächsten Vergletscherung aufgefasst. Dem vorrückenden Gletscher ist in der Folge die „verschürfte Serie“ anzulasten, indem er aus den liegenden Schichtkomplexen Sedimentpakete aufgreift. Anschliessend überfährt er das gesamte Linthgebiet und lagert eine Grundmoräne ab, die allerdings nicht durchgehend erhalten ist (Abb. 14).

Die darüber folgende Erosionsdiskordanz, die als markante Fuge auftritt, dürfte auf fehlende Ablagerungen des anschliessenden Interglazials Ko/Bf („Eem“) hinweisen.

#### Birrfeld („Würm“)

Über der erwähnten Erosionsdiskordanz folgen in Form der „Gublen-“ und „Oberluft-Schotter“ wieder nach oben gröber werdende, eisrandnahe Vorstossschotter (Abb. 14). Sie sind ihrerseits durch eine Erosionsdiskordanz gekappt, was möglicherweise ihre Einstufung in einen frühglazialen Gletschervorstoss der Birrfeld-Eiszeit zuliesse (KELLER & KRAYSS 1998).

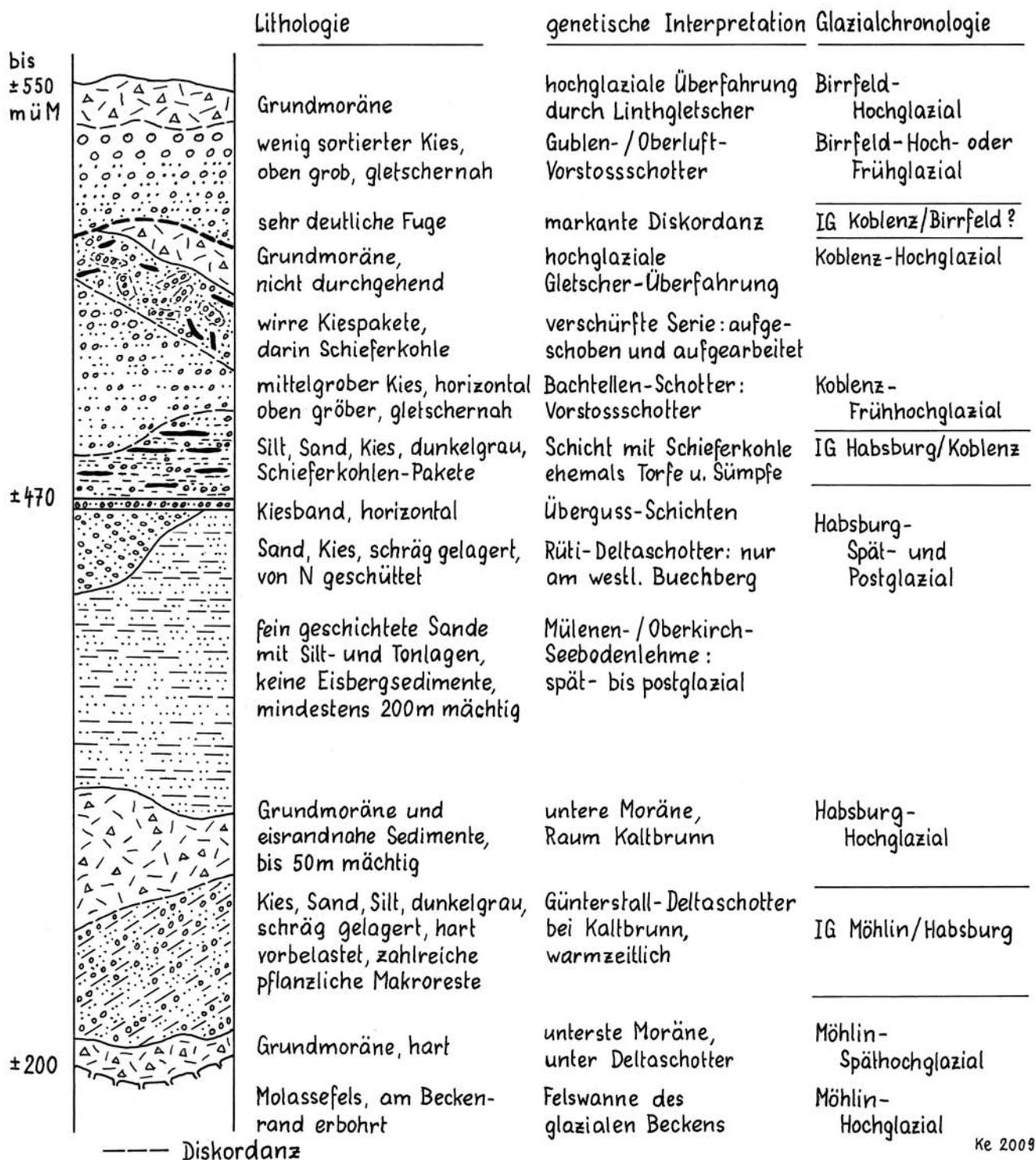
Fast durchwegs sind die Flanken und Inselberge des Linthbeckens von hochglazialer Grundmoräne bedeckt, die überall die oberste Sedimenteinheit darstellt und die demzufolge dem jüngsten Birrfeld-Glazial entspricht. Gegen Westen absteigende Wallmoränenrücken und Schmelzwasserrinnen lassen sich den Abschmelzphasen der letzten Eiszeit zuordnen (KELLER & KRAYSS 2005).

### 3.7 Schlüsselregion Menzingen-mittleres Sihltal

Schon seit längerem war bekannt, dass im Gebiet zwischen Sihl und Lorze mächtige Sedimente liegen, in die man aber nur in den tiefen Flusstälern sowie in etlichen Kiesgruben Einblick hatte. FREI (1912) erkannte, dass die Moränen und die teils verkitteten Schotter im Sihltal und Lorzetobel etwas

# Quartärgeologisches Sammelprofil Linthbecken Buechberg und Gebiet Kaltbrunn

kombiniert aus Unterlagen von Schindler 2004



Ke 2009

Abb. 14: Quartärgeologisches Sammelprofil Linthbecken. (Referenzen siehe Abb.).

Fig. 14: Quaternary geological composite section „Linthbecken“. (References see Fig.).

Altes sein mussten und stellte sie in die grösste Vergletsche-  
rung, die er nach den Deckenschottern annahm. In seiner  
Geologie des Sihltales kam SUTER (1956) zum Schluss, dass  
die Sihl zwischen Finstersee und Sihlsprung ältere Sedimen-  
te quer durchschneidet. Die Vermutung, dass eine alte Rinne

von Richterswil über Menzingen zum nördlichen Zugersee  
vorliege, konnte GASSMANN (1962) durch Schwereanomalie-  
Messungen bestätigen. Auf die jüngeren, oberflächennahen  
Sedimente und Reliefformen der letzten Eiszeit ging MÜL-  
LER (1978) ein. Den mehrfachen Wechsel der Ablagerungen

versuchte HANTKE (1980) mit Oszillationen der Eisränder von Linth- und Reussgletscher während der letzten Eiszeit (Würm) zu erklären.

Klarheit über Umfang und Inhalt der quartären Sedimente zwischen Sihl und Lorze brachten über 30 Bohrungen im Zusammenhang mit Grundwasseruntersuchungen (WYSSLING, G. 2002). Demnach zieht ein tiefes Felstal mit einer Sohle um 300 m ü. M. von Richterswil am Zürichsee nach Westen bis Zug, wo es nach Nordwesten ins Reusstal abbiegt. Die Verfüllung ist komplex aufgebaut und wurde von Wyssling im Detail stratigraphisch untersucht. Aufgrund von Boden- und Verwitterungshorizonten sowie Wechsel von Moränen, Kiesen und Seesedimenten zeigte es sich, dass mehrere Vergletscherungen vorliegen. Er unterschied nach dem stratigraphischen Konzept von SCHLÜCHTER (1993) grösste Vergletscherung, grosse Vergletscherung, vorletzte Vergletscherung und letzte Vergletscherung (WYSSLING, G. 2002: Fig. 1).

### Interpretation

Den durch die Bohrungen gut dokumentierten Untersuchungen und Erkenntnissen von WYSSLING, G. (2002) können die Autoren zum grossen Teil beipflichten. Basierend auf seinen quartärgeologischen Profilen wurde ein Sammelprofil zusammengestellt, das sich auf die tiefste Bohrung im Zentrum der alten Rinne abstützt und das Profil der wichtigen Kiesgrube Chrüzhügel mit einbezieht (Abb. 15).

#### Prä-Möhlin (Prä-GHV)

Die Linth fliesst im Gefolge der tiefen Durchtalung der Nordschweiz nach der Deckenschotterzeit (KELLER 2009) von Rapperswil über den Raum Menzingen ins Reusstal. Das Zürichseebecken existiert vermutlich noch nicht und eine Molasseschwelle über dem mittleren heutigen Zürichsee, ähnlich derjenigen von Hombrechtikon, zwingt die Linth zwischen Höhrnonen und Albis nach Westen zu entwässern. Diese Schwelle ist durch die Molasse-Antiklinale zwischen Männedorf und Horgen vorgegeben.

#### Möhlin (GHV)

Dem Gewässernetz folgend stösst der Linthgletscher während der grössten Vergletscherung vor allem nach Westen vor, überschreitet aber auch die Schwellen von Hombrechtikon ins Glatttal und von Männedorf-Horgen ins Limmat. Die Schwellen werden zwar erniedrigt, der Hauptgletscher aber erodiert die Sihl-Lorze-Rinne auf gegen 300 m ü. M. in die Tiefe. Da die Felsbarriere von Möhlin mit der Endlage des helvetischen Gletschers eine Höhe von 260 m ü. M. aufweist, kann die Sihl-Lorze-Rinne, die 80 km flussaufwärts (Rhein-Aare-Reuss-Linth) liegt, nicht fluvial entstanden sein. Dies gilt insbesondere, wenn noch eine seither erfolgte tektonische Hebung berücksichtigt wird. Sie ist nur mit Tiefenerosion durch Schmelzwasser auf dem Grund des Gletschers, das unter hohem hydrostatischem Druck steht, zu erklären. Gemäss Rekonstruktion beträgt die Eismächtigkeit im Sihl-Lorze-Gebiet mindestens 800 m. In der Rückschmelzphase dieser Vergletscherung werden in der tiefen Rinne glaziale Seesedimente und vor allem Grundmoräne abgelagert (Abb. 15, Profil 1).

Das darauf folgende Interglazial Mö/Hb („Holstein“) ist

nicht dokumentiert, könnte aber im Bereich der später glazial deformierten Sande zu suchen sein.

#### Habsburg (neu)

Über den glazial deformierten Sanden folgen mächtige Grundmoränen, die durch sandige Zwischenschichten unterteilt sind. Sie sind wohl Oszillationen des Linthgletschers, der durch den Reussgletscher am Vorrücken behindert wird, zuzuschreiben. Die abrupt ändernde Zusammensetzung im Gesteinsinhalt dieser mächtigen Moränen (WYSSLING, G. 2002) ist ein Hinweis auf den in dieser Eiszeit starken Gesteinsabtrag im Alpenraum, der auch in den umfangreichen Aufschüttungen der Hochterrassen zum Ausdruck kommt. Mit dem Abschmelzen bildet sich in der Sihl-Lorze-Rinne ein zuerst auf 570 m ü. M. spiegelnder proglazialer See (Abb. 15, Profil 1). Als Stauer wirken der Linth- und der Reussgletscher in einem Rückschmelz-Stage. Das hoch liegende Gewässer fügt sich zwanglos in das generell hoch liegende Entwässerungsnetz der Hochterrasse mit seinen Vorlandseen ein.

Der höhere und jüngere, über Deltaschottern auf 589 m ü. M. gelegene See bezeugt mit warmzeitlichen Pflanzenresten und Schieferkohlen das anschliessende Interglazial. WYSSLING, G. (2002) möchte darin „Holstein (mit *Pterocarya*)“ sehen. Demgegenüber kommt für SIDLER (1988) aufgrund des Polleninhaltes – wärmeliebende Florenelemente, aber keine *Pterocarya* – am ehesten „Eem“ in Frage. Für die Autoren ist daher „Holstein“ auszuschliessen, während nichts gegen „Meikirch“ (IG Hb/Ko) spricht.

#### Koblentz („Riss“)

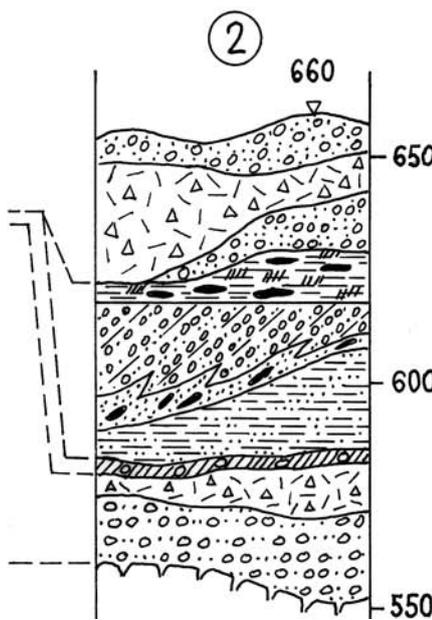
Der aus dem Linthbecken vorrückende Linthgletscher muss am östlichen Eingang der bereits hoch verfüllten Sihl-Lorze-Rinne die Höhenkote 600 m erreichen, bis er sich hier stauend auswirkt. Daher überfährt er die tiefer liegende Schwelle von Hombrechtikon und ebenso diejenige von Männedorf-Horgen mit grosser Eismächtigkeit, sodass jetzt die Exaration und die Ausräumung des mittleren Zürichseebeckens einsetzt. In der Sihl-Lorze-Rinne werden die „Sihl-Schotter“ und nordwestlich Zug die „Blickendorfer-Schotter“ als Vorstössschotter akkumuliert. Ihre stratigraphische Lage über mächtigen Seesedimenten, ihr unvermitteltes Einsetzen und ihr besonderer Habitus sind auffallend vergleichbar mit den „Aathal-Schottern“ im Glatttal und den „Bachtellen-Schottern“ im Linthbecken. Die hangende Grundmoräne ist Zeichen der hochglazialen Eisüberfahrung. Während dem Abschmelzen werden gebietsweise fluvio-glaziale Schotter abgelagert.

Ein in etlichen Bohrungen nachgewiesener, teils mehrere Meter mächtiger Verwitterungshorizont und Paläoboden findet sich auch in der sedimentstratigraphisch wichtigen Kiesgrube Chrüzhügel (Abb. 15, Profil 2). Er wird von WYSSLING, G. (2002) als „Meikirch“ betrachtet, von den Autoren aber als „Eem“ (IG Ko/Bf) eingestuft. Dies aufgrund der tiefen Verwitterung, der weiten Verbreitung und der Datierungen von Schieferkohlen in den hangenden Ablagerungen.

#### Birrfeld („Würm“)

Über die prä-hochglaziale Periode der letzten Eiszeit geben vor allem die differenzierten Schichtabfolgen in der Kiesgru-





Lithologie	genetische Interpretation	Glazial-chronologie
randglaziale Schotter	glaziale Sedimente	Birrfeld-Hochglazial
Grundmoräne	Eisüberfahung	
eisrandnahe Kiese	Vorstossschotter	
Silte, organ. Material, Schieferkohle	warmzeitliche Seesedimente	Bf- Interstadial
schräg gelag. Kiese	kaltzeitliches Delta	- Stadial
Sande, Schieferkohle	warmzeitl. Seesed.	- Interstadial
Sande, Silte	kaltzeitl. Seesed.	- Stadial (Früh-Bf)
starke Verwitterung	warmzeitl. Boden	IG Eem (Ko/Bf)
Grundmoräne	Eisüberfahung	Koblenz-Hochglazial
grobe Kiese, Sande	Sihl-Schotter : Vorstossschotter	- Frühhochglazial

Keller 2009

## Quartärgeologische Sammelprofile Raum Menzingen-Sihltal

zusammengestellt nach Unterlagen von Wyssling, G. (2002)

- ① Bohrung Neuzublen KB 109  
im Bereich der tiefen Felsrinne
- ② Kiesgrube Chrüzhügel südl. Sihlbrugg

be Chrüzhügel Auskunft (Abb. 15, Profil 2). Die Sande mit eingelagerten Schieferkohlepaketen, aber bei fehlenden Bodenbildungen, widerspiegeln kaum ein Interglazial (gemäss WYSSLING, G. „Eem“), sondern ein kürzeres Ereignis. Die <sup>14</sup>C-Datierung mit „deutlich älter als 56.000 Jahre“ dürfte ein frühes Interstadial („Frühwürm“) repräsentieren. Nach der Deutung von WYSSLING, G. müssten dann die liegenden, geringmächtigen, kaltzeitlichen Seesedimente in +600 m ü. M. das gesamte vorletzte Glazial „Koblenz“ umfassen. Insbesondere würde auch die zu erwartende Grundmoräne fehlen.

Ähnliches gilt für „organisches Material und Schieferkohle“ in den Überschwemmungssedimenten über dem Delta, indem die Datierung mit „jünger als 58.000 Jahre“ das Mittel-Birrfeld-Interstadial („Mittelwürm“) ausweist, was auch WYSSLING, G. feststellt. Das Birrfeld-Hochglazial ist durch weitverbreitete Grundmoränen und Horizonte von randglazialen Schottern belegt. Zahlreiche Rinnensysteme um Menzingen lassen das etappenweise Abschmelzen im Späthochglazial erkennen (KELLER & KRAYSS 2005: Abb. 5).

### 3.8 Schlüsselregion Glatttal

Unter Glatttal wird diejenige Talung verstanden, die sich über 40 km von der Molasse-Schwelle von Hombrechtikon (nördlich Rapperswil) über Kloten und Bülach bis an den Rhein hinzieht. Westlich ist sie durch den Pfannenstiel und die Lägeren begrenzt, östlich durch das Hörnli-Bergland

Abb. 15: Quartärgeologisches Sammelprofil im Raum Menzingen-Sihltal. (Referenzen siehe Abb.). – Abb. 15/2: Kiesgrube Chrüzhügel südlich Sihlbrugg.

Fig. 15: Quaternary geological composite section "Menzingen-Sihltal" (References see Fig.). – Fig 15/2: Gravel pit "Chrüzhügel" south of Sihlbrugg.

und seine nordwestlichen Ausläufer. Im gesamten Glatttal kommen oberflächlich ausser einigen Molassekuppen nahezu nur letzteiszeitliche und jüngere Bildungen vor. Eine wichtige Ausnahme sind die teils stark verkitteten Aathal-Schotter östlich Uster und sporadisch weiter nordwärts. WEBER (1901) hat diese erstmals untersucht, die Bezeichnung eingeführt und sie der „Riss“-Eiszeit zugeordnet. JUNG (1969) hat die Morphogenese der Region Greifensee-Pfäffikersee seit der letzten Eiszeit aufgrund der Reliefformen und der oberflächennahen Sedimente bearbeitet.

An mehreren Lokalitäten vorkommende Schieferkohlenflöze (Dürnten, Gossau ZH usw.) gaben schon früh Anlass zur Erkenntnis einer älteren Eiszeit, überlagert von Warmphasen mit Schieferkohle und überfahren durch die Gletscher der letzten Eiszeit (HEER 1865). Jüngere pollenanalytische Untersuchungen und <sup>14</sup>C-Datierungen bestätigten in den Grundzügen dieses Bild (WELTEN 1982, SCHLÜCHTER ET AL. 1987). Die eisrandnahen Schüttungen im Liegenden der Schieferkohlen von Gossau zeigen in einem Modell in KELLER & KRAYSS (1998: Abb. 4), dass ein Vorstoss des Linthgletschers im „Frühwürm“ die Schwelle von Hombrechtikon erreichte, diese aber nicht überschritt.

Erst die zahlreichen Bohrungen in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts brachten Aufschluss über die quartären Beckenfüllungen. Das Glatttal erweist sich als typisches übertieftes Vorlandbecken mit Felskoten zwischen 200 und 300 m ü. M. im östlichen Hauptast und um 350 m ü. M.

im westlichen Nebenast. Bemerkenswert ist, dass vorwiegend über dem Hauptast zwischen Greifen- und Pfäffikersee eine Zone mit bedeutenden Hügelkuppen verläuft. Hier sind ältere, das Becken füllende Sedimente erhalten geblieben (HALDIMANN 1978, WYSSLING, L. & WYSSLING, G. 1978, KEMPF 1986, WYSSLING, G. 2008). Die Beckenbildung des Hauptastes sieht HALDIMANN (1978) aufgrund der komplexen Sedimentabfolge in der „Riss“-Eiszeit, diejenige des Greifenseebeckens im „Würm“. Hingegen stellt WYSSLING, G. (2008) das tiefere und grössere Becken von Uster in die Zeit des von SCHLÜCHTER (1993) postulierten morphogenetisch-tektonischen Ereignisses im Alpenvorland, das heisst in den Zeitraum nach der Ablagerung der Deckenschotter. Die fossilreichen, warmzeitlichen Seesedimente im Greifenseebecken, untermauert durch Pollenanalyse (WELTEN 1982), werden als Eem-zeitlich angesprochen. Das Becken selbst muss deshalb nach WYSSLING, G. (2008) älter sein und wird als Zungenbecken der vorletzten Eiszeit betrachtet. Ein Moränenvorkommen im Liegenden der Aathal-Schotter südlich Kloten nimmt GRAF (2002) zum Anlass, eine eigenständige Vergletscherung zu postulieren, die er als Hagenholz-Vorstoss anspricht.

## Interpretation

### Möhlin (GHV)

Die Eisströme der grössten Vergletscherung im Nordalpen-Vorland der Schweiz schürften entlang der fluviatil einerozierten grossen Flusstäler tiefe Becken aus, so vermutlich auch das östliche Hauptbecken im Glatttal mit einer Länge von mehr als 30 km.

### Habsburg (neu)

Im Glatttal stösst der Linthgletscher bis nördlich Bülach vor. Die Eisfront ist durch die Wurzeln der Hochterrasse gegeben, deren Schüttung hier gemäss den Relikten einsetzt. Alpenwärts fehlen im Glatttal generell Hochterrasse (Abb. 4b). Das Glatttalbecken wird durch die vorrückenden Eismassen vertieft. Basale Grundmoränenreste zeugen von diesem Gletscher, wobei auch einige Rückschmelzschotter zum Absatz kommen (Abb. 16).

Später entsteht vor der zurückschmelzenden Eisfront ein das ganze Glatttal erfüllender Zungenbeckensee mit hoch liegendem Spiegel auf 440 m ü. M. im Norden und um 500 m im Süden sowie mit Tiefen bis 200 m. Dieser See ist durch die mächtigen, kaltzeitlichen Seesedimente belegt, die sich im gesamten Hauptbecken nachweisen lassen. Das auffallend hohe Niveau dieses Sees ist bedingt durch den ebenso hoch liegenden Ansatz der Hochterrasse, deren Top die Abflusshöhe steuert (Abb. 4b). Eine tektonische Anhebung im Süden, die den scheinbar südwärts ansteigenden Seespiegel verursacht hätte, ist zusätzlich noch in Betracht zu ziehen.

### Koblentz („Riss“)

Der Beginn des nächsten glazialen Zyklus ist nicht direkt durch interglaziale Bildungen belegt. Hingegen kommen in den basalen Schichten der Aathal-Schotter aufgegriffene Pflanzenhäcksel und Schneckenschalen vor als Hinweis auf das Interglazial Hb/Ko („Meikirch“).

Die Aathal-Schotter werden vor der vorrückenden Front

des Linthgletschers, der wiederum die Schwelle von Hombrechtikon überwunden hat, als Vorstossschotter zwischen Gossau ZH und Kloten abgelagert. Sie sind horizontweise gut verkittet und enthalten in den oberen Serien bereits moränenartige Einlagerungen. Im Hochglazial überfährt der Gletscher die Aathal-Schotter und lagert auf ihnen Moräne ab. Auf der westlichen Seite des Glatttals jedoch kommt es zur völligen Ausräumung und zur Exaration des Nebenbeckens unter dem Greifensee, welches zum Teil noch mit Moräne ausgekleistert wird (Abb. 16).

Im Hügelgebiet südlich Kloten (Hagenholz-Hard) ist zwischen den alten Seesedimenten und den Aathal-Schottern ein Moränenpaket (HALDIMANN 1978, LONGO 1978, KEMPF 1986) eingeschoben. Es markiert einen Eisvorstoss, der noch vor oder zusammen mit der Schüttung der Aathal-Schotter erfolgt ist. Anzeichen für eine durch Warmzeiten abgetrennte, eigenständige Vergletscherung (GRAF 2002) sind hier jedoch nicht zu erkennen.

### Birrfeld („Würm“)

Während dem auf Koblenz folgenden Interglazial Ko/Bf („Eem“) wird das eisfrei gewordene Greifenseebecken von einem Ur-Greifensee mit Spiegelhöhe um 450 m ü. M. erfüllt. Basale, fossilreiche Seesedimente und Pollen belegen das Eem. Ein mit 46.900 J. v. h. datierter Holzfund in den oberen Seesedimenten (WYSSLING, L. & WYSSLING, G. 1978) ist ins mittlere Birrfeld-Glazial („Mittelwürm“) zu stellen (Abb. 16). Zusammen mit den liegenden Deltaschottern von Gossau ZH belegen sie Eisfreiheit im Glatttal im Frühglazial (KELLER & KRAYSS 1998: Abb. 4).

Im Hochglazial überfuhr der Linthgletscher das gesamte Glatttal und hinterliess über den Aathal-Schottern und der älteren Moräne sowie über den Greifensee-Seesedimenten eine ausgedehnte Moränendecke (Abb. 16). Markante aufsitzende Wallmoränenzüge zeigen das etappenweise Zurückschmelzen des Linthgletschers im Späthochglazial (KELLER & KRAYSS 2005; WYSSLING, G. 2008).

## 3.9 Zusammenfassung Schlüsselregionen

Die Befunde aus den sieben Schlüsselregionen zeigen, dass sich sowohl unter den Aspekten der Morphologie als auch der Sedimentologie eine plausible Gliederung in vier Grossvergletscherungen gemäss dem Modell der vier Grossglaziale durchführen lässt. Die ganze Abfolge beginnt am Ende der „Grossen Ausräumungsphase“ im Bodenseeraum, die sich dem „Komplex der Tieferen Deckenschotter“ anschliesst. Es ist somit davon auszugehen, dass in der Nordschweiz die mittel- und spätpleistozäne Eiszeitenfolge gegenüber dem Penck'schen Schema um die Glaziale Möhlin und Habsburg zu erweitern ist.

Mit drei Darstellungen werden im Folgenden die Resultate der detaillierten Untersuchungen in 3.2 bis 3.8 zusammengefasst und kommentiert.

Ein **generalisiertes Profil** vom Linthbecken über das Glatttal ins Hohe Rheintal (Abb. 17, Profils pur in Abb. 5) zeigt die Auswirkungen der glazialen Prozesse am Alpenrand, im zentralen Mittelland sowie im Bereich der grossen Sammelrinnen vom Bodensee zur Aare. Zwei Haupttypen eiszeitlicher Relikte treten in Erscheinung: Einerseits Sedimentstapel in tiefen Becken als Archive glazialer Ablage-



rungsverhältnisse, andererseits Talrinnen und Schotterstränge als Zeugen eisrandlicher und proglazialer Morphogenese. Einfallende Eisoberflächen markieren die Frontlagen der vier Grossvergletscherungen. In den Beckensequenzen weisen Signaturen für Holstein, Meikirch und Eem auf die trennenden Warmzeiten hin.

Zur **Entwicklung des Reliefs** während den letzten Grossvergletscherungen gibt eine West-Ost-Projektion im Abschnitt des Hochrheins zwischen Schaffhausen und Möhlin (Abb. 18) einen Überblick. Eine tiefe Felsrinne (Basis HTo) markiert den Abschluss der Erosionsprozesse, die seit dem Ende der Deckenschotterzeit, der Umlenkung des Alpenrheins und noch während der Möhlin-Eiszeit dominiert hatten. Über dieser Basis bauten sich die Habsburg-Schotter mit einer Mächtigkeit von 70–140 m bis zur Toplage HTo der Hochterrasse auf. Unsicher ist die Höhenlage der Schotterbasis der anschliessenden Koblenz-Vergletscherung (Basis HTu). Sie verläuft in den nicht ausgeräumten Habsburg-Schottern 40–50 m über deren Basis (Basis HTo). Besser nachzuweisen ist jedoch die Abflusslinie des Koblenz-Maximalstandes HTu vom Sander bei Schaffhausen bis nach Möhlin. Während des nachfolgenden Interglazials wird die Felssohle, zum Teil in neuen Rinnen, noch etwas tiefer eingeschnitten (Basis NT). Sie bildet die Basis der Niederterrassenschotter, deren maximale Abflusslinie vom Rafzerfeld ausgeht.

Die Abb. 19 zeigt eine **Synopsis zur Morphogenese und Sedimentation**: Horizontal geordnet nach Schlüsselregionen, vertikal nach der Abfolge der vier Grossvergletscherungen. Dargestellt sind die glazialen Prozesse in der jeweiligen Schlüsselregion. Die vertikalen Pfeile beziehen sich auf Akkumulation oder Erosion der Sedimente in Rinnen und Becken. Schotter sind gelb eingefärbt, Moränen grün, Seeablagerungen blau. Rot verweist auf die Felssohlen am Anfang oder Ende des betreffenden Glazials. Für Details wird auf die Profile in den Abschnitten 3.2 bis 3.8 verwiesen.

Für das **Möhlin-Glazial** sind die sedimentologischen Relikte eher spärlich vertreten. Auch über die Höhenlagen der Felssohlen in den Rinnen und Becken ist wenig bekannt. Demgemäss sind Aussagen über den Anteil der fluviatilen oder glazialen Ausräumung der Nordschweiz und des Bodenseebeckens seit der Deckenschotterzeit zum Teil noch spekulativ. Aus der Sicht der Autoren ist jedoch die erosive Auswirkung des von der Donau zur Aare umgelenkten Alpenrheins von massgebender Bedeutung (KELLER 2009).

Zwei Hauptelemente stehen sich in der Zeile des **Habsburg-Glazials** gegenüber: 1. die akkumulativen Prozesse in den Tälern der Aare und des Rheins, die zur markanten Aufschotterung bis auf das Niveau der oberen Hochterrasse HTo führen (vergl. Abb. 4b). 2. die in den tiefen, gletscherinternen Becken weiter schreitende glaziale Ausschürfung, belegt durch voluminöse Depots von Grundmoräne an deren Basis, sowie die Überlagerung durch mächtige Seesedimente. An dieser Zweifelt zeigt sich klar die morphogenetische Wirkung einer Vorlandvergletscherung. Für das Spätglazial ist es bedeutungsvoll, dass die hoch reichenden Sander und Endmoränen am Aussenrand der Becken ausgedehnte Seen aufstauten. In den Schlüsselregionen Linthbecken und Sihltal-Menzingen zeichnet sich der Übergang ins folgende Interglazial mit Deltaschottern und Schieferkohlen ab.

Im **Koblenz-Glazial** kommt es in sämtlichen Schlüsselregionen zur Ablagerung von Moränenmaterial, wobei das Vorkommen bei Möhlin dem Wehragletscher aus dem Schwarzwald zugeschrieben wird. Nachdem in den Rinnen die interglaziale Eintiefung die Felssohle nirgends erreichte, ist die Aufschotterung eher gering. Eine Ausnahme liegt allerdings bei Schaffhausen vor, wo sich ein hoch reichender Sander entwickelt haben muss (Abb. 18). Im Linthbecken ist in den Schottern eine markante Diskontinuität festzustellen und im Glattal eine vermutlich spätglaziale Beckenbildung. Die schematische Darstellung in dieser Zeile darf nicht darüber hinwegtäuschen, dass zum Eisaufbau und zum Hochglazial verschiedene Fragen noch ungelöst sind. So postuliert etwa GRAF (2002) für diesen Zeitraum einen Hagenholz-Vorstoss.

Für das **Birrfeld-Glazial** sind Geometrie und Morphogenese des Reuss-, Linth- und Rheingletschers für die Stände des Maximums und des anschliessenden Eisabbaus gut belegt und die Gletscher rekonstruierbar. Über die Vorgänge im Früh- und Mittel-Birrfeld („Früh- und Mittelwürm“) sowie während dem hochglazialen Eisaufbau besteht aber noch immer nicht wünschenswerte Klarheit. Bei Möhlin und an der Aare-Rhein-Konfluenz lässt sich in zum Teil neuen Rinnen der für einen grossglazialen Zyklus typische Aufbau von Vorstössschottern und die Wiedererosion bis auf die Felssohle erkennen. Komplizierter ist die Sedimentabfolge in Schaffhausen, wo über Basisschottern interstadiale Kiese und im Hangenden Seesedimente auftreten. Eine Sequenz interstadialer Sedimente ist im Sihltal-Menzingen unter der hochglazialen Moräne nachgewiesen, ebenso im Glattal. Es weisen somit verschiedene Befunde auf einen „frühwürmzeitlichen“ Gletschervorstoss hin, der in KELLER & KRAYSS (1998) einem **Untersee-Stadial** zugewiesen wurde. Die Autoren sehen jedoch davon ab, diesem Eisvorstoss den Rang eines Grossglazials beizumessen.

Knapp gefasst soll noch auf die Interglaziale, die die Grossglaziale trennen, eingegangen werden.

Das älteste **Interglazial Möhlin/Habsburg** (IG Mö/Hb) zeichnet sich im Linthbecken (Abb. 14) durch pflanzliche Makroreste in den Günterstall-Deltaschottern ab. Ein entsprechendes IG Mö/Hb könnte allenfalls im Profil Menzingen (Abb. 15/1) an der Basis deformierter Sande zu lokalisieren sein.

Hinweise auf ein **Interglazial Habsburg/Koblenz** (IG Hb/Ko) finden sich in allen Schlüsselregionen. In Möhlin (Abb. 7) wird es durch einen Paläoboden über Habsburg-Rheintalschottern angedeutet, an der Konfluenz Aare-Rhein (Abb. 9) durch Bodenrelikte und verwitterte Hochterrassenschotter unter Koblenz-Moräne. Auf interglaziale Erosion verweisen bei Schaffhausen (Abb. 10 und 11) die neu angelegte Neuhauserwald-Rinne, bei Baden (Abb. 12 und 13) die Belvédère-Rinne. Belege für das IG Hb/Ko liegen im Linthbecken (Abb. 14) sowie bei Menzingen (Abb. 15/1) in Form von Schieferkohlen-Horizonten und Pflanzenresten vor. Im Glattal schliesslich lässt sich dieses IG aufgrund von Pflanzenhäcksel und Schneckenschalen vermuten, die in die hangenden Koblenz-Schotter eingearbeitet worden sind (Abb. 16).

Wie im süddeutschen Alpenvorland sind in der Nordschweiz eindeutige Relikte des **Eem-Interglazials**, das hier als **Interglazial Koblenz/Birrfeld** (IG Ko/Bf) bezeichnet

# Generalisiertes Profil Hochrhein – Linthbecken (Profilspur siehe Abb. 5)

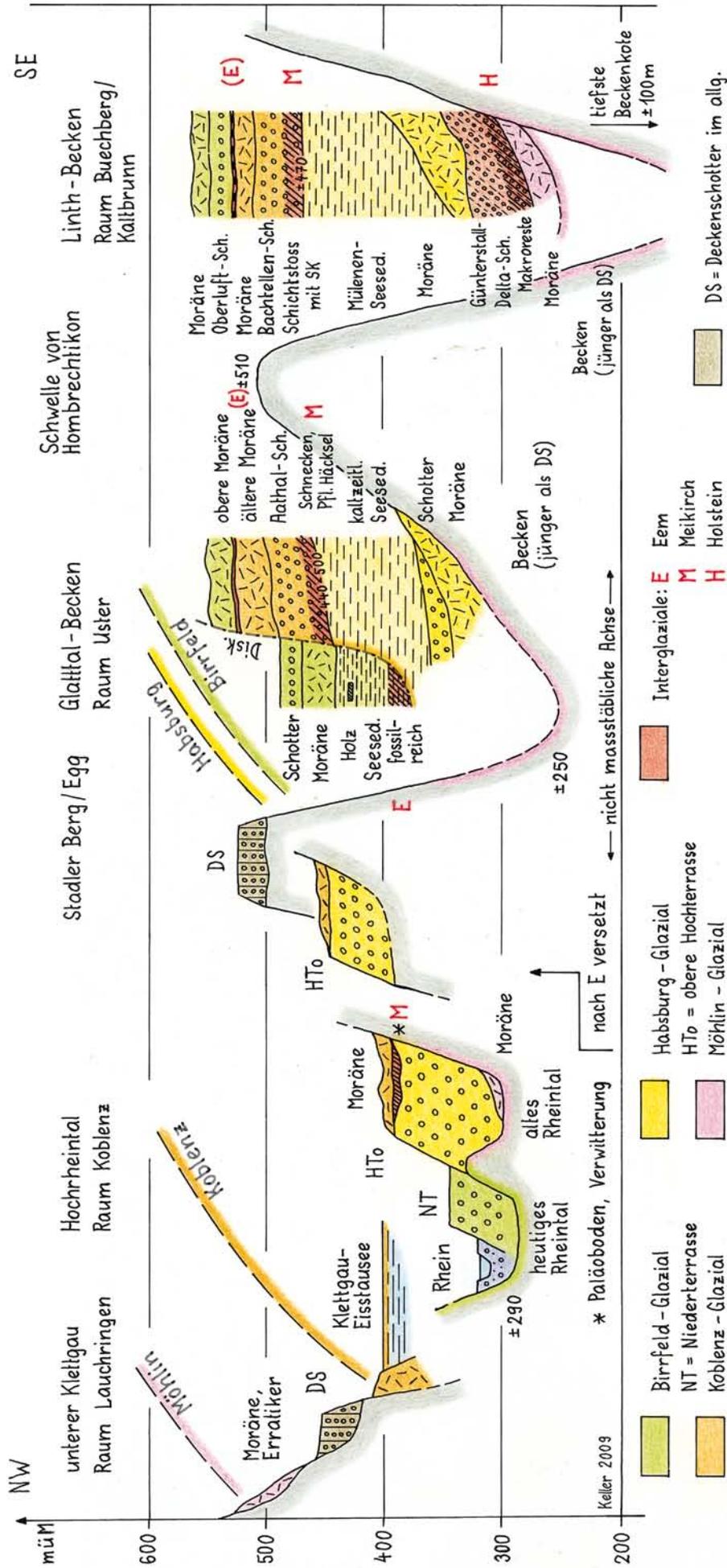


Abb. 17: Generalisiertes Profil Hochrhein-Linthbecken. Es zeigt für Becken typische Sedimentstapel (rechts) gegenüber den Zeugen der Morphogenese in Talrinnen (links).

Fig. 17: Generalized profile „High Rhine-Linthbecken“. It shows typical sequences of glacial sediments in basins (right) in contrast to relics of morphogenesis in incised valleys (left).

wird, nicht häufig zu beobachten. Bei Schaffhausen sind es die Flurlinger Kalktuffe (Abb. 11), denen aufgrund einer U/Th-Datierung ein späteemzeitliches Alter von 102>000 y BP beigemessen wird (GRAF 2002). Im Glatttal wurden warmzeitliche fossilreiche Seesedimente in stratigraphischer Prä-Birrfeld-Lage (Abb. 16) erbohrt. Im Raum Menzingen weisen gemäss den Abb. 15/1 und 15/2 verwitterte Paläoböden auf das IG Ko/Bf hin, ein Befund, der auch für das Sammelprofil Möhliner Feld (Abb. 7) gelten kann. Morphologisch wird das IG Ko/Bf durch die Eintiefung neuer Rinnen bis auf die Felssohle bei Koblenz (Abb. 8 und 9), Schaffhausen (Abb. 10 und 11) und Baden (Abb. 12 und 13) angedeutet.

#### 4 Chronostratigraphie

Gemäss den Untersuchungen und Auswertungen zur Sedimentstratigraphie und zur Morphostratigraphie mit Schwergewicht Schlüsselregionen sind für das mittlere und späte Pleistozän der Nordschweiz vier Grossglaziale nachweisbar. Ausstehend ist eine Chronostratigraphie, das heisst eine zeitlich fixierte Einstufung der Eiszeiten. Im Fol-

genden wird dazu ein Versuch unternommen und in einer Grafik dargestellt (Abb. 20).

Die in den Schlüsselregionen im Kapitel 3 mehrfach genannten Interglaziale Möhlin/Habsburg, Habsburg/Koblenz und Koblenz/Birrfeld finden ihre Entsprechungen im Thalgut (WELTEN 1988, SCHLÜCHTER 1989), Meikirch (PREUSSER ET AL. 2005) und Gondiswil (WEGMÜLLER 1992). Alle drei Interglaziale sind für die Nordschweiz massgebend und können in den Schlüsselregionen aufgrund der Sedimentabfolgen wahrscheinlich gemacht werden. Für Thalgut wird aufgrund des bedeutenden Pterocarya-Vorkommens Zeitgleichheit mit Holstein angenommen. Für den Meikirch-Komplex liegen direkte Datierungen vor (PREUSSER ET AL. 2005) und für Gondiswil ist gemäss der pollenanalytischen Untersuchungen von WEGMÜLLER (1992) eindeutig auf Eem zu schliessen.

Wenn sich das 3. Kapitel ausschliesslich mit Befunden aus den Schlüsselregionen der Nordschweiz befasst, so ist es doch zur Erstellung einer regionalen Chronostratigraphie unumgänglich, die Grundlagen dazu nicht nur im alpinen, sondern auch im kontinentalen Zusammenhang zu suchen. Für die Nordschweiz ist ein solcher im umfassenden

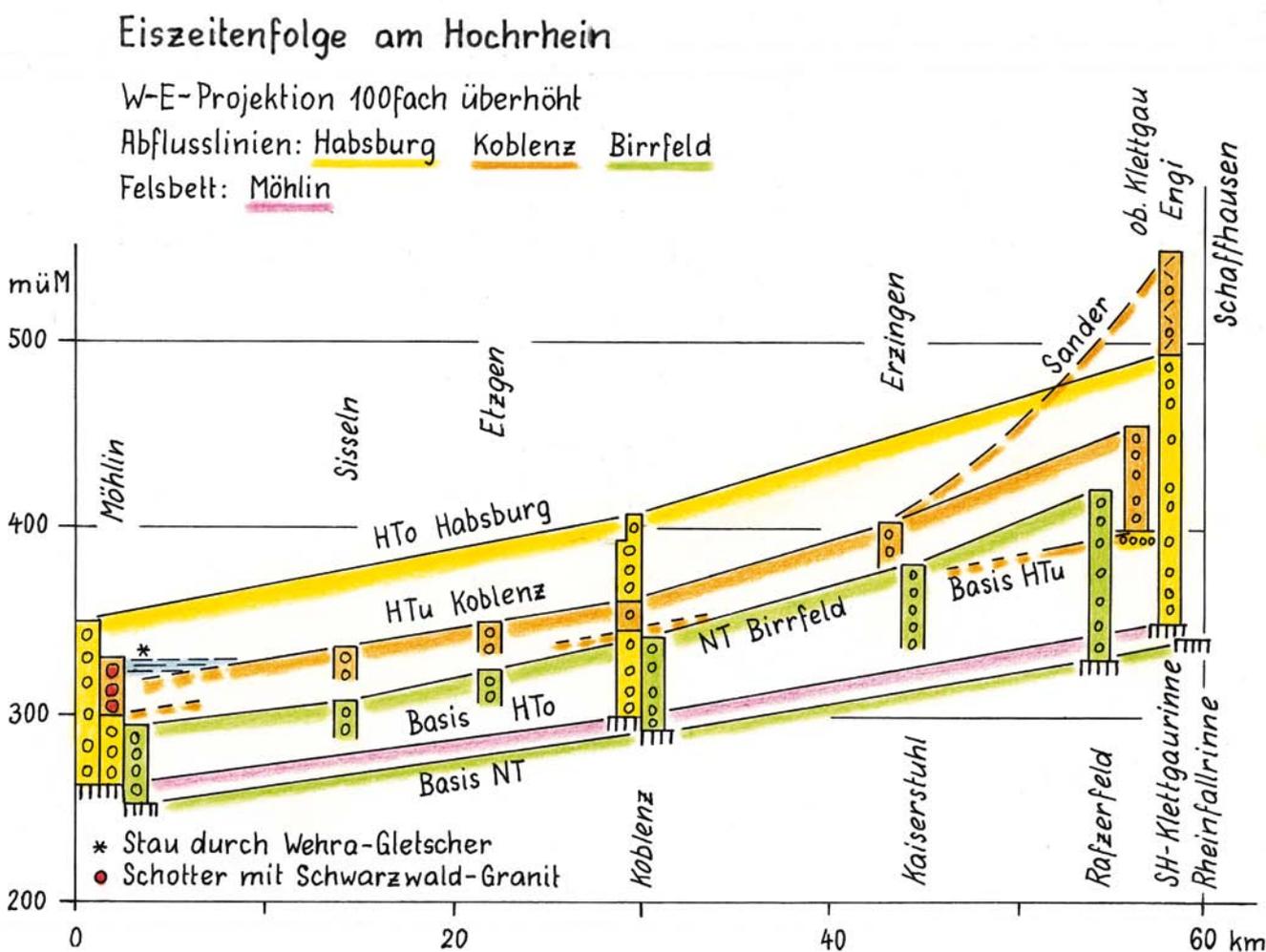


Abb. 18: Eiszeitenfolge am Hochrhein. W-E-Projektion Möhlin-Schaffhausen. Die Abfolge obere Hochterrasse (HTo) – untere Hochterrasse (HTu) – Niederterrasse (NT) dokumentiert eine normale Einschachtelung der Terrassen sensu Penck. Demgegenüber liegen die Felssohlen für HTo und NT „regelwidrig“ auf angenähert gleichem Niveau.

Fig. 18: Succession of glacials along the High Rhine. W-E-projection „Möhlin-Schaffhausen“. The sequence Upper High Terrace (HTo) – Lower High Terrace (HTu) – Low Terrace (NT) is a record of normal deepening of terraces sensu Penck. On the other hand, irregularly, the rockfloors of HTo and NT show the same level nearly.

# Sediment-Sequenzen und Prozesse

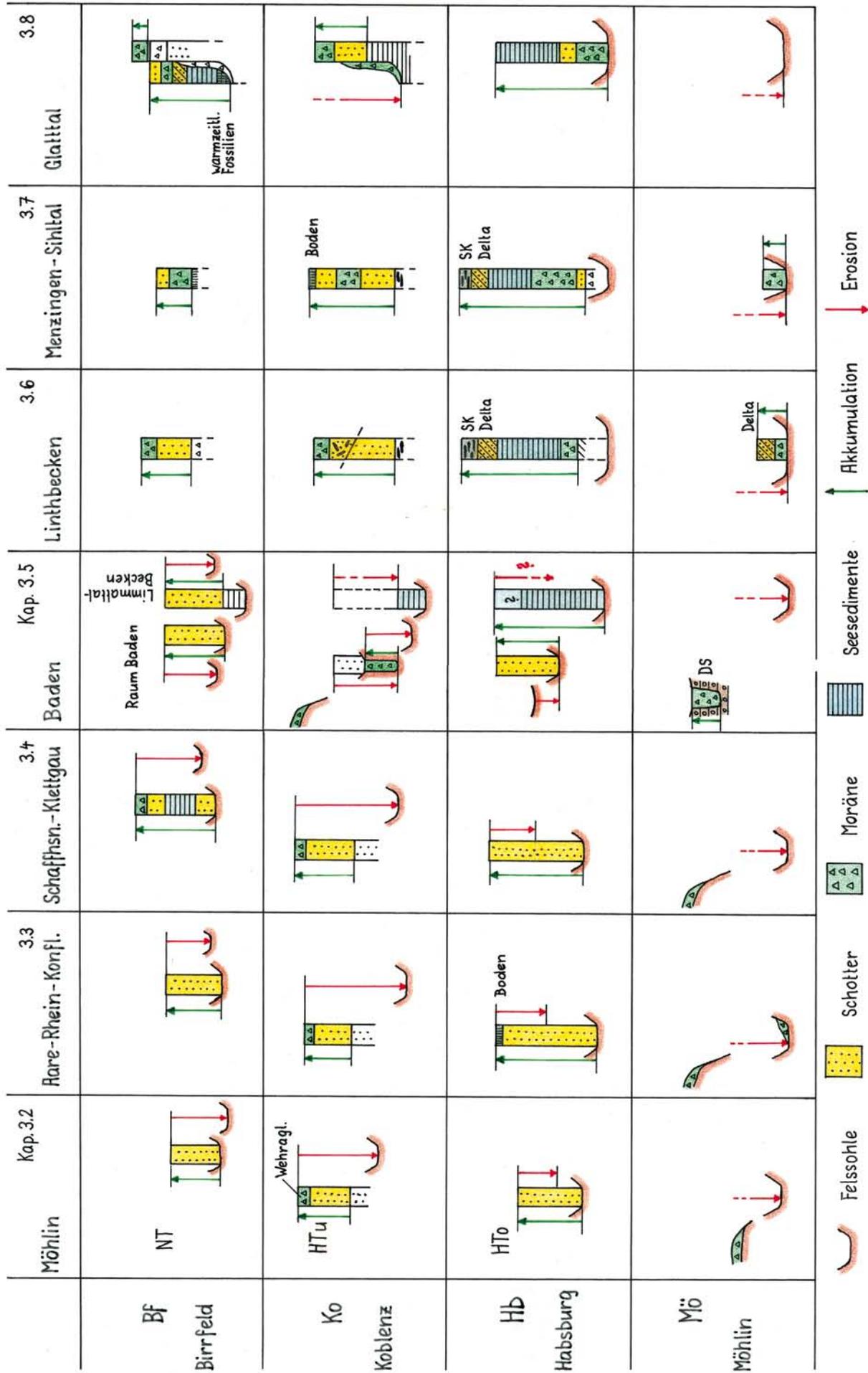
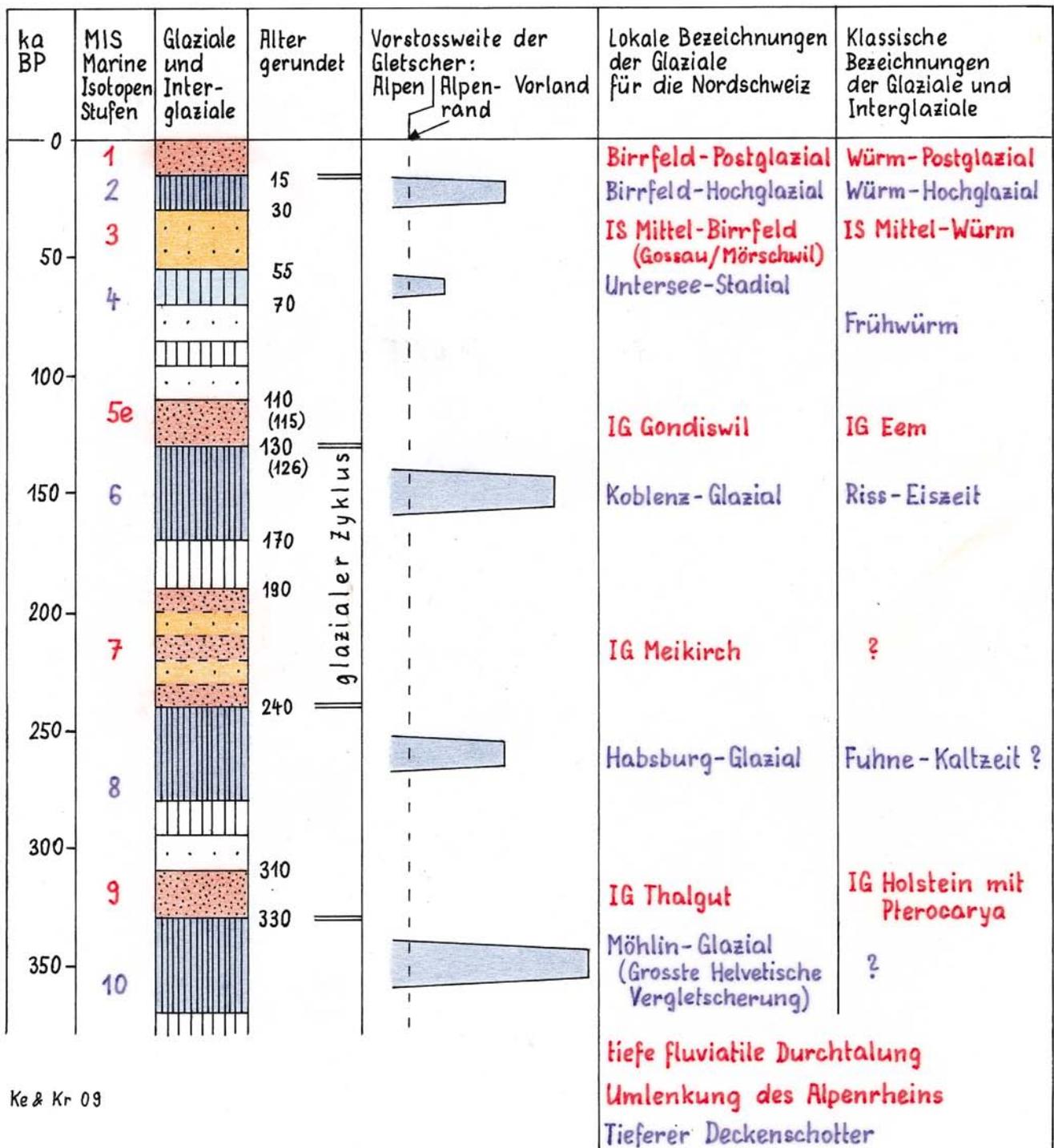


Abb. 19: Zusammenfassung der Sediment-Sequenzen und morphogenetischen Prozesse in den Schlüsselregionen der Nordschweiz. Erläuterungen am Schluss des Kap. 3.9.  
 Fig. 19: Synopsis of sediment sequences and morphogenetic processes in the key regions of Northern Switzerland. Explanations at the end of chapter 3.9.

# Chronostratigraphie des Mittel- und Oberpleistozäns für die Nordschweiz



Ke & Kr 09

Abb. 20: Chronostratigraphie des Mittel- und Spätpleistozäns für die Nordschweiz. Zeitmarken und marine Isotopenstufen nach LITT et al. (2007) sowie PREUSSER (2010).

Fig. 20: Chronostratigraphy of the Middle and the Late Pleistocene of Northern Switzerland. Time marks and marine isotope stages after LITT et al. (2007) and PREUSSER (2010).

Sinne mit den skandinavischen Inlandvergletscherungen gegeben, wobei das norddeutsche Vereisungsgebiet in erster Priorität interessieren muss. Der Stand der diesbezüglichen Quartärforschung liegt seit kurzem in den Publikationen von LITT ET AL. (2005) sowie in LITT ET AL. (2007) vor. Diesem Umstand folgend wird in der chronostratigraphi-

sehen Übersicht (Abb. 20) sowohl auf Altersdaten aus Norddeutschland als auch aus dem Schweizer Mittelland zurückgegriffen. So finden sich bei LITT ET AL. (2007) Zeitmarken und Marine Isotopenstufen von 320–310 ka BP, MIS 9 für das Holstein-Interglazial sowie 126–110 ka BP, MIS 5e für das Eem. Zur Alterstellung des interglazialen Meikirch-Kom-

## Mögliche Korrelation der Warmzeiten und Eisvorstösse

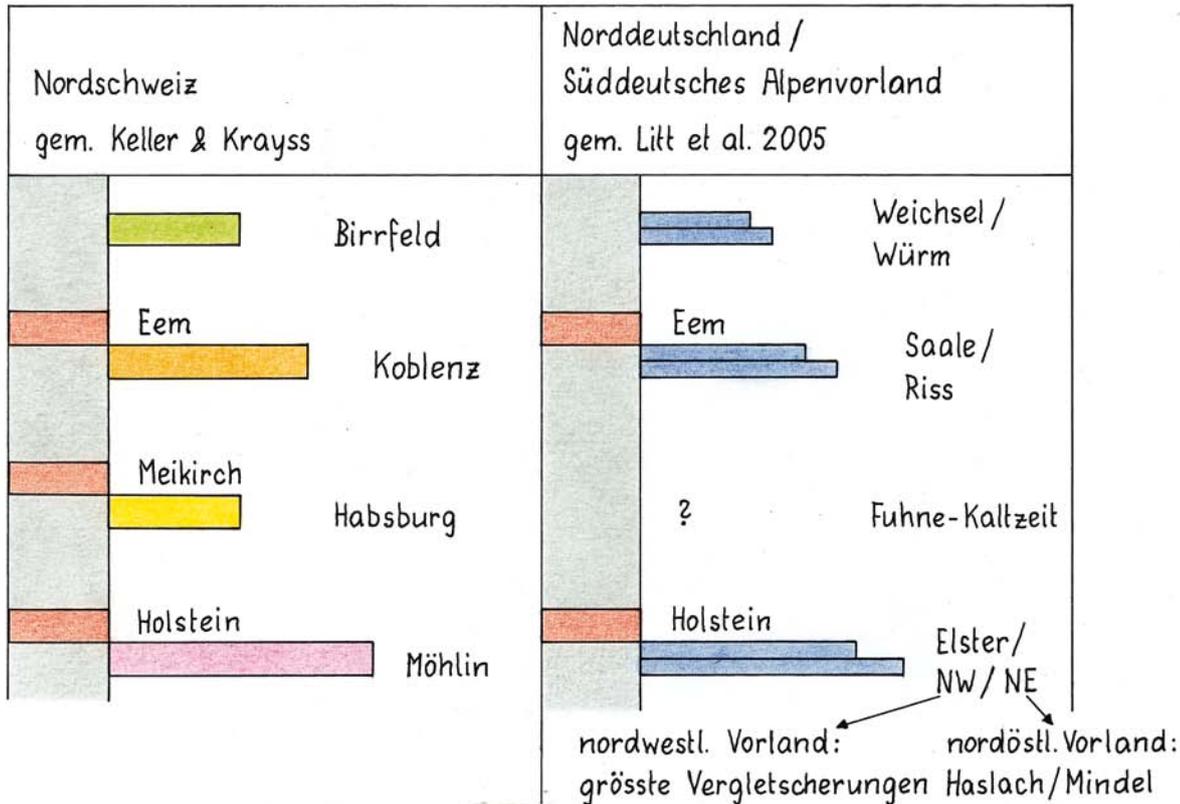


Abb. 21: Mögliche Korrelation der Warmzeiten und Eisvorstösse in der Nordschweiz gegenüber der Abfolge in Nord- und Süddeutschland.

Fig. 21: Possible correlation of the interglacials and glaciations in Northern Switzerland compared with the succession in Northern and Southern Germany.

plexus wird in PREUSSER (2010: Abb. 1) auf den Zeitraum 240–185 ka BP verwiesen. Die Nordschweizer Grossglaziale fügen sich dementsprechend dazwischen ein: Möhlin MIS 10, Habsburg MIS 8, Koblenz MIS 6 und Birrfeld-Hochglazial MIS 2.

Eine generalisierende Darstellung der nord- und süddeutschen Vergletscherungen und der zugehörigen Warmzeiten findet sich in LITT ET AL. (2005: Taf. XV); sie wird in der Abb. 21 übernommen. Aufgrund der im Kapitel 3 vorgestellten Erkenntnisse zur Eiszeitenfolge ist eine Korrelation der nordschweizerischen Grossvergletscherungen Möhlin, Koblenz und Birrfeld mit den norddeutschen Glazialen Elster, Saale und Weichsel durchaus vertretbar. Dies gilt auch für die Übernahme der Begriffe Holstein und Eem. Als Entsprechung zu Habsburg käme für Norddeutschland die Fuhne-Kaltzeit in Betracht, für die in LITT ET AL. (2007) eine Korrelation mit MIS 8 als wahrscheinlich angenommen wird. Offen bleibt die Frage, in welcher Weise sich das neu eingeführte Habsburg-Glazial sowie das Meikirch-Interglazial im süddeutschen Alpenvorland nachweisen lassen. Damit ist auch das Thema für weitere Untersuchungen und Diskussionen gegeben.

### Literaturverzeichnis

- BAUSCH, W., GEYER, O. F., SCHÖBER, T. & SCHREINER, A. (1989): Zur Geologie des badischen Klettgaus. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, NF 71: 199–224.
- BLÖSCH, E. (1911): Die grosse Eiszeit in der Nordschweiz. – Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, NF 31/2.

- BLUDAU, W., GROSCOPF, R. & SCHREINER, A. (1994): Ein Riss-Interstadial bei Riedmatt am Hochrhein. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, NF 76: 295–323.
- BROCKMANN-JEROSCH, H. (1910): Die fossilen Pflanzenreste des glazialen Deltas bei Kaltbrunn (bei Uznach, Kanton St. Gallen) und deren Bedeutung für die Auffassung des Wesens der Eiszeit. – Jahrbuch St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft. Habilitationsschrift Universität Zürich.
- BUGMANN, E. (1961): Beiträge zur Gliederung der risszeitlichen Bildungen in der Nordschweiz. – Mitteilungen der Aargauischen Naturforschenden Gesellschaft, 26: 105–119.
- DICK, K. A., GRAF, H. R., MÜLLER, B. U., HARTMANN, P. & SCHLÜCHTER, C. (1996): Das nordalpine Wasserschloss und seine eiszeitgeologische Umgebung. – *Eclogae geologicae Helvetiae* 89/1: 635–645.
- ERB, L. (1934): Zur Stratigraphie des mittleren und jüngeren Diluviums in Südwestdeutschland und dem schweizerischen Grenzgebiet. – Mitteilungen der Badischen geologischen Landesanstalt, 11/4: 207–220.
- FRANK, S. & REY, R. (1996): N4 Flurlingen: Durch Tunnelbau beschleunigte Kriechbewegungen und deren Konsequenzen für die Bauausführung. – In: Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse; Monte Verità, Basel.
- FREI, R. (1912): Monographie des Schweizerischen Deckenschotter. – Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, NF 37.
- GASSMANN, F. (1962): Schweremessungen in der Umgebung von Zürich. – Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geophysik 3. – 70 S.; ETH, 8092 Zürich.
- GRAF, H. R. (1996): Zur Entstehung der obersten Lage der Klettgau-Rinnenschotter und ihrer Deckschichten. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, NF 78: 399–416.
- GRAF, H. R. (2000): In: BITTERLI, T., GRAF, H. R., MATOUSEK, F. & WANNER, M.: Blatt 1050 Zurzach. Geologischer Atlas der Schweiz, Erläuterungen 102. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.
- GRAF, H. R. (2002): Stratigraphie von Mittel- und Oberpleistozän in der Nordschweiz. Das Typoskript stand den Autoren zur Verfügung. Die Arbeit erschien unter GRAF 2009b.

- GRAF, H. R. (2006): In: GRAF, H. R., BITTERLI-DREHER, P., BURGER, H., BITTERLI, T., DIEBOLD, P. & NAEF, H.: Blatt 1070 Baden. Geologischer Atlas der Schweiz, Karte 120. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.
- GRAF, H. R. (2007): In: BITTERLI-DREHER, P., GRAF, H. R., NAEF, H., DIEBOLD, P., MATOUSEK, F., BURGER, H. & PAULI-GABI, T.: Blatt 1070 Baden. Geologischer Atlas der Schweiz, Erläuterungen 120. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.
- GRAF, H. R. (2009a): Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau. – *E&G, Quaternary Science Journal*, 58/1: 12–53.
- GRAF, H. R. (2009b): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, 168. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.
- GRAF, H. R. & HOFMANN, F. (2000): Zur Eiszeitgeologie des oberen Klettgau (Kanton Schaffhausen, Schweiz). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, NF 82: 279–315.
- GUTZWILLER, A. (1894): Die Diluvialbildungen in der Umgebung von Basel. – Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel, 10/3.
- HALDIMANN, P. A. (1978): Quartärgeologische Entwicklung des mittleren Glattals (Kt. Zürich). – *Eclogae geologicae Helveticae*, 71/2: 347–355.
- HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete, Bd. 1. – 468 S.; Thun (Ott Verlag).
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete, Bd. 2. – 703 S.; Thun (Ott Verlag).
- HEER, O. (1865): Die Urwelt der Schweiz; 2. Auflage 1879; – Zürich.
- HOFMANN, F. (1981): Blatt 1031 Neunkirch. Geologischer Atlas der Schweiz, Karte und Erläuterungen 74. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.
- HOFMANN, F. (1994): Beobachtungen zur Quartärgeologie des Schaffhauser Klettgaus (Schweiz). – *Eclogae geologicae Helveticae*, 87/1: 241–263.
- HOFMANN, F. (1996): Zur plio-pleistozänen Landschaftsgeschichte im Gebiet Hoehrhin-Wutach-Randen-Donau: Geomorphologische Überlegungen und sedimentpetrographische Befunde. – *Eclogae geologicae Helveticae*, 89/3: 1023–1041.
- JÄCKLI, H. & KEMPF, T. (1972): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte der Schweiz 1 : 100:000, Blatt Bözberg-Beromünster. – Schweizerische geotechnische Kommission; ETH Zürich.
- JEANNET, A. (1923): Les charbons feuilletés de la vallée de la Linth entre les lacs de Zurich et de Walenstadt. – In: BAUMBERGER, E., GERBER, E., JEANNET, A. & WEBER, J.: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechnische Serie VIII: 106–370.
- JUNG, G. P. (1969): Beiträge zur Morphogenese des Zürcher Oberlandes im Spät- und Postglazial. – Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 114/3: 293–406.
- KELLER, O. (2009): Als der Alpenrhein sich von der Donau zum Oberrhein wandte. – Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung, 127: 193–208.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1998): Datenerhebung und Modell einer Rhein-Linth-Vorlandvergletscherung zwischen Eem-Interglazial und Hochwürm. – *GeoArcheoRhein*, 2: 121–138.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1999): Quartär und Landschaftsgeschichte. – Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Kantons Thurgau. – Mitteilungen der Thurgauischen Naturforschenden Gesellschaft, 55:39–67.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. – Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 150/1–2: 19–32 und 150/3–4:69–85.
- KEMPF, T. (1986): In: Direktion der öffentlichen Bauten des Kantons Zürich: Die Grundwasservorkommen im Kanton Zürich, Erläuterungen zur Grundwasserkarte des Kantons Zürich 1 : 25000, 211 S. – Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie 69; ETH 8092 Zürich.
- KLÄY, J. R. (1969): Quartärgeologische Untersuchung am Unteren Buchberg. – Diplomarbeit ETH Zürich 53.
- KRAYSS, E. (1988): Zur riss-würmzeitlichen Quartärgeologie im westlichen Rheingletschergebiet. – Zeitschrift für Geomorphologie, NF, Suppl. Bd. 70: 1–12.
- LITT, T., ELLWANGER, D., VILLINGER, E. & WANSA, S. (2005): Das Quartär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – *Newsletters on Stratigraphy*, 41: 385–399.
- LITT, T., BEHRE, K. E., MEYER, K. D., STEPHAN, H. J. & WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 56/1–2: 7–65.
- LONGO, W. (1978): Geologie des Hagenholztunnels bei Kloten. – *Eclogae geologicae Helveticae*, 71/1: 175–182.
- MATOUSEK, F., WANNER, M., GRAF, H. R., NÜESCH, R. & BITTERLI, T. (2000): Blatt 1050 Zurzach. Geologischer Atlas der Schweiz, Karte 102. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.
- MÜHLBERG, F. (1896): Der Boden von Aarau. – Festschrift zur Einweihung des Kantonsschulgebäudes; Aarau.
- MÜLLER, B. U. & SCHLÜCHTER, C. (1997): Zur Stellung der Zeller Schotter in der Alpen Eiszeiten-Chronologie und ihre stratigraphische Beziehung zu den Schieferkohlen von Gondiswil. – *Eclogae geologicae Helveticae*, 90/2: 211–227.
- MÜLLER-DICK, K. A. (2000): Möhliner Feld im Hoehrhenthal. In: KELLY, M., LINDEN, U. & SCHLÜCHTER, C. (Hrsg.): Exkursionsführer, Exkursion A1 (S. 10–13). – *DEUQUA*, 6.-8.9.2000; Bern.
- MÜLLER, E. (1978): Aufbau und Zerfall des würmeiszeitlichen Linth- und Reussgletschers im Raum zwischen Zürich- und Zugersee. – *Eclogae geologicae Helveticae* 71/1.
- PENCK, A. (1939): Klettgauer Pforte und Bodensee. – Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung, 66: 117–139.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 1999 S. – Leipzig (Tauchnitz).
- PREUSSER, F. (2010): Stratigraphische Gliederung des Eiszeitalters in der Schweiz (Exkursion E am 8. April 2010). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, NF 92: 83–98.
- PREUSSER, F. & GRAF, H. R. (2002): Erste Ergebnisse von Luminiszenzdatierungen eiszeitlicher Ablagerungen der Nordschweiz. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, NF 84: 419–438.
- PREUSSER, F., DRESCHER-SCHNEIDER, R., FIEBIG, M. & SCHLÜCHTER, C. (2005): Re-interpretation of the Meikirch pollen record, Swiss Alpine Foreland, and implications for Middle Pleistocene chronostratigraphy. – *Journal of Quaternary Science*, 20: 607–620.
- SCHINDLER, C. (1968): Zur Quartärgeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Baden. – *Eclogae geologicae Helveticae*, 61/2:395–433.
- SCHINDLER, C. (1977): Zur Geologie von Baden und seiner Umgebung. – Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kleinere Mitteilungen, 67. – 160 S.; ETH 8092 Zürich.
- SCHINDLER, C. (1985): Geologisch-geotechnische Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung. – Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kleinere Mitteilungen, 74. – 119 S.; ETH 8092 Zürich.
- SCHINDLER, C. (2004): Zum Quartär des Linthgebietes zwischen Luchsingen, dem Walensee und dem Zürcher Oberrhein. – Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, 159 S. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.
- SCHLÜCHTER, C. (1989): Thalgut: Ein umfassendes eiszeitstratigraphisches Referenzprofil im nördlichen Alpenvorland. – *Eclogae geologicae Helveticae*, 82: 277–284.
- SCHLÜCHTER, C. (1993): Geologie. In: Die Schweiz vom Paläolithikum bis zum frühen Mittelalter. – Verlag Schweizerische Gesellschaft für Ur- und Frühgeschichte; Basel.
- SCHLÜCHTER, C., MAISCH, M., SUTER, J., FITZE, P., KELLER, W. A., BURGA, C. A. & WYNISTORF, E. (1987): Das Schieferkohlenprofil von Gossau (Kanton Zürich) und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit. – Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 132/3: 135–174.
- SCHREINER, A. (1974): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung, 286 S. – Geologisches Landesamt Baden-Württemberg; Freiburg i. Br.
- SCHREINER, A. (1983): Erläuterungen zu Blatt 8218 Gottmadingen. – Geologische Karte 1 : 25:000 von Baden-Württemberg, 124 S.
- Schreiner, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie, 257 S. – Stuttgart.
- SIDLER, C. (1988): Signification de la palynologie appliquée aux sédiments détritiques et organogènes du Pleistocène supérieur: Eem-tardiglaciaire würmien et de l'Holocène entre Zoug, Zurich et Baden (Suisse). – Dissertation ETH Zürich, Nr. 280.
- SUTER, H. (1944): Glaziologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein. – *Eclogae geologicae Helveticae*, 97/1; Basel.
- SUTER, H. (1956): Geologie des Sihltales. – Blätter der Vereinigung des Sihltales, 6; Zürich.
- VERDERBER, R. (1992): Quartärgeologische Untersuchungen im Hoehrhengebiet zwischen Schaffhausen und Basel. – Dissertation Universität Freiburg i. Br., Nr. 1695.
- WEBER, J. (1901): Beiträge zur Geologie der Umgebung des Pfäffikersees. – Mitteilungen der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Winterthur, Heft 3.
- WEGMÜLLER, S. (1992): Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. – Denkschriften der Schweizerischen Akademie für Naturwissenschaften 102: 82 S.; Basel (Birkhäuser).

- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, 156: 1–174. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.
- WELTEN, M. (1988): Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). – Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, 162:38 S. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.
- WYSSLING, L. & WYSSLING, G. (1978): Interglaziale Seeablagerungen in einer Bohrung bei Uster (Kt. Zürich). – *Eclogae geologicae Helvetiae*, 71/2: 357–375.
- WYSSLING, G. (2002): Die Ur-Sihl floss einst ins Reusstal. – Vereinigung Pro Sihltal, Jahrbuch 52. 14 S.
- WYSSLING, G. (2007): Blatt 1092 Uster. Geologischer Atlas der Schweiz, Karte 128. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.
- WYSSLING, G. (2008): Blatt 1092 Uster. Geologischer Atlas der Schweiz, Erläuterungen 128. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo; 3084 Wabern.
- ZINK, F. (1941): Zur diluvialen Geschichte des Hochrheins und zur Altersstellung der paläolithischen Station „Murg“. – *Mitteilungen der Reichsstelle für Bodenforschung*, 1. 51 S.

# Geologie, Paläontologie und Geochronologie des Eem-Beckens Neumark-Nord 2 und Vergleich mit dem Becken Neumark-Nord 1 [Geiseltal, Sachsen-Anhalt]

Jaqueline Strahl, Matthias R. Krbetschek, Joachim Luckert, Björn Machalet, Stefan Meng, Eric A. Oches, Ivo Rappsilber, Stefan Wansa, Ludwig Zöller

## Kurzfassung:

Den Schwerpunkt dieser Arbeit bilden die Ergebnisse sedimentologischer, palynologischer, malakologischer und chronometrischer Untersuchungen an Sedimenten aus dem Zentralbereich des Paläoseebeckens Neumark-Nord 2. Die interdisziplinären Untersuchungen an dem 11 m mächtigen Hauptprofil A und benachbarten Profilen zeigen übereinstimmend, dass die limnische Sedimentation vom Ende des Saale-Komplexes über die Eem-Warmzeit bis in die Weichsel-Kaltzeit erfolgte. Das Profil lässt Seespiegelschwankungen mit einer generellen Tendenz der Verflachung und Verlandung sowie wechselnde Sedimentationsraten erkennen. Durch die palynologischen Untersuchungen sind außerdem mit Erosion und Sedimentumlagerungen verbundene Hiaten festgestellt worden. Eine von LAURAT et al. (2006) und MANIA et al. (2008, 2010) im Profil ausgewiesene zusätzliche Warmzeit, die durch eine Kaltphase von der Eem-Warmzeit separiert und zudem jünger als das Interglazial von NN1 sein soll, existiert nicht. Vor allem die palynostratigraphische, aber auch die malakologische Koinkidenz der Becken NN1 und NN2 belegt die Gleichzeitigkeit der Ablagerungen. Somit ist in Neumark-Nord zwischen der Saale-Grundmoräne der Zeitz-Phase und den periglaziären Bildungen der Weichsel-Kaltzeit nur eine Warmzeit nachweisbar, das Eem. Dies wird durch neue geochronologische Daten eindeutig verifiziert. Daher können die zuletzt von MANIA et al. (2010) dokumentierten Lagerungsbeziehungen, nach denen die Beckenfolge von NN2 über der von NN1 liegen soll, nicht bestätigt werden. In Neumark-Nord werden die klimatischen Besonderheiten des Mitteldeutschen Trockengebietes während der Eem-Warmzeit deutlich. Insofern bietet der Vergleich der Eem-Vorkommen von Neumark-Nord, Gröbern und Grabschütz ein Lehrbeispiel für die standortspezifische Variabilität benachbarter synchroner Warmzeitprofile.

## [Geology, palaeontology and geochronology of the Eemian palaeo lake basin of Neumark-Nord 2 and its comparison with basin Neumark-Nord 1 [Geiseltal, Sachsen-Anhalt]]

## Abstract:

The main focus of this study is on the results of the sedimentological, palynological, malacological and chronometric investigations of sediments from the central region of the palaeo lake basin Neumark-North 2. These interdisciplinary examinations of the main profile A, with a cross-section of 11 m, and of neighbouring profiles concur in indicating that the limnic sedimentation took place from the end of the Saalian complex during the Eemian Warm Stage and up to the Weichselian glacial period. The section reveals variations in the lake water level with a general tendency to lowering and filling up, as well as varying sedimentation rates. The palynological investigations have also shown hiatuses connected with erosion and sediment transport. An additional temperate period separated from the Eemian by a cold phase and also more recent than the interglacial of NN 1, as identified in the section by LAURAT et al. (2006) and MANIA et al. (2008, 2010), does not exist. Especially the palynostratigraphic but also the malacological coincidence between the NN1 and the NN2 basins demonstrates the simultaneity of the deposits. Thus in Neumark-North, between the Saalian till of the Zeitz phase and the periglacial sediments of the Weichselian, there is evidence of only one warm period, the Eemian. This is clearly documented by the new geochronological data. It is therefore not possible to confirm the sedimentation relationships most recently described by MANIA et al. (2010) according to which the basin sequence of NN2 was supposed to lie on top of NN1. In Neumark-North the particular climatic conditions of the Central German dry region during the Eemian Interglacial are clearly recognisable. In this sense, the comparison between the Eemian findings for Neumark-North, Gröbern and Grabschütz provide an instructive example of the variability between neighbouring synchronous warm period sections in relation to specific sites.

## Keywords:

*upper pleistocene, quaternary stratigraphy, palynostratigraphy, quaternary molluscs, lake sediments, Eemian, luminescence dating, amino acid geochronology, quaternary geochronology, Geiseltal*

**Addresses of authors:** J. Strahl, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Inselstr. 26, 03046 Cottbus. E-Mail: Jaqueline.Strahl@lbg.brandenburg.de; M. R. Krbetschek, Sächsische Akademie der Wissenschaften, Forschungsstelle Geochronologie Quartär, Institut für Angewandte Physik / TU Freiberg, Leipziger-Str. 23, 09596 Freiberg. E-Mail: quatmi@mailserver.tu-freiberg.de; J. Luckert, Landeslabor Berlin-Brandenburg, Fachbereich Bodenlabor (Röntgenlabor), Stahnsdorfer Damm 77, 14532 Kleinmachnow. E-Mail: joachim.luckert@landeslabor-bbb.de; B. Machalet, Humboldt-Universität zu Berlin, Geographisches Institut, Abteilung Klimatologie, Unter den Linden 6, 10099 Berlin; present address: Leverhulme Trust Visiting Fellow, Institute of Geography and Earth Sciences, Luminescence Laboratory, Aberystwyth University, Aberystwyth, Wales, SY23 3DB, U.K. E-Mail: b.machalett@nakula.de; S. Meng, Institut für Geographie und Geologie, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 17a, 17487 Greifswald. E-Mail: stefan.meng@uni-greifswald.de; E. A. Oches, Natural & Applied Sciences Department, Bentley University, Jennison Hall 126, 175 Forest St., Waltham, MA 02452, USA. E-mail: roches@bentley.edu; I. Rappsilber, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Postfach 156, 06035 Halle. E-Mail: Rappsilber@lagb.mw.sachsen-anhalt.de; S. Wansa, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Postfach 156, 06035 Halle. E-Mail: Wansa@lagb.mw.sachsen-anhalt.de; L. Zöller, Lehrstuhl Geomorphologie, Universität Bayreuth, Universitätsstraße 30, 95440 Bayreuth. E-Mail: Ludwig.Zoeller@uni-bayreuth.de

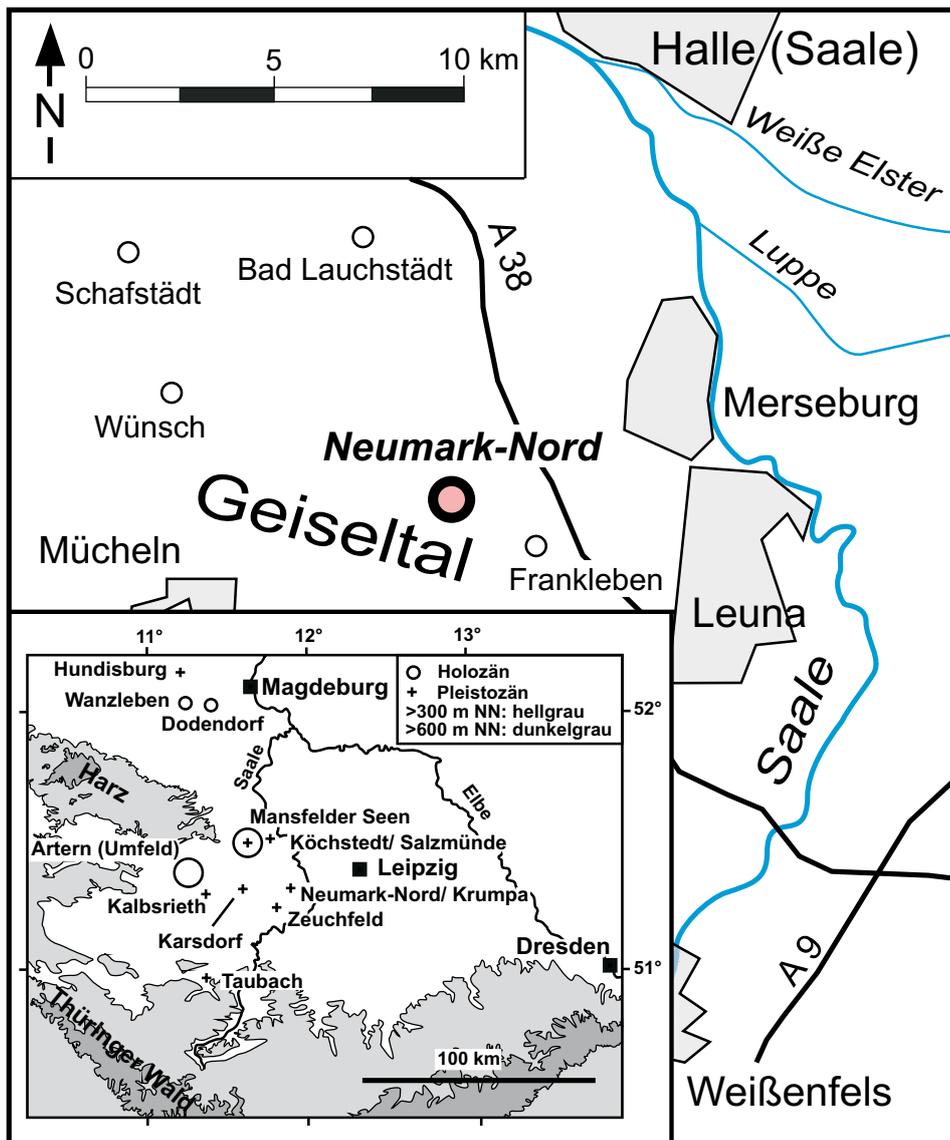


Abb. 1: Lage des Quartär-Aufschlusses Neumark-Nord und Übersichtskarte von Mitteldeutschland mit pleistozänen und holozänen Vorkommen der Brackwasserschnecke cf. *Hydrobia* sp.

Fig. 1: Site of the Quaternary section of Neumark-North and map of Central Germany with Pleistocene and Holocene occurrences of the brackish water snail cf. *Hydrobia* sp.

## Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung (WANSA & STRAHL)	122	4.3.5 Kleinvertebraten (MENG)	149
2 Quartärgeologische Verhältnisse im Untersuchungsgebiet (WANSA & RAPPSILBER)	123	4.4 Lithologie der Profile B1, B2 und C (WANSA)	150
3 Methoden	124	4.5 Hangendschichten (WANSA)	150
3.1 Geländearbeiten	124	5 Das Becken NN2 im Vergleich mit dem Becken NN1	151
3.2 Analytik	127	5.1 Sedimentationsbedingungen (WANSA, LUCKERT, MENG & STRAHL)	151
4 Geologie und Paläontologie des Beckens NN2	129	5.2 Palynostratigraphie (STRAHL)	153
4.1 Lagerungsverhältnisse (RAPPSILBER & WANSA)	129	5.3 Malakologische Interpretation (MENG)	156
4.2 Liegendschichten am Beckenrand, Profil D (WANSA)	130	6 Geochronologie	157
4.3 Beckenzentrum, Hauptprofil A	130	6.1 Lumineszenzdatierungen an Sedimenten der Becken NN1 und NN2 (KRBETSCHKE & ZÖLLER)	157
4.3.1 Lithologie (WANSA)	130	6.1.1 Diskussion der Daten von Karelin (1997)	157
4.3.2 Mineralogie und Geochemie (LUCKERT)	133	6.1.2 Neue Datierungen	159
4.3.3 Palynologie (STRAHL)	135	6.2 Aminosäuren-Geochronologie im Becken NN2 (MACHALETT & OCHES)	161
4.3.3.1 Saale-Pleniglazial	136	7 Fazit	163
4.3.3.2 Saale-Spätglazial	140	8 Dank	164
4.3.3.3 Eem-Interglazial	141	9 Literatur	165
4.3.3.4 Weichsel-Frühglazial	144		
4.3.4 Malakologie (MENG)	144		

## 1 Einleitung [S. Wansa & J. Strahl]

Das wegen der überaus reichhaltigen Fossilfunde aus dem Mittelpleozän weltberühmte Geiseltal südlich von Halle (Saale) (Abb. 1) steht seit Mitte der 1980er Jahre auch im Fokus der quartärgeologischen und archäologischen Forschung. Zwar sind die quartären Deckschichten der Braunkohle im vergangenen Jahrhundert wiederholt Gegenstand geologischer und paläontologischer Untersuchungen gewesen – u. a. wurde hier 1953 das Mammut-Skelett von Pfännerhall geborgen (TOEPFER 1957) und auch verschiedene warmzeitliche Ablagerungen sind bekannt geworden (RUSKE 1961, MANIA & MAI 1969) – doch setzte erst mit der Entdeckung eines interglazialen Seebeckens (Neumark-Nord 1, NN1) durch M. Thomae 1985 eine intensive und systematische Erforschung der komplexen quartären Schichtenfolge im östlichen Geiseltal ein. Eine interdisziplinäre Arbeitsgruppe unter Leitung von D. Mania hat die Beckensedimente in den Folgejahren detailliert dokumentiert und dabei umfangreiche Fossilfunde (darunter zahlreiche Skelette von Großsäugern) gesichert und ausgewertet. Mit dem Nachweis eines beachtlichen Inventars an Feuerstein-Artefakten wurde das Seebecken NN1 auch archäologisch interessant (MANIA 1990, 2004). Aufgrund verschiedener Indizien (u. a. Pollensukzession, Makroflora, Molluskenfauna, periglaziäres Deckschichten-Profil) soll

die Beckenfüllung älter als die Eem-Warmzeit und jünger als die erste Saale-Vergletscherung sein (MANIA 1990, 1994). LITT (1994a, b) entkräftete die Argumentation von Mania erstmals und ordnete NN1 dem Eem zu. Der Meinungsstreit war damit jedoch nicht beendet, sondern wurde durch weitere Untersuchungen an paläontologischem Fundmaterial aus NN1 (dargestellt u. a. in MANIA 2000 und MANIA et al. 2008) sowie durch die Entdeckung eines weiteren Interglazialbeckens (Neumark-Nord 2, NN2) durch D. Mania im Jahre 1995 neu befruchtet. NN2 liegt nur ca. 200 m nordöstlich von NN1 (Abb. 2). Laut der Aufschlussaufnahmen von D. Mania sollen die Beckensedimente von NN2 über die hangenden periglaziären Bildungen von NN1 hinweggreifen (MANIA et al. 2008, 2010).

Das Auftreten archäologischer Funde in verschiedenen Profilschnitten von NN2 veranlasste das Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt (LDA) zu intensiven Grabungen und Profildokumentationen, die zunächst von D. Mania geleitet und maßgebend von T. Laurat und E. Brühl unter Mitwirkung zahlreicher Helfer realisiert wurden. Erste Ergebnisse sind bereits von LAURAT et al. (2004) vorgelegt sowie auf wissenschaftlichen Veranstaltungen des LDA im Oktober 2003 und August 2004 zur Diskussion gestellt worden. Ab 2006 unterstand die wissenschaftliche Koordination der archäologischen Arbeiten dem Römisch-

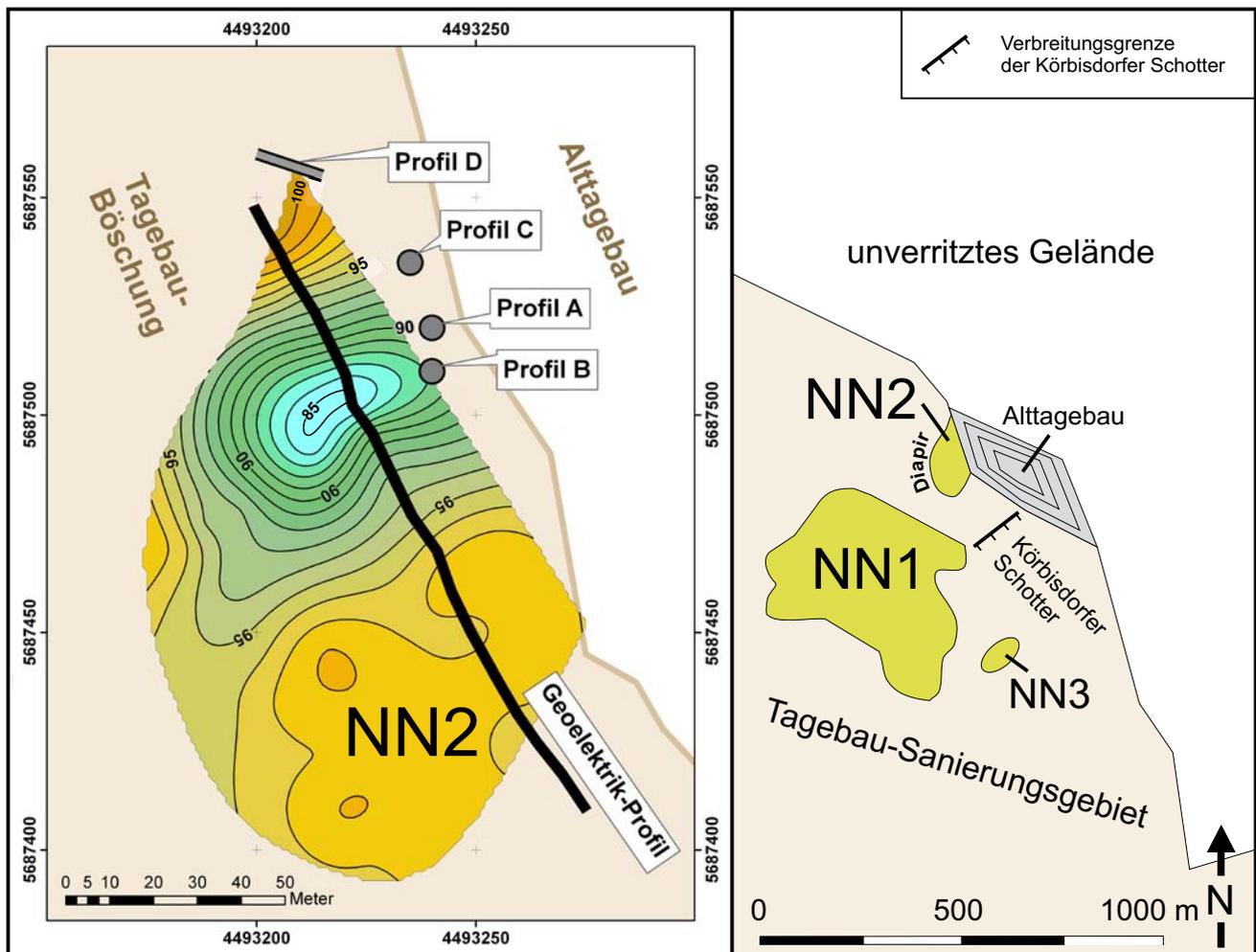


Abb. 2: Lage der Becken NN1, NN2 und NN3 sowie Isolinienplan der Unterseite der Beckensedimente in NN2 (nach THOMAE & RAPPILBER 2010, geändert).

Fig. 2: Location map of the basins NN1, NN2 and NN3 as well as isoline map of the base of lacustrine sediments in basin NN2 (after THOMAE & RAPPILBER 2010, modified).

Germanischen Zentralmuseum Mainz (RGZM). 2007 wurde vom LDA ein fast 7 m hohes Schurfprofil angelegt, das systematische Probennahmen für verschiedene Untersuchungsmethoden ermöglichte. Durch eine Rammkernsondierung im Rahmen eines Geländepraktikums des Instituts für Geowissenschaften der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (MLU) konnte die Profildokumentation im Liegenden bis zur Saale-Grundmoräne komplettiert werden. Nach Abschluss der Feldarbeiten 2008 wurde der Aufschluss verfüllt und das Grabungsgelände eingeebnet.

LAURAT et al. (2006) und MANIA et al. (2008, 2010) haben für NN2 ein mehrgliedriges klimatostratigraphisches Profil mit zwei Warmzeiten ausgewiesen, von denen die jüngere der Eem-Warmzeit entsprechen soll. In der Kompilation mit dem Becken NN1, das ebenfalls von der Ersten Saale-Grundmoräne unterlagert wird, sollen demnach in Neumark-Nord zwischen den saaleglaziären und den weichselzeitlichen periglaziären Ablagerungen limnische Sedimente aus insgesamt drei Warmzeiten überliefert sein. Schlussfolgernd stellen MANIA et al. (2008: 34) fest, dass die Zuweisung des gesamten saalezeitlichen Vereisungsgeschehens innerhalb einer Kaltzeit zum marinen Sauerstoff-Isotopenstadium (MIS) 6 nicht aufrechterhalten werden kann. Damit würde die Stratigraphie von Neumark-Nord in erheblichem Widerspruch zu den Belegen aus dem übrigen norddeutschen Vereisungsgebiet und darüber hinaus stehen, die Warmzeiten zwischen den saalezeitlichen Vergletscherungsphasen (Drenthe und Warthe) ausschließen (u. a. EHLERS et al. 2004, KÜHNER 2003, MEYER 2005, LITT et al. 2007). Zudem gilt heute aufgrund zuverlässiger Altersbestimmungen die Zuordnung des gesamten Saale-Hochglazials (Oberes Saale) zum MIS 6 als gesichert (u. a. BUSSCHERS et al. 2008, KRBETSCHKE et al. 2008). Weitere Thermomere interglazialen bzw. interstadialen Charakters datieren in das Untere Saale im Bereich des MIS 7 und sind hier aufgrund der Überlagerung durch drenthe- bzw. warthezeitliche Ablagerungen irrelevant für jegliche, sei es auch nur vergleichende Diskussion. In diesem Zusammenhang ist gemäß der von SEIFERT-EULEN (2010: 271) vorgenommenen Vergleiche der warmzeitlichen Abfolge von NN1 mit der prä-eemzeitlichen Dömnitz- und sogenannten Uecker-Warmzeit (Profil Röpersdorf, ERD 1987) anzumerken, dass es sich bei letzterer um eemzeitliche und nicht intrasaalezeitliche Sedimente handelt (HERMSDORF & STRAHL 2006, LITT et al. 2007). Außerdem haben sich die von ERD (1987) publizierten Funde des Großen Algenfarns (*Azolla filiculoides*) anhand der Untersuchung neuer Bohrungen nicht bestätigt.

Hauptgegenstand vorliegender Publikation sind die Untersuchungsergebnisse einer Arbeitsgruppe, die von 2003 bis 2008 unter Koordination von S. Wansa (Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, LAGB) umfangreiches Probenmaterial aus dem Becken NN2 lithologisch, paläontologisch und chronometrisch analysiert hat. Außerdem soll die Beckenabfolge von NN2 vor allem im Hinblick auf die Stratigraphie ausführlich mit den Verhältnissen im Becken NN1 verglichen werden.

In die Bearbeitung des Beckens NN2 waren auch isotopten-geochemische Untersuchungen (T. BÖTTGER, F. W. JUNGE) einbezogen, deren Ergebnisse separat publiziert werden sollen.

## 2 Quartärgeologische Verhältnisse im Untersuchungsgebiet [S. Wansa & I. Rappsilber]

Der Aufbau und die Lagerungsverhältnisse der quartären Schichtenfolge von Neumark-Nord sind in entscheidendem Maße durch Lagerungsdeformationen der Braunkohle geprägt, die bereits seit langem bekannt sind, aber erst von THOMAE (1986) als durch autoplastisch-gravitativ ausgeglichene Bewegungen entstandene Braunkohlendiapire interpretiert wurden. Als Ursachen für die karbokinetischen Prozesse gelten die inverse Dichteschichtung (klastisches Sediment über Braunkohle) und die geringe innere Festigkeit der durch Permafrost beeinflussten, wassergesättigten Kohle (THOMAE 1990, 2003). Nach EISSMANN (1981) sind insbesondere Phasen des Permafrostzerfalls am Ende der Kaltzeiten für den Braunkohlendiapirismus prädestiniert. Im Geiseltal wurden Kohlediapire seit dem Spätelster in insgesamt vier Zeitabschnitten gebildet (THOMAE 1990). Die oberflächennahe Lage der Kohle sowie ein relativ steiles Einfallen an der Neumark-Hauptschwelle (Prätertiär-Aufragung) dürften den Diapirismus in Neumark-Nord begünstigt haben (MANIA & THOMAE 1987). Die NE-SW-Orientierung der Diapire verläuft hier parallel zum Einfallen des Prätertiärs. Die Entstehung und Erhaltung der pleistozänen Seeablagerungen von Neumark-Nord ist an Randsenken von Braunkohlendiapiren gebunden. Aus der Randsenkenfüllung (Becken NN1) leiteten MANIA & THOMAE (1987: 39) ab, dass sich die Struktur „vermutlich langsam und stetig bis weit in das Interglazial hinein entwickelt“ hat.

Aus der „Beobachtung“, dass einmal abgeschlossene gravitative Ausgleichsbewegungen kaum wieder aktiviert werden könnten, sondern sich in einer neuen Kaltzeit an anderer Stelle fortsetzten, schlussfolgerten MANIA et al. (2008), dass das Becken NN2 jünger sei als das Becken NN1. Dem steht entgegen, dass Braunkohlendiapire meist keine singulären Bildungen sind. In prädestinierten Arealen Mitteldeutschlands sind zahlreiche solikinetische Kohleaufragungen (Diapire, Kissen) mehr oder weniger synchron entstanden, aber auch die Mehrphasigkeit gravitativer Bewegungen an ein und derselben Struktur ist keinesfalls ungewöhnlich (siehe EISSMANN 1981, 1987) und wurde von THOMAE (1990: 142) und MANIA (2004: 37) sogar in direkten Zusammenhang mit der Anlage des Beckens NN1 gebracht. Den Überlegungen von MANIA et al. (2008), nach denen der Diapirismus von einer Bildungsphase zur nächsten räumlich wandert, so dass die Randsenkenfüllungen verschiedener Diapire verschieden alt sein müssten, kann daher nicht gefolgt werden.

Das Quartärprofil von Neumark-Nord beginnt mit den holstein- bis frühsaalezeitlichen Körbisdorfer Schottern der damals mit der Geisel vereinigten Unstrut (vgl. LAURAT et al. 2006). Die Schottermächtigkeit beträgt durchschnittlich 5 m, in Randsenken können bis 15 m erreicht werden. Örtlich haben Kohlediapire den muschelkalkreichen Schotterkörper durchschlagen und die Schichtung verstellt. Im Untersuchungsgebiet (Abb. 2, rechts) keilen die Körbisdorfer Schotter an der SE-Flanke einer sattelförmigen Kohleaufragung aus, deren NW-Flanke das Becken NN2 im SE begrenzt (RAPPSILBER 2004a).

Der untere Teil der Körbisdorfer Schotter verzahnt randlich mit dem 1996 von D. Mania entdeckten und vor allem

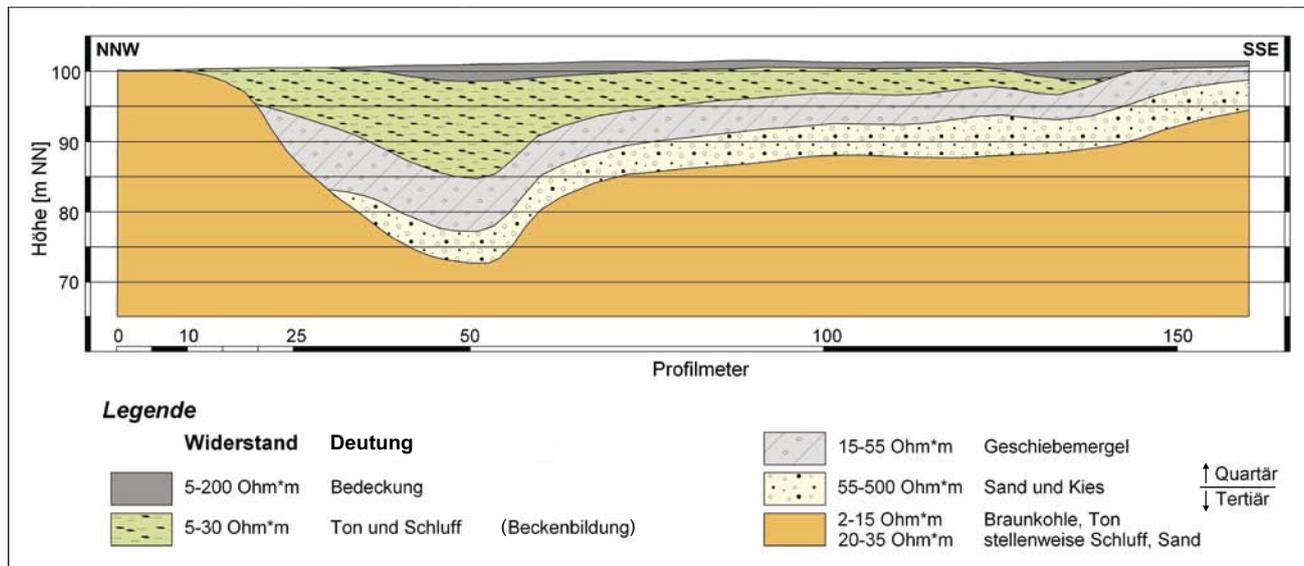


Abb. 3: Geoelektrischer Profilschnitt durch das Becken NN2 (THOMAE & RAPPILBER 2010).

Fig. 3: Geo-electric cross-section through the NN2 basin (THOMAE & RAPPILBER 2010).

2003 gut aufgeschlossenen Paläoseebeckens Neumark-Nord 3 (NN3) (Abb. 2). Die Beckenfüllung besteht aus durch Diapirismus schräg gestellten, bis 7 m mächtigen Schluffen, die im unteren Teil Gehäuse von *Valvata piscinalis piscinalis* und darüber eine auffällige Konzentration zweiklappiger Schalen von *Anodonta anatina* aufwies (LAURAT et al. 2006, MANIA 2010b). Da diese Arten klimatisch weitgehend indifferent sind, gestattet ihr Vorkommen keine stratigraphische Interpretation<sup>1</sup>.

Über den Unstrut/Geisel-Schottern folgt eine ca. 5 m mächtige Grundmoräne, die nach geschiebeanalytischem Befund dem ersten Vorstoß des Saale-Inlandeises (Zeitphase) zuzuordnen ist (THOMAE 1990). Nach einer kurzen Abschmelzphase (Pomßen-Intervall), in der sich der Eisrand bis in den Raum Petersberg – Landsberg – Delitzsch zurückverlagerte, stieß das Eis während der Leipzig-Phase erneut bis in das Geiseltal vor (EISSMANN 1975, LITT & WANSA 2008), doch ist die Zweite Saale-Grundmoräne hier nur örtlich mit Mächtigkeiten bis ca. 2 m erhalten (RUSKE 1961). Die Zeitphase und die Leipzig-Phase sind die Vereisungsphasen des Drenthe-Stadiums im Saale-Elbe-Gebiet. Das jüngere Saale-Inlandeis (Warthe-Stadium bzw. Fläming-Phase) hat seine äußeren Randlagen weiter nördlich in der Colbitz-Letzlinger Heide und im Fläming, vielleicht auch in der Schmiedeberger Stauchendmoräne hinterlassen (zuletzt LITT et al. 2007, LITT & WANSA 2008).

Aufgrund des Kohlediapirismus ist die Erste Saale-Grundmoräne in ihrer Lagerung gestört. In den Randsenken haben sich über der Grundmoräne limnische Sedimente akkumuliert, die zum besonderen Gegenstand der Untersuchungen geworden sind. Im Hangenden lagert eine mächtige wechsellagernde Schichtenfolge aus solifluidalen, limnischen, fluviatilen und äolischen Bildungen.

<sup>1</sup> Das Becken NN3 wird von MANIA (2010b) als holsteinzeitlich bezeichnet. Dabei ist zu beachten, dass MANIA von einem „Holstein-Komplex“ ausgeht, der aus drei Warmzeiten und zwei Kaltzeiten besteht. Dies ist mit der gültigen Definition der Holstein-Warmzeit nicht vereinbar (siehe LITT et al. 2007).

### 3 Methoden

#### 3.1 Geländearbeiten

Zur Klärung der Lagerungsverhältnisse im Bereich des Beckens NN2 und seines engeren Umfeldes sind **geophysikalische Messungen** vorgenommen worden. Ein gravimetrisches Lokalfeld, das auf älteren Schweremessungen mit Punktabständen von 15–30 m beruht, lieferte einen ersten Überblick über die Strukturen der liegenden Braunkohle. Die Verbreitungsgrenze der Körbisdorfer Schotter wurde mit Hilfe von Georadarprofilen mit einer Gesamtlänge von 2500 m kartiert. Ausdehnung und Form des Beckens NN2 wurden durch geoelektrische Messungen bestimmt (Abb. 2 und 3). Insgesamt erfolgten 42 geoelektrische Tiefensondierungen in vier sich kreuzenden Profilen. Innerhalb der Profile betrug der Messpunktabstand zwischen 5 und 20 m. 10 Motorhammerbohrungen mit Tiefen bis zu 6 m dienten der Verifizierung der geophysikalischen Aussagen und stellten darüber hinaus eine Verbindung zum Becken NN1 her.

Im Mittelpunkt der Geländearbeiten stand die **Dokumentation und Beprobung** des oben angeführten, vom Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt (LDA) angelegten und eingemessenen Profils A (im Bereich des Hauptprofils 7 bei LAURAT et al. 2007), das durch eine im Juni 2007 niedergebrachte Rammkernsondierung (RKS) bis zur liegenden Grundmoräne erweitert wurde. Da die Sondierung von einer oberhalb der Schurfsohle gelegenen Berme aus niedergebracht wurde, überlappt der obere Teil des RKS-Profiles mit dem unteren Teil des Schurfprofils (Abb. 4). Das Profil A (folgend auch als Hauptprofil A bezeichnet) befindet sich an der nördlichen Flanke unweit des Beckenzentrums (Abb. 2) und erschließt eine insgesamt 12,6 m mächtige Schichtenfolge, die im Liegenden mit 1,6 m Geschiebemergel beginnt und im Wesentlichen aus 11 m mächtigen, differenzierten Seeablagerungen besteht.

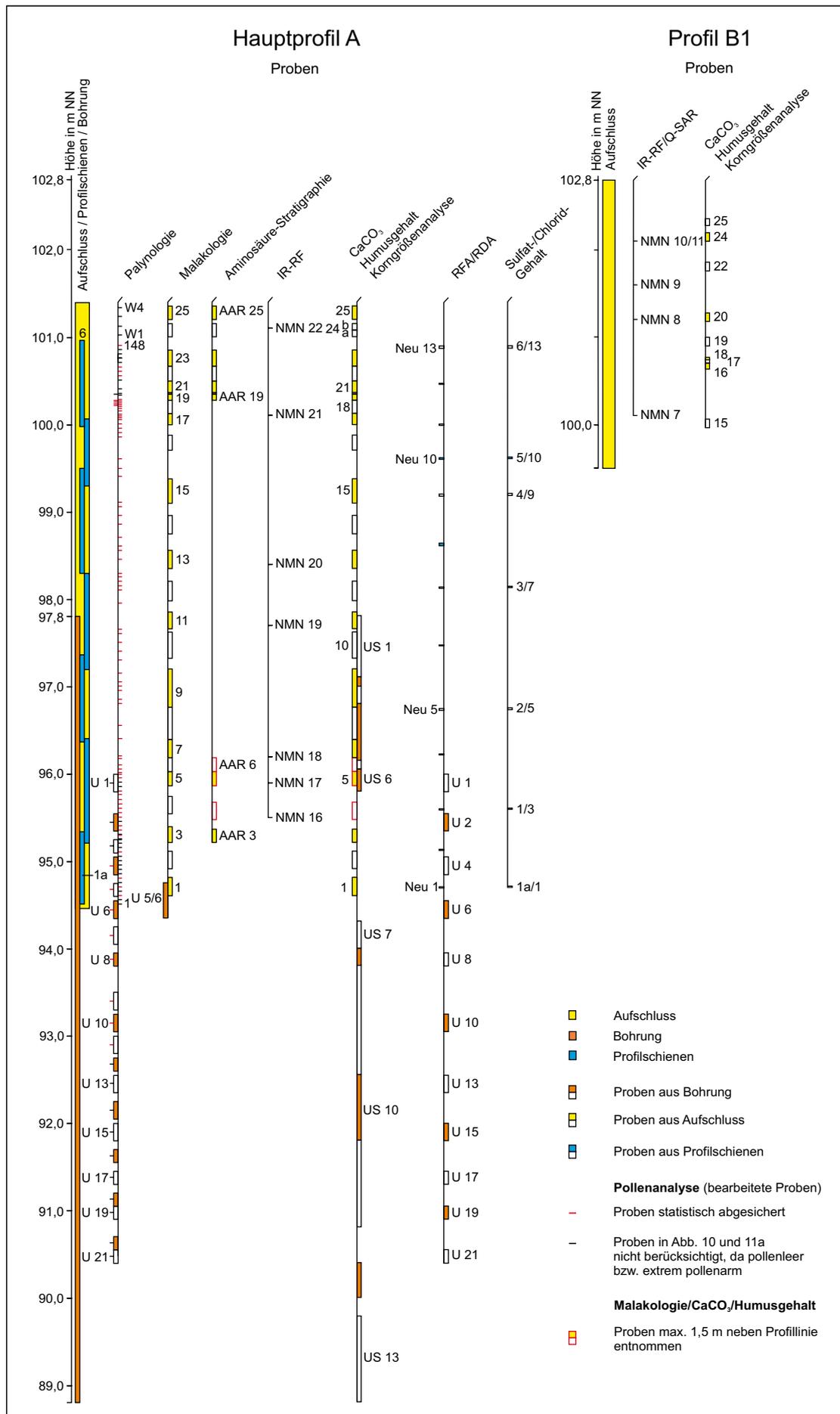


Abb. 4: Probenübersicht der Profile A und B1.

Fig. 4: Overview of samples from profiles A and B1.

Die gemeinsame Beprobung des Schurfprofils für die lithologischen, paläontologischen und chronometrischen Untersuchungen erfolgte im März und Mai 2007. Für die Pollenanalysen, die Röntgenfluoreszenz- und Röntgendiffraktionsanalysen sowie für geochemische Untersuchungen hinsichtlich Sulfat- und Chlorid-Gehalt wurde quasi-ungestörtes Material in U-Profilsschienen entnommen. Um eine vollständige Beprobung des Profils zu gewährleisten, wurden die 0,8–1,2 m langen Schienen überlappend in die Schurfwand geschlagen (7 Profilschienen 1–6a, Abb. 4). Parallel dazu sind die Proben für die Korngrößenanalysen, Kalkgehalts- und Humusgehaltsbestimmungen gewonnen worden. Es handelt sich jeweils um Mischproben charakteristischer Profilschnitte, wobei angestrebt wurde, alle wesentlichen makroskopisch erkennbaren Lithotypen zu erfassen. Aus den gleichen Profilschnitten ist auch das Probenmaterial für die Bestimmung der Molluskenschalen gewonnen worden. Die Entnahmebereiche wurden dabei zur nachträglichen eindeutigen Parallelisierung der Proben (im Folgenden als „Pr.“ abgekürzt) untereinander auf den Rückseiten der Schienen markiert.

Die Probenmenge aus der RKS ist entsprechend den Erfordernissen der Analysemethoden aufgeteilt worden. Für die Bestimmung des Molluskeneinhalts wurde nur Material aus dem auffällig mit Schalenresten angereicherten, im Aufschluss etwa der Basis der Profilschiene 1a entsprechenden Abschnitt (Pr. U 5/6, Abb. 4) entnommen. Unter Verweis auf Abb. 4 sei vermerkt, dass die Proben aus der RKS mit „U“ bzw. „US“ (für die sedimentologischen Analysen) bezeichnet sind und im Gegensatz zu den Proben aus dem Schurfprofil von oben nach unten nummeriert wurden. Außerdem ist auf die z. T. doppelte Vergabe gleicher Bezeichnungen für verschiedene Proben hinzuweisen. Deshalb ist es wichtig, die Bezeichnungen generell im Zusammenhang mit der entsprechenden Analysemethoden zu betrachten. Dadurch wird die eindeutige Zuordnung der im Text genannten Proben zu den Abbildungen und Tabellen gewährleistet. Die z. T. beidseitige Beschriftung der Probenskalen (Palynologie, Malakologie, Sedimentologie) wurde so zum einen aus Platzgründen und zum anderen zur besseren Unterscheidung von aus den Profilschienen bzw. aus der Bohrung gewonnenen Proben vorgenommen.

Im Dezember 2007 wurde die Probennahme im Hangenden des Hauptprofils A ergänzt (Pr. 23–25 Lithologie/Malakologie/Aminosäuren-Stratigraphie, Pr. W1–W4 Pollenanalyse). Außerdem wurde durch eine Ausschachtung auf der Sohle der Schurfgrube zusätzliches Probenmaterial aus dem Basisbereich gewonnen (Pr. 1 und 2).

Für die pollenstratigraphische Einstufung standen aus dem Hauptprofil A neben 148 Proben aus den sieben Profilschienen 1a–6, vier Einzelproben aus dem im Dezember 2007 geschaffenen Hangendaufschluss sowie 21 Proben aus der RKS zur Verfügung. Davon kamen 125 Proben zur pollenanalytischen Bearbeitung (Abb. 4), wovon 82 statistisch auswertbar waren und in das Pollendiagramm eingeflossen sind (Abb. 10 und 11a). Generell beträgt der Probenabstand bei den Profilschienen 5 cm. Lediglich bei markanten lithologischen Wechsellagen bzw. bei sehr gering anzunehmenden Sedimentationsraten wurde davon abgewichen und in deutlich engeren Abständen von minimal 1 cm beprobt. Bei den bereits im Gelände gewonnenen Proben aus dem Hangendauf-

schluss sowie aus der RKS liegen wesentlich höhere Probenabstände, z. T. > 25 cm, vor (vgl. Abb. 4).

Für die Röntgendiffraktometeranalysen (RDA) wurden insgesamt etwa alle 0,5 m 26 vor allem tonreichere Proben als Punktprobe (Profilschienen 1a–6) bzw. Schlitzprobe (RKS) im Labor entnommen; Kalkmudden und organogene Mudden blieben ausgespart.

Soweit für das Thema relevant, wird auf die seit 2003 erfolgte Bearbeitung weiterer, ebenfalls durch das LDA angelegter Schurfprofile im Bereich des Beckens NN2 Bezug genommen. Dazu gehört das ebenfalls beckenzentral gelegene Profil B1 (Abb. 4), das stratigraphisch im Wesentlichen dem oberen Teil von Profil A entspricht. Die Probennahme aus Profil B1 erfolgte im Oktober 2003. Dieses Schurfprofil wurde später um mehrere Meter vertieft, war jedoch zum Zeitpunkt der Aufnahme als Profil B2 im Juni 2004 bereits teilweise wieder verfüllt. Das an der nördlichen Beckenflanke gelegene Profil C wurde lediglich zur lithologischen Korrelation mit dem entsprechenden Abschnitt des Profils A dokumentiert. Das Profil D (Abb. 5) erschließt den unteren Profilschnitt am nördlichen Beckenrand sowie die Liegendschichten des Beckens NN2.

Aus der limnischen Folge des Beckens NN2 sind in den Jahren 2003–2005 und 2007 insgesamt 50 Proben für malakologische Untersuchungen entnommen worden. Allein aus dem Hauptprofil A stammen 27 Proben mit über 200 Liter Sediment. Aus einem Teil der Proben wurde Material für die Aminosäuren-Datierung separiert. 2003 erfolgten zudem Probennahmen aus Sedimenten des Beckens NN1 für Lumineszenzdatierungen.

Die Lage der Profile wurde mit GPS ermittelt (GAUSS-KRÜGER/BESSEL-Koordinaten in Abb. 2, links). Die Höhenangaben beziehen sich auf das von den archäologischen Bearbeitern vorgenommene Nivellement.

### 3.2 Analytik

Die **Korngrößenzusammensetzungen, Kalk- und Humusgehalte bzw. Gehalte an organischer Substanz** der Proben aus der Rammkernsondierung wurden im Labor des Instituts für Geowissenschaften der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (MLU) bestimmt, alle anderen im Labor des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LAGB) in Halle. Die Korngrößenverteilungen sind mittels kombinierter Sieb- und Sedimentationsanalysen ermittelt worden. An der MLU wurden die Masse-Prozentgehalte von Kalk und der Glühverlust nach DIN 18129 bzw. DIN 18128 gewonnen. Zur Berechnung der organischen Substanz wurde der Karbonatgehalt vom Glühverlust abgetrennt (reduzierter Glühverlust). Im LAGB-Labor ist zur Bestimmung von Kalk und organischem Kohlenstoff ein Schwefel-Kohlenstoffanalysator verwendet worden. Die Kalkbestimmung erfolgte unter Zugabe von 50 %-iger Phosphorsäure, der Kohlenstoff wurde nach DIN ISO 10694 ermittelt. Der Humusgehalt errechnet sich durch Multiplikation mit dem Faktor 1,724 aus dem Gehalt an organischem Kohlenstoff. Aus dem Becken NN2 (einschließlich des unterlagernden Geschiebemergels) sind insgesamt 90 Proben analysiert worden.

Die **Kleingeschiebezusammensetzung** der Grundmoräne wurde nach TGL 25232 ermittelt. Diese seit Jahrzehnten im Gebiet der ehemaligen DDR einheitlich angewendete Me-

thode ermöglicht bei solider Interpretation der Zählergebnisse regionale lithostratigraphische Korrelationen. Für die Analyse der **Geröllkomponenten** fluviatiler Ablagerungen wurde die dafür häufig verwendete Fraktion 6,3–20 mm genutzt.

Für eine detaillierte mineralogische Bestimmung der Sedimente sind von jeder Probe (Gesamtprobe) und der Tonfraktion (< 2 µm) **Röntgendiffraktometeranalysen (RDA)** durchgeführt worden. Die Gewinnung der Tonfraktion erfolgte nach dem Atterberg-Verfahren. Die dabei vorher abgetrennte Sandfraktion (> 63 µm) wurde makroskopisch bewertet (Gehalte an Kies, organischer Substanz, Muschelschill, Glimmerschüppchen). Die Ermittlung der quantitativen Anteile der kristallinen Phasen erfolgte durch die Peakhöhenanalyse nach dem Verfahren mit Nickel als internem Standard bei drei Aufnahmen je Probe mit einem relativen Messfehler von ≤ 5 %. Die Bestimmung aller nachweisbaren kristallinen Phasen erfolgte anhand von Eichkurven bei einer Nachweisgrenze von ca. 1 %. Die Anteile an amorpher Phase können dabei nur indirekt als Rest zu 100 % kristalliner Phase abgeleitet werden.

Für die Bestimmung der Tonminerale sind im Landeslabor Berlin-Brandenburg (LLBB) in Kleinmachnow Texturpräparate von der Tonfraktion < 2 µm angefertigt worden, die im lufttrockenen Zustand nach Behandlung mit Ethylenglykol (zum Nachweis quellfähiger Tonminerale) und nach Temperung bei 400 °C im Winkelbereich von 3–30° 2θ geröntgt wurden. Die dabei erkennbaren charakteristischen Lage- und Formveränderungen bestimmter Tonmineralbasisreflexe ermöglichen genaue Aussagen über die qualitative und quantitative Zusammensetzung der Tonminerale bzw. bei Tonmineralen mit Wechsellagerungsstrukturen (mixed-layer-Minerale oder kurz ml-Minerale) zu Art, Anteil und Ordnungsgrad der vorhandenen Tonmineralschichten. Die Bestimmung der ml-Minerale und der Smektitischichtanteile in den ml-Mineralen erfolgte anhand der von REYNOLDS (1984) berechneten Modelldiffraktogramme.

Ergänzend wurden mittels **Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)** die Haupt- und eine Reihe von Spurenelementen bestimmt.

Für die **Pollenanalysen** erfolgte die Aufbereitung der Proben aus dem Hauptprofil A im Pollenlabor des LLBB. Alle Proben wurden mit HCl, KOH und nur z. T. HF sowie mit dem Acetolyse-Verfahren nach ERDTMAN behandelt. Außerdem wurden die Proben unter Verwendung eines 6 µm-Siebes geschallt, um störende minerogene Feinpartikel zu entfernen.

Bei der palynologischen Bearbeitung kamen ausnahmslos Flüssigpräparate (Suspension) zur Anwendung. Basis der statistischen Auswertung der je Probe ermittelten Zählwerte ist die Grundsumme, die sich aus der Summe der Baum- (BP) und Nichtbaumpollen (NBP):  $\Sigma (BP+NBP) = 100 \%$  ergibt (i. d. R. ca. 333 bis maximal 400 Pollenkörner). Von dieser Grundsumme ausgenommen blieben alle unmittelbaren Lokalelemente, wie höhere Wasser- und Sumpfpflanzen, Farne und Moose sowie Reste von Algen, anderer Mikroorganismen und umgelagerte präquartäre Sporomorphen. Ihre Anteile wurden, wie die der einzelnen BP und NBP auf die Grundsumme bezogen. Da die Anteile präquartärer Sporomorphen in den Proben weit unter 100 % lagen, wurde auch hier eine statistische Auswertung vorgenommen. Als Zähl-

basis lag die wie oben beschrieben gebildete Grundsumme aller vermeintlichen quartären BP und NBP zugrunde.

Die Aufarbeitung der Proben (Schlämmen und Sieben) **für die malakologischen Untersuchungen** erfolgte hauptsächlich im LAGB Sachsen-Anhalt in Halle. Die verwendeten Siebe besitzen eine Maschenweite von 0,5 mm.

Die Methodik der **Thermolumineszenz (TL)-Datierung** im archäologischen Bereich (insbesondere Keramik) und erste Sedimentdatierungen reichen bis in die 1960er Jahre zurück. Eine breite Entwicklung von Lumineszenzmethoden für Sedimente erfolgte erst später, und die TL-Methode war bis in die 1990er Jahre für deren Altersbestimmungen am weitesten verbreitet. Erste Datierungen an Sedimenten von Neumark-Nord aus dieser Zeit basieren auf diesem Verfahren. TL-Datierungen an Sedimenten waren aber oft fehlerhaft, u. a. wegen der relativ langen Lichtexposition, die für die Einstellung eines TL-Nullpunktes erforderlich ist. Die vergangenen zwei Jahrzehnte sind durch die Entwicklung von Methoden der **Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL)** gekennzeichnet. OSL-Alter stützen sich auf sehr lichtempfindliche Lumineszenzsignale, die vom Zeitpunkt der letzten Lichtexposition von Quarz- oder Feldspat-Sedimentpartikeln bis zur Probennahme aufgebaut worden sind. Sehr präzise und zuverlässige Alter für die letzten ca. 100 ka, also von jungpleistozänen Sedimenten, sind vor allem durch spezielle Quarz-OSL-Datierungstechniken im neuen Jahrtausend möglich geworden. Mittelpleistozäne Sedimente können jedoch mit dieser OSL-Methode und auch mit IRSL (Infrarot Stimulierte Lumineszenz – eine spezielle Methode auf der Basis von Feldspäten) bisher nur unter bestimmten, selten erfüllten Bedingungen und nur ungenau datiert werden (PREUSSER et al. 2008). Verbesserungen in diesem Zeitbereich ermöglicht erst die im letzten Jahrzehnt entwickelte **Infrarot-Radiofluoreszenzdatierung** (TRAUTMANN et al. 1999). Für weitere Informationen zur Lumineszenzdatierung allgemein und zu den im Folgenden beschriebenen Methoden und Problemen wird auf PREUSSER et al. (2008) und WINTLE (2008) verwiesen.

Eine detaillierte Darstellung der gesamten neueren, auch in Neumark-Nord angewandten Datierungsanalytik findet sich in DEGERING & KRBETSCHKE (2007a). Notwendige messtechnische Angaben können hier nur in Kurzform dargestellt werden:

Probennahme: Einschlagen (wasser- und) lichtdichter Plastik-Stechzylinder in frisch aufgeschlossene, möglichst homogene Sedimentschicht. Probe für Radionuklidanalyse aus unmittelbarer Umgebung.

Probenaufbereitung: lichtexponiertes Material der Front- und Rückseite für Wassergehaltsbestimmung; Siebung (verschiedene Kornfraktionen > 63 µm), Entfernung von Organik (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) und Karbonaten (verdünnte HCl); Extraktion von Quarz und Kalifeldspat über Flotation und Dichtentrennung; HF-Ätzung (Alpha-Saum); abschließende Siebung.

Wassergehalt: Natürliche Feuchte und Wassersättigungsgehalt. Die Prozedur der Sättigungsgehaltsbestimmung liefert nur einen Anhaltswert, der den wahren Wert i. A. etwas überschätzt, da die natürliche Packungsdichte dabei nicht erreicht wird. Vor allem bei stärker bindigem Material sind deshalb Korrekturen notwendig. Für die Proben konnte bis auf NMN 9 und NMN 10 (geringe Teufe) vor dem Tagebauaufschluss Lagerung im Grundwasserbereich angenommen

werden. Wegen des Wasserhaltevermögens bindiger Sedimente ist für die Altersberechnung jedoch eher ein Wassergehalt repräsentativ, der näher in Richtung der natürlichen Feuchte als dem Labor-Sättigungswert mit eingeschränkter Aussage liegt. Für Datierungen an Kalifeldspat (IR-RF, IRSL) sind wegen des hohen Anteils der internen Dosisleistung ( $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ ) Wassergehaltsschwankungen wenig kritisch.

Radionuklidgehaltsbestimmung: Hochauflösende low-level HP-Ge Gammaspektrometrie, Analyse auf radioaktive Ungleichgewichte in der  $^{238}\text{U}$ -Reihe (außer N 3).

Paläodosismetrie:

- 1) Infrarot-Radiofluoreszenz (IR-RF): Kalifeldspat 100–160  $\mu\text{m}$ ; Einzelpräparat (single-aliqout)-Messungen (5/6 mm, ca. 1–2 mg, Folie-Monolayer); IRSAR Messprotokoll (ERFURT & KRBETSCHKE 2003).
- 2) Optisch Stimulierte Lumineszenz (OSL): Quarz (90–160 oder 160–200  $\mu\text{m}$ ) feldspatfreie (IRSL-Test) Einzelpräparat (single-aliqout)-Messungen (4 mm Durchmesser, auf Al-Tellerchen, Silikon); Risoe DA-15 (480 nm LED, 90 % Leistung, 7 mm U340 Detektionsfilter); SAR-Messprotokoll (MURRAY & WINTLE 2000).
- 3) Infrarot Optisch Stimulierte Lumineszenz (IRSL): Kalifeldspat (100–160  $\mu\text{m}$ ), volumennormierte Präparate (ca. 4 mg), MAAD-Protokoll (WINTLE 1997) (natürliche und 6 additive  $\beta$ -Dosen), thermische Behandlung 140°C, 48 h; Risoe DA-12 (880 m LED, 8 mW, Detektion (410 nm): BG39 + GG400 + BG3); Probe Neu 1: 0.5 s short-shine; N 3: 500 s shine-down, „late-light“ Subtraktion 400–500 s; fading-Test (> 3 Monate bei Raumtemperatur).

Kaliumgehalt Kalifeldspat:  $12,5 \pm 0,5\%$ ; nach HUNTLEY & BARRIL (1997): 95 % Konfidenzintervall 11,5–13,5 %; sowie langjährigen laborinternen Kontrollmessungen (nach DÜTSCH & KRBETSCHKE 1997) der Probenaufbereitung.

Alters- und Fehlerberechnung: Software AGE (Neu 1, N 3) (GRÜN 1992); alle anderen mit Software ADELE (KULIG 2005). Prinzipien der Fehlerberechnung: AITKEN (1985); Fehlerangaben: 1-sigma.

Die **Aminosäuren-Geochronologie** (folgend auch AAR – Amino Acid Racemization) basiert auf dem Maß der Razemisierung von Aminosäuren, die in den Kalkgehäusen von fossilen Gastropoden erhalten sind. Lebende Organismen produzieren Aminosäuren in der L-Form. Nach ihrem Ableben setzt ein Transformationsprozess (Razemisierung) ein, bei der die L-Form in die D-Form umgewandelt wird. Die Geschwindigkeit der Umwandlung von L- zu D-Aminosäuren ist vorrangig eine Funktion der ab dem Ablagerungszeitraum vorherrschenden Temperaturentwicklung und der Zeit, die seit dem Ableben des Organismus verstrichen ist (Probenalter).

Die das Ausmaß der Razemisierung stark beeinflussende Temperaturentwicklung repräsentiert das kinetische Mittel aller Temperaturen die eine Probe seit ihrer Ablagerung erfahren hat (effektive diagenetische Temperatur). Da diese auf quartären Zeitskalen stattfindenden Temperaturhistorien im seltensten Fall bekannt sind bzw. keinesfalls mit einer für geochronologische Methoden adäquaten Präzision rekonstruierbar sind, hat es sich zunehmend durchgesetzt, AAR als eine relative Datierungsmethode anzuwenden, bei der keine Kenntnis über die Paläo-Temperaturentwicklung notwendig ist (WEHMILLER & MILLER, 2000).

Die Annahme hierbei ist, dass Proben aus einem begrenzten geographischen Raum und einer Höhenzone mit vergleichbaren heutigen mittleren Jahrestemperaturen (z. B. Mitteldeutschland mit Ausnahme der Mittelgebirgshochlagen), auch eine vergleichbare oder ähnliche Temperaturhistorie seit der Ablagerung erfahren haben (mittlere Jahrestemperatur, MAT  $\pm 1^\circ\text{C}$ , Temperaturamplitude an der Beprobungslokalität  $\leq 6^\circ\text{C}$ ). Unter dieser Voraussetzung können Unterschiede im D/L-Verhältnis von Proben aus einer geographischen Region exklusiv als ein Maß für das relative Alter der Probe interpretiert werden – Proben mit ähnlichen D/L-Werten haben das gleiche geochronologische Alter, Proben mit höheren D/L-Werten sind älter, Proben mit niedrigeren D/L-Verhältnissen entstammen einem jüngeren Ablagerungszeitraum. Sofern für eine oder mehrere Aufschlüsse in dieser Region eine unabhängige Alterskontrolle (radiometrisch, biostratigraphisch, stratigraphisch) vorliegt, können die D/L-Werte als ein höchst verlässliches Werkzeug zum Überprüfen bestehender geochronologischer Korrelationen und zum Etablieren regional-geochronologischer Netzwerke verwendet werden (WEHMILLER & MILLER 2000). Für diese Anwendung der AAR als relative, stratigraphische Datierungsmethode hat sich in der englischsprachigen Literatur der Begriff „aminostratigraphy“ durchgesetzt (im Kontrast zu „aminochronology“), so dass im Folgenden auch der Begriff Aminosäuren-Stratigraphie benutzt wird.

Neben den Faktoren Temperatur und Zeit, wird das Ausmaß der Razemisierung, wenn auch untergeordnet, durch die Taxonomie der Gastropoden und, insbesondere bei stark basischen Umweltbedingungen, durch den pH-Wert des Ablagerungsmilieus bestimmt. Proben aus stark basischen Umweltmilieus (pH > 9) werden daher nicht für Analysen zur Aminosäuren-Stratigraphie herangezogen. Um den Einfluss taxonomischer Faktoren auf die Razemisierung auszuschließen, konzentrieren sich aminostratigraphische Untersuchungen taxonomisch auf Probenabfolgen einer einzelnen Gattung bzw. sogar Art (z. B. *Gyraulus laevis*), deren fossile Kalkgehäuse abundant in möglichst vielen stratigraphischen Horizonten bzw. in zu vergleichenden geologischen Profilen vorkommen. Unter der Voraussetzung, dass eine solche monogenerische Probenabfolge eine ähnliche Temperaturentwicklung seit der Ablagerung erfahren hat, ist das Verhältnis von D- zu L-Aminosäuren (D/L ratio) ein Maß zur Bestimmung des relativen Alters des beprobten Materials (vgl. oben).

Abschließend bleibt zu bemerken, dass bei aminostratigraphischen Untersuchungen generell versucht wird, Beprobungshorizonte auszuwählen, die durch einheitliche Sedimentationsmilieus geprägt sind und keine zusätzliche Temperaturhistorie durch den Einfluss starker täglicher oder saisonaler Temperaturschwankungen (im Laufe der Paläo-Temperaturentwicklung) bzw. durch wechselnde Umweltbedingungen erfahren haben. Ein ideales System stellen z. B. mächtige Löss-Paläobodensequenzen dar, bei denen sich die aminostratigraphische Beprobung auf die kaltzeitlich abgelagerten Löss beschränkt. Warmzeitliche Sedimentabfolgen sind oft durch geringere Sedimentationsraten, Sedimentationsunterbrechungen oder, wie beim Paläoseebecken NN2, durch Seespiegeländerungen inklusive Verlandungstendenzen geprägt. Solche wechselnden

Paläoumweltbedingungen können eine zusätzliche Temperaturhistorie induzieren, die das AAR-Signal beeinflussen kann. Die erfolgreiche Anwendung der Aminosäuren-Stratigraphie wird dadurch nicht ausgeschlossen, es ist aber mit breiteren Fehlerwerten zu rechnen. Eine detaillierte Beschreibung aminogeochemischer Voraussetzungen und Anwendungen legten WEHMILLER & MILLER (2000) vor.

In Neumark-Nord wurden für geochronologische Untersuchungen mittels AAR Kalkschalen fossiler Gastropoden der Arten *Anisus leucostoma* und *Gyraulus laevis* genutzt. Nach einer intensiven Reinigung und Aufbereitung des Probenmaterials erfolgten die Messungen unter Verwendung eines Hochdruckflüssigchromatographen (*revers phased-HPLC*) im Amino Acid Geochronology Labor an der Bentley Universität (Massachusetts, USA) nach der von KAUFMAN & MANLEY (1998) beschriebenen Methodik. Für alle Proben wurde standardmäßig eine Auswahl von Aminosäuren gemessen und analysiert – D/L-Asparaginsäure, Glutaminsäure, Phenylalanin, Valin und *alloIsoleucin/Isoleucin* – wobei sich die hier vorgestellten Ergebnisse auf D/L-Glutaminsäure konzentrieren, da diese Aminosäure konsistent Ergebnisse mit einer hohen Auflösung und Reproduzierbarkeit lieferte und sich besonders für relative Altersbestimmungen an alten Proben (Glazial-Interglazial-Skala) eignet (vgl. KAUFMAN & MANLEY 1998).

Während aminostratigraphische Untersuchungen erfolgreich an Lösssequenzen in Nordamerika und Europa angewandt wurden (OCHES & MCCOY 1995, 2001, OCHES et al. 1996, 2000) und wesentlich zur geochronologischen Validierung zentralasiatischer Lössablagerungen beitrugen (MACHALETT et al. 2008, MACHALETT 2010), werden hier erstmals Ergebnisse aminostratigraphischer Arbeiten an quartären Ablagerungen Mitteldeutschlands präsentiert.

## 4 Geologie und Paläontologie des Beckens NN2

### 4.1 Lagerungsverhältnisse [I. Rappsilber & S. Wansa]

Geoelektrische Messungen flankiert von Rammkernsondierungen haben gezeigt, dass sich das Becken NN2 in der Randsenke eines bogenförmig verlaufenden Kohlediapirs entwickelt hat (RAPPSILBER 2004b). Der Diapir begrenzt die Randsenke bzw. das Becken im NW und W. Seine Flanke (Kohleoberfläche) fällt mit ca. 40° zum Becken hin ein (Abb. 2 und 3). Im S und SE ist ebenfalls ein Anstieg der Kohleoberfläche zu verzeichnen, der im unteren Teil sogar Neigungswinkel von ca. 50° erreichen kann, nach oben aber rasch flacher wird. Nach dem geoelektrisch ermittelten Isolinienplan (Abb. 2) fällt die Basis der Beckensedimente (bzw. die Geschiebemergeloberfläche) im NW und W mit ca. 25–30° ein. Hingegen ist im unteren Abschnitt der S-Flanke örtlich mit Neigungswinkeln bis 40° zu rechnen, die zum Beckenrand hin stark abnehmen (Abb. 3). Das Becken ist somit asymmetrisch ausgebildet, wobei die größten Mächtigkeiten (bis ca. 16 m) in einem SW–NE orientierten Bereich nahe dem Diapir erreicht werden. Südlich davon ist die Beckenfüllung meist weniger als 5 m mächtig und keilt flach aus. Während die Saale-Grundmoräne sowie die geoelektrisch dokumentierten unterlagernden Sande und Kiese (tertiäre Quarzschotter nach freundl. mündl. Mitt. von M. THOMAE) das Relief der Kohleoberfläche im We-

sentlichen nur nachzeichnen, hat die limnische Sedimentation eine weitgehende Nivellierung des Beckens bewirkt.

Die Isolinienführung der Unterkante der Beckensedimente in Abb. 2 wurde gegenüber der Darstellung bei THOMAE & RAPPSILBER (2010) leicht verändert. Einzelne geoelektrische Messungen nordöstlich der eingetragenen Profilinie waren durch die Ringleitung des Tagebaus gestört und ergaben kein eindeutiges Schichtmodell. Inzwischen sind aber in diesem Bereich zusätzlich die Profile A und D berücksichtigt worden.

Im SW wird der Beckenrand von der flachen Böschung des Tagebaurestloches Neumark-Nord gekappt, im NE endet die Verbreitung abrupt an einer alten Tagebaukante. Zudem hat ein Grabenaufschluss gezeigt, dass die Beckensedimente im N diskordant von Fließerde abgeschnitten werden (4.5). Die erhaltene Fläche von NN2 umfasst somit noch reichlich 1 ha (Abb. 2).

### 4.2 Liegendschichten am Beckenrand, Profil D [S. Wansa]

Das Liegende der limnischen Sedimente bildet eine ca. 5 m mächtige **Grundmoräne** (RAPPSILBER 2004b), die in einem Grabenaufschluss am Beckenrand unmittelbar an der hier mit ca. 25° einfallenden Flanke des Kohlediapirs dokumentiert werden konnte (Abb. 2 und 5). Die Grenzfläche zum Liegenden bildet eine dünne Kieslage in sandiger, z. T. schluffiger Matrix. Mehr als 90 % der Gerölle sind gerundete Quarze. Daneben kommen Quarzite, Porphyre und Feuersteine vor. Die Grundmoräne ist infolge des Diapirismus schräg gestellt und besteht aus einem heterogen aufgebauten Geschiebemergel mit nahezu gestreckter Kornsummenkurve (geschiebereiches Sand-Schluff-Gemisch mit knapp 20 % Ton). Der meist klüftige Diamikt ist im unteren Teil massig ausgebildet und dunkelgrau gefärbt. Linsen von Sand oder kiesigem Sand treten vornehmlich im oberen, graubraunen Bereich auf; sie lassen die gleiche Verstellung wie der gesamte Moränenkörper erkennen. Außerdem waren einzelne adäquat orientierte, z. T. mit Sand gefüllte Scherfugen zu beobachten. Die Kalkgehalte der Matrix betragen 6 % im unteren und 9 % im oberen Teil (vgl. Abb. 5: Pr. G1 und G2).

Das Alter der Grundmoräne ergibt sich sowohl aus der im Umfeld dokumentierten Überlagerung der holstein- bis frühsaalezeitlichen Körbisdorfer Schotter als auch aus der Geschiebezusammensetzung (Abb. 5). Die relativ geringen Quarzgehalte, die überwiegend eckigen bis kantengerundeten Porphyre sowie hohe Anteile von abgerollten und verwitterten Geschieben in der Feuerstein-Gruppe kennzeichnen die Moräne als saalezeitlich (vgl. RUSKE 1961, SCHULZ 1962, WANSA & RADZINSKI 2004). Die Geschiebegruppen Quarz, Porphyr und Sandstein/Quarzit spiegeln vorwiegend die Aufnahme von Lokalmaterial in den Gletscher wider. Die Porphyre lassen sich zum größten Teil dem Halleschen Vulkanitkomplex zuordnen, einzelne stammen aus dem Thüringer Wald und wurden aus Saale- bzw. Unstrut-Schottern aufgenommen. Die Kalkstein-Gruppe wird stark von nordischem, paläozoischem Kalkstein dominiert, wobei die Unterscheidung von einheimischem Muschelkalk nicht immer ganz eindeutig ist. Für die Einordnung der Grundmoräne innerhalb des Drenthe-Stadiums des Saale-Komplexes sind vor allem die Anteile an Nordischem Kristallin und Quarz ausschlaggebend. Danach handelt es sich hier um die Erste Saale-Grundmoräne (Zeit-Phase), die sich gegenüber der

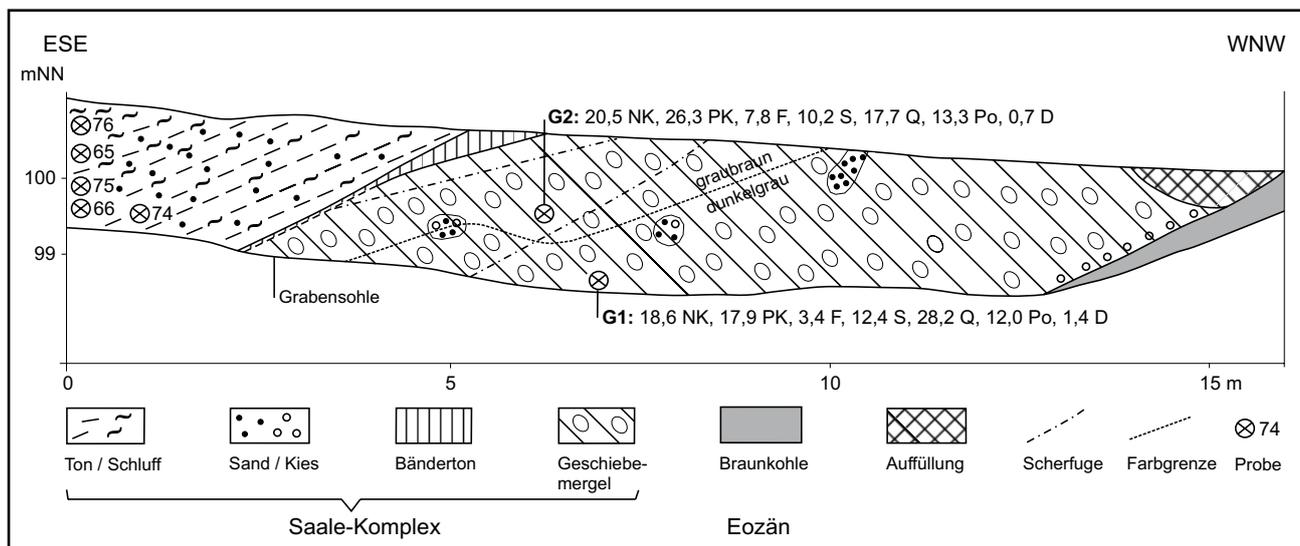


Abb. 5: Profil D, Aufnahme Juni 2004. Geschiebezusammensetzung in Korn-% (Fraktion 4–10 mm): NK – nordisches Kristallin, PK – paläozoischer Kalkstein, F – Feuerstein, S – Sandstein, Quarzit, Q – Quarz, Po – einheimischer Porphyry, D – Dolomit.

Fig. 5: Profile D, documentation June 2004. Gravel assemblages of the till (grain-size range 4–10 mm, grain-%): NK – nordic crystalline, PK – paleozoic limestone, F – flint stone, S – sandstone, quartzite, Q – quartz, Po – local porphyry, D – dolomite.

Zweiten Saale-Grundmoräne (Leipzig-Phase) durch meist höhere Quarz-Werte bei geringeren Kristallin-Anteilen auszeichnet (vgl. EISSMANN 1975). Auch die deutliche Porphyry-Komponente stützt die Zuordnung zum ersten Saale-Eisvorstoß (vgl. RUSKE 1961). Am Rande sei erwähnt, dass eine von der Basis des Beckens NN1 entnommene Geschiebemergelprobe annähernd die gleiche Geschiebezusammensetzung aufweist wie die Proben G1 und G2 (Abb. 5). Damit wird die bereits von THOMAE (1990) vorgenommene Stratifizierung der Grundmoräne im Liegenden des Beckens NN1 als Erste Saale-Grundmoräne untermauert. Nach der aktuellen lithostratigraphischen Definition gehört sie zur Zeitz-Glazial-Formation (WANSA 2008).

Im Aufschluss wird die Grundmoräne von max. 30 cm deformiertem Bänderton überlagert (Unterer Bruckdorfer-Bänderton nach JUNGE 1998), der dicht über der Grabensohle bis auf 1–2 cm bzw. 5 dünne Warven reduziert ist. Wahrscheinlich steht die Fältelung und partielle Erosion des Bändertons mit dem Zweiten Saale-Eisvorstoß in Verbindung, doch ist dies hier nicht belegbar, da unmittelbar im Hangenden die limnische Sedimentfolge des Beckens NN2 beginnt. Der Bänderton wird von dunkelbraungrauem stark schluffigem, sandigem Ton überlagert (Pr. 74), der zum Hangenden in graubraunen schluffig-sandigen Ton (Pr. 66 und 75) und hellbraunen schwach tonigen bis tonigen Schluff (Pr. 65 und 76) übergeht, welcher aufgrund des auffälligen Grobschluffmaximums von > 50 % schwemmlössartig erscheint (Abb. 5). Die Kalkgehalte der Seetone und -schluffe<sup>2</sup> betragen 6–11 %, die Humusgehalte erreichen nur knapp 1 %.

Wenige Meter östlich des Aufschlussgrabens befand sich in feinsandigem Grobschluff (im Hangenden der beschriebenen Beckensedimente) der archäologische Hauptfundhorizont NN2/2 (LAURAT et al. 2006), der hier Gegenstand malakologischer (5.3) und aminostratigraphischer (6.2) Untersuchungen war.

<sup>2</sup> Diese petrogenetischen Bezeichnungen gelten laut Geologischer Kartieranleitung (Ad-hoc-Arbeitsgruppe Geologie) für klastische nichtglaziale Seeablagerungen.

### 4.3. Beckenzentrum, Hauptprofil A

#### 4.3.1 Lithologie [S. Wansa]

Die Erste Saale-Grundmoräne ist in den unteren 1,6 m der **Rammkernsondierung** zwischen 90,4–88,8 m NN (Abb. 6) erreicht worden. Sie besteht hier aus einem olivgrauen Geschiebemergel mit einer 20 cm mächtigen bräunlich-grauen Toneinlagerung. Die Korngrößenzusammensetzung des Geschiebemergels entspricht weitgehend der im Aufschlussgraben am Kohlediapir (4.2), weist aber nur max. 10 % Ton auf (Pr. US 12 und US 13, Abb. 6). Mit deutlicher Grenze setzt über der Grundmoräne die limnische Schichtenfolge ein. Sie beginnt mit einem braungrauen Sediment, das zu fast gleichen Teilen aus Ton, Schluff und Sand besteht (Pr. US 11). Zum Hangenden steigt zunächst der Sandgehalt auf Kosten des Schluffanteils auf fast 40 % an (Pr. US 10), und danach ist ein deutlicher Wechsel zu einem braungrauen bis graubraunen Grobschluff- und Feinsand-dominierten Korngemisch mit sehr geringem Tongehalt festzustellen (Pr. US 9). Somit zeichnen sich zu Beginn der limnischen Sedimentation tendenziell ähnliche Entwicklungen der Korngrößenzusammensetzung im Zentrum und am Rand des Beckens ab (vgl. 4.2). Zum Hangenden verschiebt sich das Maximum in den Mittel- bis Grobschluff-Bereich (Pr. US 1, US 3, US 4, US 6–8). Die (Fein-)Sandanteile des Seeschluffs liegen meist unter 20 %, die Tongehalte variieren zwischen 5 und 28 % (Pr. US 1–4). Vereinzelt treten stark sandige Schlufflagen auf (Pr. US 2, US 5).

Das **Schurfprofil** des Tagesaufschlusses umfasst eine knapp 7 m mächtige Sedimentfolge zwischen 101,4 und 94,5 m NN (Abb. 4, 6 und 7). Der basale Teil wurde durch eine Ausschachtung auf der Sohle des Schurfprofils freigelegt. Damit wurde eine Überlappung mit dem oberen Teil des Profils aus der Rammkernsondierung um insgesamt 3,3 m ermöglicht (97,8–94,5 m NN).

Das Profil beginnt im Liegenden mit mehr oder minder deutlich laminiertem tonigem bis schwach tonigem Schluff





Abb. 7: Hauptprofil A im Becken NN2 (Foto: S. WANSA, 28.3.2007).

Fig. 7: Main profile A of basin NN2 (photo: S. WANSA, 28 March 2007).



Abb. 8: Schichtdeformationen bei ca. 95,8 bis 96,8 m NN nahe am Hauptprofil A (Foto: S. WANSA, 20.12.2006).

Fig. 8: Deformed bedding between about 95,8 and 96,8 m a.s.l. near main profile A (photo: S. WANSA, 20 December 2006).

(mit weniger als 5 % Sand), der im frischen Zustand grau-blau, sonst braungrau erscheint (Pr. 1 und 2). Vereinzelt wurden hier tonige Kalkkonkretionen beobachtet (Tab. 1: Pr. Neu 2a). Zum Hangenden tritt der blaue Farbton bis auf einzelne Lagen zurück und die Schichtung wird durch helle Feinsandlaminae deutlicher (Pr. 3). Darüber folgt ein recht heterogener Profilabschnitt, der durch die Proben 4–9 repräsentiert wird. Um die lithologische Bandbreite der an der Profilwand aufgeschlossenen Sedimente zu erfassen, sind die Proben 4–6 bis 1,5 m lateral versetzt entnommen worden. Probe 4 re-

präsentiert dunkelbraungrauen schwach tonigen Schluff mit olivgrauen Schlieren, Probe 5 weißgrauen schwach sandigen Grobschluff mit dunkleren, feinkörnigeren Lagen. Die dunklen, braungrauen bis graubraunen Seeschluffe mit Tongehalten um 10 % der Proben 6–9 sind durch hellere Grobschluff- und Feinsandlagen und -linsen geschichtet. Den Bereich von Probe 6 charakterisiert eine deutlich ausgeprägte Feinschichtung. Darüber wird die Schichtung zunächst etwas gröber, wobei die helleren Lagen zurücktreten (Pr. 7 und 8), und nachfolgend undeutlicher (Pr. 9). Der gesamte Profilabschnitt der Proben 5–9 (ca. 95,8–97,2 m NN) weist markante Schichtdeformationen auf (Abb. 8), die als synsedimentäre Fließgefüge interpretiert werden können. Im höheren Teil waren einzelne diapirartige Verwürgungen zu beobachten.

Im lateralen Abstand von wenigstens einigen Dezimetern sind bis in den Bereich der Proben 9 und 10 (vereinzelt auch noch höher) Abschiebungen mit Versatzbeträgen von meist nur wenigen Zentimetern festgestellt worden. Als Ursache für die Zerrungsstrukturen kommt vor allem eine differenzierte Setzung durch Kompaktion im unteren Teil der Beckenfüllung in Betracht. Vereinzelt treten kleine keilförmige Rissbildungen auf, die aber nicht die für Eiskeile typische keilwandparallele Füllung aufweisen. Auch andere, auf Permafrost hindeutende Schichtdeformationen – wie von LAURAT et al. (2007) beschrieben – wurden nicht nachgewiesen und sind nach den paläontologischen Befunden (4.3.3 und 4.3.4, Abb. 6) auch nicht zu erwarten. Der Profilabschnitt der Proben 5–9 entspricht dem archäologischen Fundhorizont 2/2 nach LAURAT & BRÜHL (2006) und LAURAT et al. (2006)<sup>3</sup>.

Mit Probe 10 beginnt ein weitgehend ungestörter und deutlich feinkörnigerer Profilabschnitt. Die überwiegend graubraunen Schluffe (Proben 10–15) weisen Tonanteile von 18 % bis 38 % auf, die bis Probe 14 stetig zunehmen. Die Sandgehalte liegen meist unter 5 %. Zum Hangenden erscheint der Seeschluff überwiegend massig, nur einzelne kleine Feinsandlinsen und -schlieren deuten auf eine schwache Schichtung hin. Eisenoxidausfällungen im Bereich von Probe 12 wurden von LAURAT et al. (2007) aufgrund des Polygonalgefüges als Nassbodenbildung interpretiert. Unmittelbar darüber treten horizontbeständig helle schluffige Feinsandlinsen mit einzelnen Kiesen auf, die zusammen mit dem auflagernden Schluff (Pr. 13) den archäologischen Fundhorizont NN2/1c bilden (Abb. 6, LAURAT & BRÜHL 2006, LAURAT et al. 2007). Im Niveau der Proben 11 und 12 wurden bis ca. 5 cm große Kalkkonkretionen registriert (Tab. 1: Pr. Neu 6a). Aufwärts ab dem Bereich von Probe 14 kommen vereinzelt Gipsausblühungen vor.

Bei ca. 99,5 m NN folgt im Hangenden graubrauner, teils olivgrauer toniger Schluff, der durch starke Gipsausblühungen mit Kristallbildung sowie durch Eisenoxidfällungen (z. T. auf Trennflächen und an fossilen Wurzelröhren) gekennzeichnet ist (Pr. 16). Im oberen Abschnitt (Pr. 17) ist er durchgehend oxidiert.

Darüber schließt ein bereits visuell durch starke Farbunterschiede auffällig gegliederter Abschnitt mit zwei dunklen, organisch geprägten Straten und einer hellen Kalkmudde-

<sup>3</sup> Die archäologischen Fundhorizonte 2/0 und 2/2 sowie der Fundkomplex 2/1 im Sinne von LAURAT & BRÜHL (2006) entsprechen den ebenso bezeichneten Profilabschnitten in MANIA et al. (2008) nur teilweise.

schicht an (Abb. 9, Pr. 18–20). Der untere, 15 cm mächtige dunkelbraungraue bis braunschwarze Bereich (Pr. 18) besteht zum größeren Teil aus Schluffmudde, die im basalen Teil noch einzelne Gipsausblühungen aufweist. Zum Hangenden sind zunehmend Pflanzenreste enthalten, die den Übergang zu ca. 5 cm Detritusmudde<sup>4</sup> einleiten. Stellenweise wurden hier Vivianit-Ausfällungen beobachtet. Nach einer geringmächtigen dunkelgrauen Schluffmuddeschicht folgen 4–5 cm Kalkmudde (Pr. 19), die aufgrund ihrer hell- bis weißgrauen Farbe im Gelände als Seekreide angesprochen wurde. Sie ist voller Molluskenschalen und enthält auch Pflanzenreste. Den nur 2 cm mächtigen oberen organischen Bereich (Pr. 20) bildet dunkelbraungraue Algenmudde.

Die auffällige „Schwarz-Weiß-Schwarz“-Sequenz zeigt eine leicht wellige Lagerung und fällt sehr flach nach S bis SE ein (Abb. 7 in Höhe Standplatz der oberen Person). Im ca. 10 m südlich vom Hauptprofil A gelegenen Profil B befindet sich die Abfolge jedoch bereits wieder in einem etwas höheren Niveau als im Hauptprofil A (Abb. 6). Die Mächtigkeiten und die lithologische Ausbildung der einzelnen Schichtglieder differieren zwischen beiden Profilen nur geringfügig.

Über den farblich so markanten Schichten lagert braungrauer stark toniger Schluff (Pr. 21 und 22), der aufgrund einer Vielzahl von Molluskenresten im Gelände als Kalkmudde angesprochen wurde. Er geht in oxidierten, ockerbraunen tonig-sandigen Schluff über (Pr. 23 und 24a), der ebenfalls noch zahlreiche Schalenreste aufweist. Zum Hangenden treten zunehmend sandigere Abschnitte auf, insbesondere verbraunte, olivgraue bis braunolive, stark schluffige Sande mit gröberen Sandschlirren (Pr. 24b und 25). Es handelt sich hier um den Verzahnungsbereich von limnischen Bildungen mit schwemmlössartiger Fließerde, der den oberen Abschluss der Beckenfüllung (und des Hauptprofils A) bildet.

Nach den **Analysenergebnissen** beträgt der **Kalkgehalt** der Grundmoräne 5–6 %. Eine Kalkreduzierung im Hangendbereich des Geschiebemergels ist demnach, wie auch in Profil D, nicht festzustellen. Die meisten anderen Proben aus der Rammkernsondierung enthalten 5–9 % Kalk, nur in den Pr. US 1 und US 6 werden mit 12,9 % bzw. 11,7 % höhere Werte (Abb. 6) erreicht. Im unteren und mittleren Teil des Schurfprofils (Pr. 1–15) liegen die Werte recht stabil bei 10–12 %. Mit den einsetzenden Gipsausfällungen und der Oxidation geht eine starke Kalkreduzierung bis hin zur völligen Entkalkung einher (Pr. 16 und 17), auch die Probe 18 aus der Schluffmudde/Detritusmudde ist kalkfrei. Darüber nehmen die Kalkgehalte deutlich zu, doch nicht in dem Maße, wie die Feldansprache annehmen ließ. Probe 19 umfasst neben Kalkmudde vermutlich auch Material aus der dünnen Schluffmuddeschicht, die direkt darunter lagert, woraus der relativ geringe Kalkgehalt (5,3 %) resultieren dürfte. Die Analyse der 2003 in Profil B1 aus der Kalkmudde entnommenen Probe B1/17 ergab 44 % CaCO<sub>3</sub>. Die Algenmudde (Pr. 20) führt 10 % Kalk, und in der hangenden, stark Molluskenschalen führenden Kalkmudde (Pr. 21 und 22) wurden 16–18 % ermittelt, was sich mit der Analyse aus dem gleichen Horizont in Profil B1 deckt. Im obersten Profilbereich (Pr. 23–25) sind in Abhängigkeit vom Sandgehalt 8–12 %

<sup>4</sup> Die Feldansprache als „Algenmudde“ hat sich bei der Pollenanalyse nicht bestätigt, da die massenhafte Ausbreitung der Algen erst am oberen Ende dieser Schicht einsetzte.

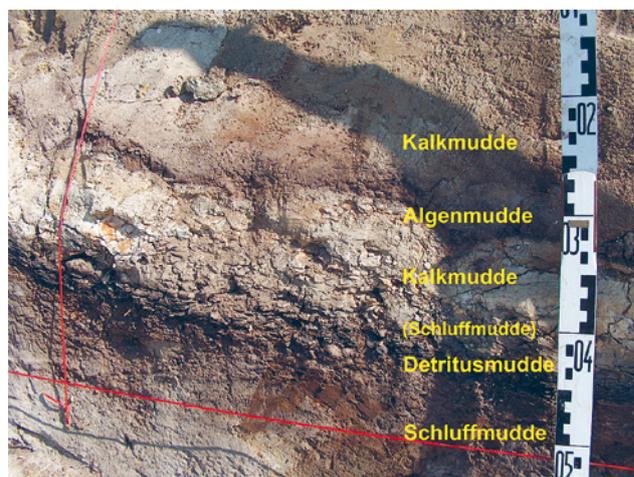


Abb. 9: Helle Kalkmudde zwischen Detritusmudde und Algenmudde im Hauptprofil A (Foto: N. HERMSDORF, 28.3.2007).

Fig. 9: Light calcareous mud between organic muds in main profile A (photo: N. HERMSDORF, 28 march 2007).

Kalk enthalten. Schließlich seien die beiden aus verschiedenen Niveaus stammenden schaligen tonigen Kalkkonkretionen erwähnt: Probe 2a (aus dem tiefsten Teil des Aufschlusses) besteht zu 21 % aus Calcit, Probe 6a aus dem Niveau von 98 m NN zu 60 %.

Die **Anteile an organischer Substanz** sind im Allgemeinen gering (Abb. 6). An Material aus der Rammkernsondierung wurde in der Regel weniger als 2 % festgestellt. Etwas höhere und bereits bei der Kernansprache erkannte Gehalte führen die Proben US 7, US 10 und US 11 (3,7–4,5 %). Sie sind, auch in Anbetracht der dahingehenden palynologischen Ergebnisse (4.3.3.1), wahrscheinlich auf die Umlagerung kohligem Material zurückzuführen. Im Schurfprofil liegen die Humusgehalte meist unter 1 %. Werte von 1–2 % sind in den Proben 4, 6, 17, 21 und 22 ermittelt worden. Lediglich die Schluffmudde/Detritusmudde-Strate sowie die Algenmudde erreichen Humusgehalte von 11–13 % (Pr. 18, Pr. B1/16) und 6–9 % (Pr. 20, Pr. B1/18), was für organische Mudden zu gering ist (vgl. AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN 2005, HINZE et al. 1989, MERKT et al. 1971). Auch die als Kalkmudde bezeichneten Sedimente enthalten zu wenig bzw. kaum nachweisbare organische Substanz und müssten daher korrekt als „kalkiger Schluff“ bezeichnet werden. Wir geben hier jedoch der Feldansprache den Vorrang, zumal nicht ausgeschlossen werden kann, dass bei der Beprobung der z. T. sehr dünnen Lagen auch Fremdmaterial erfasst wurde.

#### 4.3.2 Mineralogie und Geochemie [J. Luckert]

Die Ergebnisse der quantitativen Röntgenphasenanalyse zeigen, dass in allen (Gesamt-)Proben Quarz, Feldspäte, Karbonate und Tonminerale die Hauptkomponenten bilden (Tab. 1). Bei den Tonmineralen dominieren Illit und unregelmäßige Illit-Smektit-mixed-layer-Minerale mit Smektit-schichtanteilen von 40–55 %, außerdem kommen stets Kaolinit und in geringerer Menge auch Chlorit vor. Weiterhin konnten gelegentlich und meist nur in Spuren Pyrit und Amphibol festgestellt werden, auch Anteile von amorphen Phasen wurden indirekt nachgewiesen.

Die Gehalte an **Quarz** variieren aufgrund der überwiegend schluffigen Beschaffenheit der Proben im Allgemeinen zwischen 40 und 55 Masse-%, nur in den untersten tonreicheren Basisproben (U 21, U 19 und U 17) liegen die Quarzgehalte unter 30 Masse-%. Betrachtet man die ersten drei Meter des Profils mit den Proben U 21–U 10, wo relativ große Sandgehalte auftreten (4.3.1: Proben US 11–US 9), so ist eine kontinuierliche Quarzzunahme von 27 bis hin zu 55 Masse-% erkennbar. Auch in den Texturpräparaten der Tonfraktion < 2 µm war Quarz in geringer Menge stets nachweisbar.

An Feldspäten konnten sowohl **Kalifeldspat** als auch albitreicher **Plagioklas** festgestellt werden; sie treten immer zusammen in annähernd gleich großen Anteilen auf. In den tonreicheren Proben U 21–U 13 sind parallel zum Quarzgehalt auch die Gehalte an Feldspäten signifikant niedriger (Tab. 1). In den Texturaufnahmen der Tonfraktion < 2 µm waren beide Feldspäte ebenfalls in Spuren vorhanden.

An Karbonaten kommen sowohl **Calcit** als auch **Dolomit** vor, wobei die Gehalte an Calcit deutlich höher sind. Röntgenographisch sind beide anhand ihrer unterschiedlichen Beugungsspektren eindeutig voneinander zu unterscheiden. Während die Gehalte an Dolomit bei 1–3 Masse-% liegen, variieren die Gehalte an Calcit im Allgemeinen zwischen 5 und 10 Masse-%. Abgesehen von den beiden Karbonatkonkretionen Neu 2a bzw. 6a und den nicht beprobten Seekreidelagen sind erhöhte Calcitgehalte oft auf eine Anreicherung von Muschelschill (z. B. Pr. Neu 12, U 1 und U 2) zurückzuführen.

**Amphibol** und **Pyrit** kommen nur vereinzelt und in Spuren vor. Pyrit kann als Beleg für zeitweise synsedimentäre reduzierende Milieuverhältnisse angesehen werden, vorausgesetzt, es handelt sich nicht um Umlagerung. Für reduzierte Bedingungen sprechen auch die weitestgehend fehlenden Kleinmuscheln und die geringen Arten- und Individuendichten bei Süßwasserschnecken (4.3.4).

In einigen Proben konnten auch **amorphe Phasen** indirekt als defizitärer Rest zu 100 % kristalliner Phase abgeleitet werden. Nach makroskopischer Bewertung der Sandfraktion ist der Anteil an organischer Substanz ( $C_{org}$ ) dabei nur gering und liegt nach CNS-Analysen an anderen vergleichbaren (Gesamt-)Proben bei  $\leq 1$  %. Der überwiegende Teil ist anorganischer Natur und enthält vor allem Ca- und Fe-Anteile, untergeordnet auch Al, Mg und Si. Um welche amorphen Verbindungen es sich in diesen Proben handelt, lässt sich daraus allerdings nicht ableiten.

Zu den **Tonmineralen**, die in allen Proben vorkommen, gehören Illit, Illit-Smektit-Wechselagerungsminerale, Kaolinit und Chlorit. Als häufigstes Tonmineral tritt ein Illit-Smektit-mixed-layer-Mineral (nachfolgend ml-Mineral genannt) mit Smektitanteilen von 40–55 % auf. Aufgrund der charakteristischen Veränderungen von Peaklage, -form und -intensität handelt es sich ausschließlich um unregelmäßig geordnete ml-Mineralen vom Typ R0 nach MOORE & REYNOLDS (1997). Andere Illit-Smektit-ml-Mineralen (regelmäßige oder partiell geordnete vom Typ R1 und R3) oder sogar Smektite konnten in keiner Probe nachgewiesen werden. Die Herkunft dieser ml-Mineralen ist in Norddeutschland an die weite Verbreitung mächtiger mariner Tertiärtone gebunden, in denen sie die tonmineralogische Hauptkomponente bilden. Bei jedem Inlandeisvorstoß wurden Teile dieser Tertiärtone aufgearbeitet und sind be-

sonders in den Geschiebemergeln und Bändertonen sowie deren Abtragungsprodukten anzutreffen.

In den untersuchten Proben ist Illit nach den ml-Mineralen das zweithäufigste Tonmineral. Da bis auf die beiden Konkretionen (Pr. Neu 2a und 6a) von jeder Probe die Tonfraktion < 2 µm für die Herstellung von Texturpräparaten gewonnen wurde, konnte eine separate Aushaltung von Illit und ml-Mineralen vorgenommen werden. In vielen Proben sind auch Spuren von Muskovit vorhanden, der makroskopisch in der abgetrennten Sandfraktion als Hellglimmerschüppchen zu beobachten war.

In allen Proben kommen geringe Mengen an Kaolinit und eines Chlorit-Mineralen (im Folgenden kurz Chlorit genannt) vor, nur in den zwei Konkretionen (Pr. Neu 2a und 6a) liegen die Gehalte unterhalb der röntgenographischen Nachweisgrenze. Die Absolutgehalte von Kaolinit/Chlorit sind mit 2–7 Masse-% relativ niedrig, wobei die Werte von Kaolinit stets höher sind als die von Chlorit (Tab. 1). Die höchsten Kaolinitgehalte wurden im basalen Bereich des Profils festgestellt, zum Hangenden hin ist tendenziell eine Abnahme erkennbar. Bei dem hier vorkommenden trioktaedrischen Chloritmineral dürfte es sich nur um primären Chlorit als Abtragungsprodukt einer vorwiegend physikalischen Verwitterung handeln. Hinweise auf Anteile von sekundärem, durch Pedogenese neu gebildetem Bodenchlorit sind nicht vorhanden. Auch weitere typische, durch Pedogenese neu gebildete Tonminerale, wie z. B. Chlorit-Vermiculit-mixed-layer-Mineral oder Vermiculit, konnten in keiner Probe festgestellt werden. Allerdings sind die Proben-Intervalle zu groß, um entsprechende Bodenbildungen im Profil sicher ausschließen zu können.

Die mineralogische und geochemische Zusammensetzung der Proben ist, abgesehen von einer Zerteilung im unteren Profilschnitt, relativ gleichförmig. So weisen die untersten 1,5–2 m des Profils (Pr. U 21–U 15) mit 44–56 % einen deutlich höheren Gehalt an Tonmineralen auf als die darüber liegenden Schichten mit nur 20–34 %. Die hohen Gehalte an Tonmineralen, insbesondere von Illit/Muskovit und den ml-Mineralen, korrelieren mit erhöhten Werten von Aluminium, Rubidium und Vanadium, da sie Bestandteile der kristallinen Zusammensetzung dieser Dreischichtsilikate sind. Weiterhin ist gegenüber den darüber liegenden Sedimenten zu beobachten, dass sowohl die Gehalte an Kaolinit als auch die Smektitanteile der ml-Mineralen in dieser basalen Abfolge etwas höher sind.

Korrespondierend mit den hohen Anteilen der Tonfraktion und trotz der ebenfalls hohen Sandkomponenten sind die Quarzgehalte in den untersten Schichten der Beckenfüllung besonders gering. Geochemisch zeigt sich das in niedrigeren  $SiO_2$ - und Zirkonwerten. Parallel zu den niedrigen Quarzgehalten sind in diesen Proben auch die Gehalte an Feldspäten signifikant niedriger als in den nachfolgenden Profilschnitten.

#### 4.3.3 Palynologie [J. Strahl]

Die palynologischen Untersuchungen dienten in erster Linie der relativen zeitlichen Einstufung der Sedimentfüllung des Beckens NN2. Des Weiteren wurde versucht, eine abschließende Klärung der seit ca. 20 Jahren umstrittenen stratigraphischen Position der benachbart liegenden

Tab. 1: Ergebnisse der quantitativen Röntgenphasenanalyse von Proben aus dem Becken NN2, Hauptprofil A (Angaben in Masse-%). ml\* - Illit-Smektit-mixed-layer-Mineraie mit Smektit-schichtanteilen von 40–55 %.

Tab. 1: Results of quantitative X-ray phase analysis of samples from basin NN2, main profile A (figures in mass %). ml\* - illite-smectite-mixed-layer-minerals with 40–50 % smectite layers.

Probe	Quarz	Kalifeldspat	Plagioklas	Calcit	Dolomit	Pyrit	Amphibol	Kaolinit	Chlorit	Illit	ml*	Amorphe Phase
Neu 13	54	5	6	8,5	1	-	-	1	0,5	10,5	13,5	-
Neu 12	35	5	4	16	1	1,5	-	2,5	0,5	14	17	3,5
Neu 11	56	7	5	0,5	0,5	-	-	1,5	0,5	17	12	-
Neu 10	46	5	6	5	3	1	-	2	0,5	11,5	15	5
Neu 9	42	5	5	8,5	1,5	-	-	2	1	14	16	5
Neu 8	50	6	5	8	2	-	-	2	1	13	13	-
Neu 7	47	5	6	9	3	-	-	2	1	11,5	15,5	-
Neu 6a	10	2	-	60	0,5	-	-	-	-	9	-	18,5
Neu 6	45	6	6	10	3	-	-	2	1	13	14	-
Neu 5	48	7	6	5	3	-	-	2	1	13,5	11,5	3
Neu 4	50	9	7	8	2,5	-	1	1,5	1	11	9	-
U 1	47	5,5	5	11	2	0,5	-	2	1	9	13	4
Neu 3	51	6	5	7,5	2	2	-	1,5	0,5	9	11	4,5
U 2	43	5	6	11	2	1	1	2,5	1,5	11	14	2
Neu 2a	36	4	3,5	21	1,5	-	-	-	-	12	-	22
Neu 2	56	5	6	7,5	2	-	-	1,5	0,5	7	13	1,5
U 4	53	5	6	7,5	2,5	1	-	2	1	9	13	-
Neu 1	54	4,5	6	8	2,5	1	1	2	1	6	14	-
U 6	44	7	5	4	2,5	0,5	1	3	1	12	16	4
U 8	57	6	8	6	3	-	-	1,5	0,5	7	11	-
U 10	55	7	6	7	2,5	1	-	1,5	1	10	9	-
U 13	45	4	4	6	2	1	-	2,5	1,5	13	15	6
U 15	39	5	3,5	7	1,5	-	-	4	2	19	19	-
U 17	29	2,5	4	8,5	1	-	-	5	2	22	26	-
U 19	28	2	3	8,5	1,5	-	1	5	2	23	26	-
U 21	27	2,5	3	9	1,5	-	-	5	2	31	14	5

Becken NN1 und NN2 herbeizuführen. Hier steht nach wie vor die intrasaalezeitliche Einstufung von NN1 durch zuletzt MANIA et al. (2010), ausschließlich diskutiert anhand der palynologischen Untersuchungen von SEIFERT (1990) bzw. SEIFERT-EULEN (2010), einer eemzeitlichen von NN1 (LITT 1994a, b, KREMENETSKI in BOETTGER et al. 2005, 2007) und NN2 (KREMENETSKI in MANIA et al. 2008, 2010, KREMENETSKI 2010) gegenüber. Darüber hinaus existiert ein wesentlicher Widerspruch in der unterschiedlichen altersmäßigen Deutung des archäologischen Hauptfundhorizontes NN2/2 an sich und des daraus resultierenden stratigraphischen Gesamtstatus des Beckens NN2. So ist die Positionierung des Fundhorizontes NN2/2 unter die von KREMENETSKI pollenanalytisch untersuchte Sequenz (LAURAT et al. 2006: 88, MANIA et al. 2008: 20, MANIA et al. 2010) problematisch, da dies hinsichtlich des bis dahin palynologisch nicht stratifizierten Fundhorizontes zur Ausweisung einer weiteren, ebenfalls intrasaalezeitlichen Warmzeit führte. Zum anderen wird der stark mit Umlagerungen behaftete Teil des darüber folgenden Pollenprofils (Lokale Pollenzonen LPZ 1–2) einer als warthezeitlich aufgefassten Kaltphase zugeordnet, über welcher erst dann die Ablagerungen der jüngeren Eem-Warmzeit (LPZ 3–8) folgen sollen. Zu bemerken ist an dieser Stelle, dass das Pollenprofil von KREMENETSKI aus einem Beckenbereich stammt, in dem der Fundhorizont NN2/2 nicht aufgeschlossen war (T. LAURAT, freundl. mündl. Mitt.). Daraus ergäbe sich für NN2 unter Betrachtung des durch MANIA ausgewiesenen

konstruierten Gesamtprofils eine Abfolge von mehreren Kalt- und Warmphasen, die den Zeitraum vom Drenthe-Stadium des Saale-Komplexes bis in das Holozän umfassen würde (zuletzt MANIA et al. 2010: Abb. 42). Die aktuellen Befunde (Abb. 10) belegen jedoch, dass die archäologischen Fundhorizonte NN2/2 und NN2/1c innerhalb der Eem-Warmzeit liegen.

Die Darstellung der aus 122 untersuchten Proben des Hauptprofils A ermittelten Pollenspektren erfolgte in einem prozentualen Pollendiagramm (Abb. 10 und 11). Proben, die sich als pollenleer bzw. extrem pollenarm erwiesen, blieben dabei unberücksichtigt. Die zur Gruppe der Gehölze (BP) gehörigen Taxa wurden nach ihrer Einwanderungsfolge in das Untersuchungsgebiet farblich abgesetzt angeordnet, lediglich Kiefer (*Pinus*) und Birke (*Betula*) sind separat in Verbindung mit der Gesamtsumme der BP und der Gesamtsumme der Kräuter (NBP) abgebildet. Diese Art der Darstellung wurde zum Zwecke des besseren Vergleichs, hier allerdings im Wesentlichen auf die Abbildung der BP-Kurven beschränkt, auch auf die Pollendiagramme von SEIFERT (1990), LITT (1994a, b) und KREMENETSKI (in BOETTGER et al. 2005, 2007) für das Becken NN1 angewandt (vgl. Abb. 11b–d). Auf eine dementsprechend veränderte Abbildung des Diagramms von KREMENETSKI (2010: Abb. 1) für NN2 musste aus folgenden Gründen verzichtet werden: Zum einen beinhaltet die Tab. 2 (S. 278 ff.) lediglich die je Probe ermittelten Pollenkonzentrationen, deren Ableitung im Text nicht formuliert ist, nicht aber die tatsächlichen

Zähl- bzw. Prozentwerte. Eine zweifelsfreie Neuberechnung war dadurch nicht möglich. Zum anderen schloss sich auch eine einfache Umzeichnung des Diagramms wegen der offensichtlichen Einbeziehung eindeutig tertiärer Taxa (konkret *Myrica* und *Castanea*) in die statistische Berechnungssumme aus.

Das Pollendiagramm für das Hauptprofil A (Abb. 10) beschränkt sich neben den BP auf ausgewählte, besonders häufige Taxa. Seltenerer Formen finden z. T. im Text verbale Erwähnung. Die bei der Darstellung der ermittelten und nachfolgend diskutierten saalespätglazialen bis frühweichselzeitlichen Vegetationsentwicklung angeführten Prozentwerte reflektieren ausschließlich Pollenfrequenzen und sind nicht mit der etwaigen Häufigkeit eines Taxons am Untersuchungspunkt bzw. dessen Umgebung gleichzusetzen. Alle Kurven im Pollendiagramm sind zehnfach überhöht abgebildet, um auch Werte unter 1 % darstellen zu können. Palynomorphen, die nach Erreichen der erforderlichen Grundsumme im Präparat vorgefunden wurden, sind mit einem + im Diagramm aufgeführt. Um die Ergebnisse zu den im Bereich der Profilschiene 6 aus den Detritus- und Kalkmudden im Abstand von 1 cm entnommenen Proben (Abb. 4) zeichnerisch darstellen zu können, wurden die Probenabstände im Pollendiagramm (Abb. 10 und 11a) für diesen Abschnitt verdoppelt. Die PZ 7 erscheint dementsprechend gegenüber der Profildarstellung in Abb. 6 gestreckt!

Die pollenanalytische Gliederung aller nachfolgend abgebildeten Pollendiagramme (Abb. 10 und 11a–d) wurde aus Vergleichsgründen vereinheitlicht. So fanden für das Saale-

Spätglazial die von STRAHL & HERMSDORF (2008) und für die Eem-Warmzeit die von ERD (1973) publizierten und durch die Staatlichen Geologischen Dienste der Länder Sachsen-Anhalt und Brandenburg genutzten Gliederungen Anwendung (siehe auch Tab. 2). Die in den entsprechenden Publikationen durch die oben angeführten Autoren ursprünglich verwendeten unterschiedlichen Gliederungen der warmzeitlichen Ablagerungen sind in Tab. 2 zum besseren Verständnis gegenübergestellt.

#### 4.3.3.1 Saale-Pleniglazial

##### PZ A, Waldlose Zeit

Für den waldfreien Abschnitt des Saale-Pleniglazials nach dem Eisrückgang lassen sich zwei Unterabschnitte mit den PZ A1 und A2 (Abb. 10) aushalten. Die ausschließlich aus der Rammkernsondierung stammenden Proben des Diagrammabschnitts A1 erwiesen sich als sehr pollenarm bis nahezu pollenleer. Insgesamt zeigt sich eine sehr monotone Zusammensetzung der Pollenflora. In der Gruppe der Gehölze dominiert die Kiefer mit überwiegend Pollenfrequenzen um 80 %. Seltener erscheinen Birke und Sanddorn (*Hippophaë*). Neben Fichte (*Picea*) und Tanne (*Abies*) wurden außerdem wärmebeanspruchende Gehölze nachgewiesen, die ebenso wie die Kiefer mit Sicherheit nicht autochthon sind. Dazu gehören vor allem Hainbuche (*Carpinus*), Erle (*Alnus*) sowie seltener Hasel (*Corylus*), Eiche (*Quercus*), Ulme (*Ulmus*) und Linde (*Tilia*). Sie können sowohl aus dem Tertiär, angesichts des Nachweises des Großen Algenfarns (*Azolla filiculoides*)

Tab. 2: Gliederung des Eem-Interglazials in Berlin-Brandenburg (B-B) bzw. Ostdeutschland (ERD 1973) in Gegenüberstellung zu den in Nordwest- (MENKE & TYNNI 1984) und Mitteldeutschland (LITT 1994a) Anwendung findenden Gliederungen unter Einbeziehung der allgemeinen Warmzeitgliederung nach LANG (1994) und der anhand von Jahresschichten ermittelten Dauer der einzelnen Pollenzonen (PZ) nach MÜLLER (1974).

Tab. 2: Sub-divisions of the Eemian interglacial in Berlin-Brandenburg (B-B) respectively East Germany compared with the sub-divisions applied to North-West (MENKE & TYNNI 1984) and Central Germany (LITT 1994a), taking account of the general warm period divisions according to LANG (1994) and the duration of individual pollen zones (PZ) identified on the basis of annual layers by MÜLLER (1974).

Warmzeitphasen nach LANG [1994]	Waldzeiten	Pollenanalytische Gliederung des Eem-Interglazials nach			Absolute Dauer nach MÜLLER [1974]
		MENKE & TYNNI [1984]	ERD [1973]	LITT [1994a]	
		NW-Deutschland	B-B/Ostdeutschland	Elbe-Saale-Gebiet	
Phase D [telokratische Ph.] Kiefern- bzw. Kiefern-Fichten-Zone	Kiefern-Zeit	VII	9	7	~ 2000 a
	Kiefern-Fichten-Tannen-Zeit	VI	8	6b 6a	~ 2000 a
Phase C [mesokratische Phase, 2. Teil] Hainbuchen-Zone	Hainbuchen-Fichten-Zeit	Vb	7	5	~ 4000 a
	Hainbuchen-Zeit	Va	6		
Phase B [mesokratische Phase, 1. Teil] Eichen-Zone	Hasel-Eiben-Linden-Zeit	IVb	5	4b	~ 1200 a
	Eichenmischwald-Hasel-Zeit	IVa	4	4a	~ 1200 a
Phase A [protokratische Ph.] Birken-Kiefern-Zone	Kiefern-Eichenmischwald-Zeit	III	3	3	~ 450 a

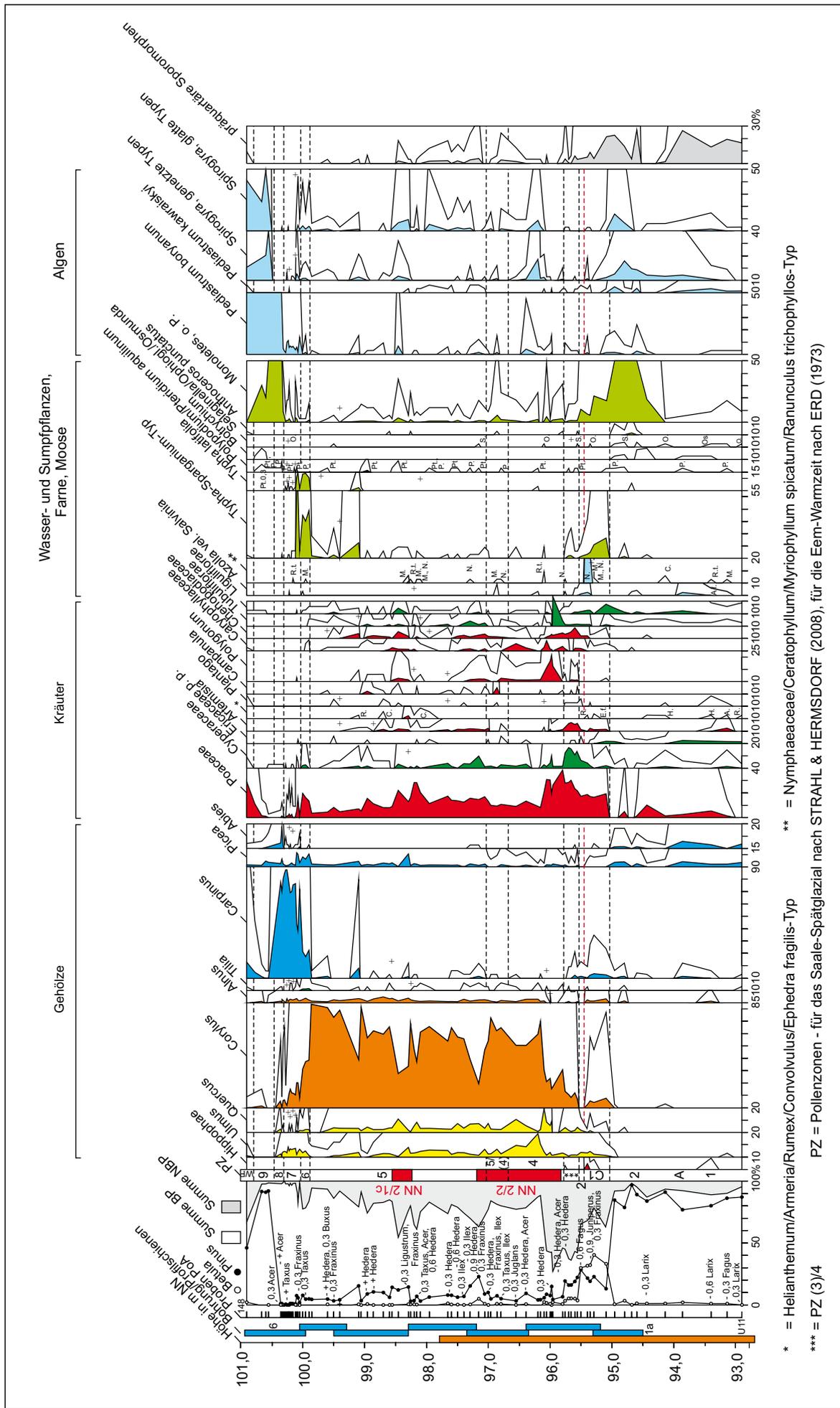


Abb. 10. Pollendiagramm des Hauptprofils A, Becken NN2, (ausgewählte Taxa).

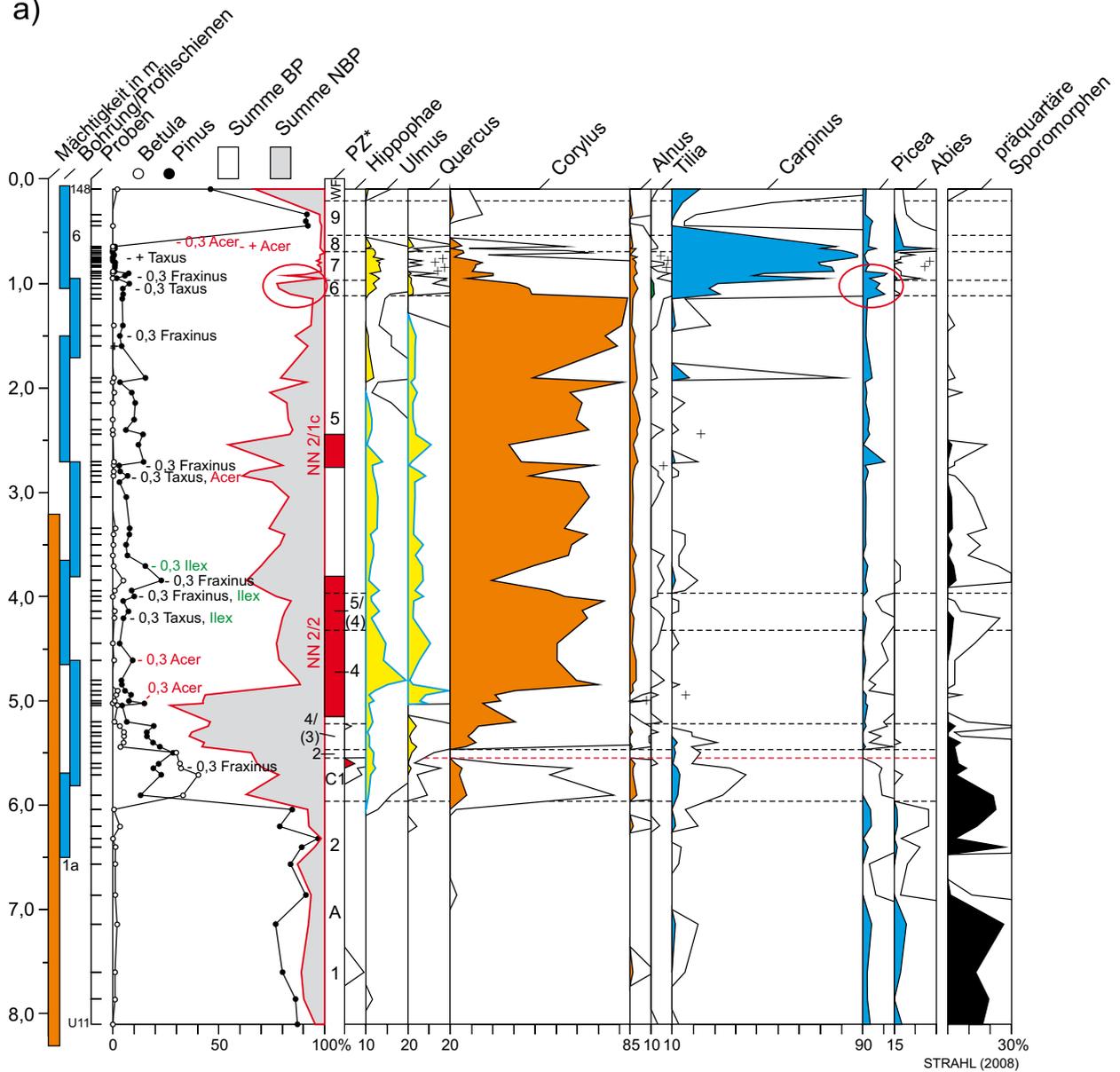
Gesamtsumme = BP+NBP = ± 335 %, exkl. Sumpf- und Wasserpflanzen, Farne, Moossporen, Algen, Planktoner u. a. Mikroreste, Werte < 1 % zehnfach überhöht, + = außerhalb der Grundsumme, BP = Baumpollen, NBP = Nichtbaumpollen.

Fig. 10: Pollen diagram of main profile A, basin NN 2 (selected taxa)

Total AP + NAP = ± 335 %, excluding swamp- and waterplants, fern and moss spores, algae, plankton and other micro-residue, values < 1 % with tenfold exaggeration, + = beyond total, BP = arboreal pollen, NBP = non arboreal pollen.

# Interglazialbecken NN2

a)



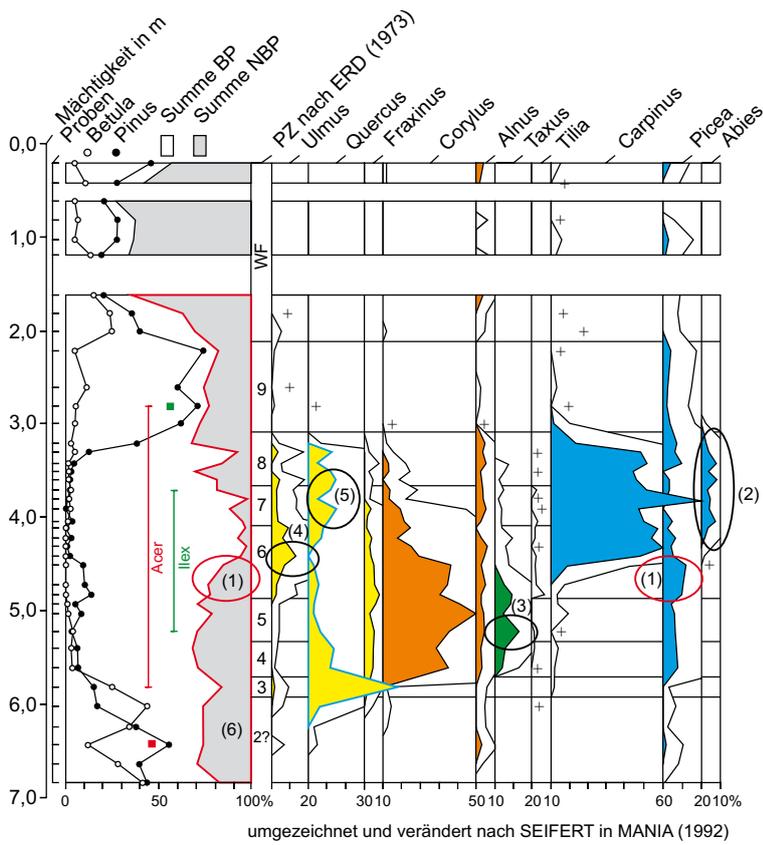
\*PZ = Pollenzonen für das Saale-Pleni- und Saale-Spätglazial nach STRAHL & HERMSDORF (2008), für die Eem-Warmzeit nach ERD (1973)

Abb. 11: Gegenüberstellung der aus den Becken NN1 und NN2 pollenanalytisch untersuchten Profile (Darstellung der Gehölzpollenanteile).

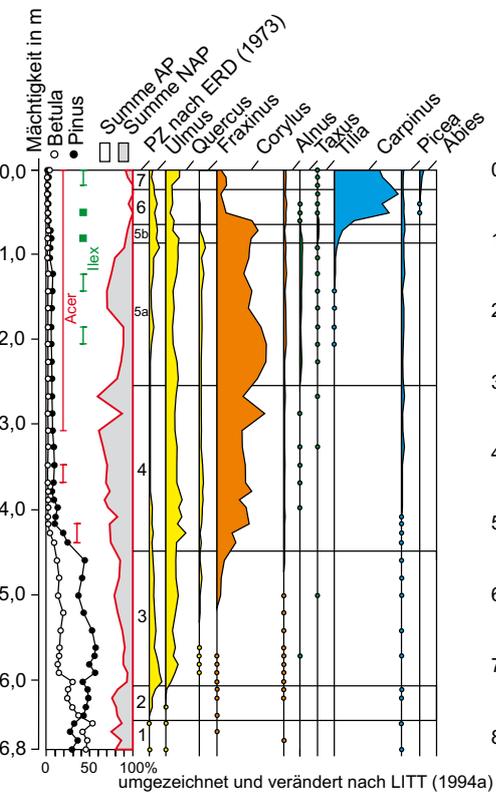
Fig. 11: Comparison of profiles analysed for pollen and spores from basins NN1 and NN2 (representation of proportions of tree pollen).

# Interglazialbecken NN1

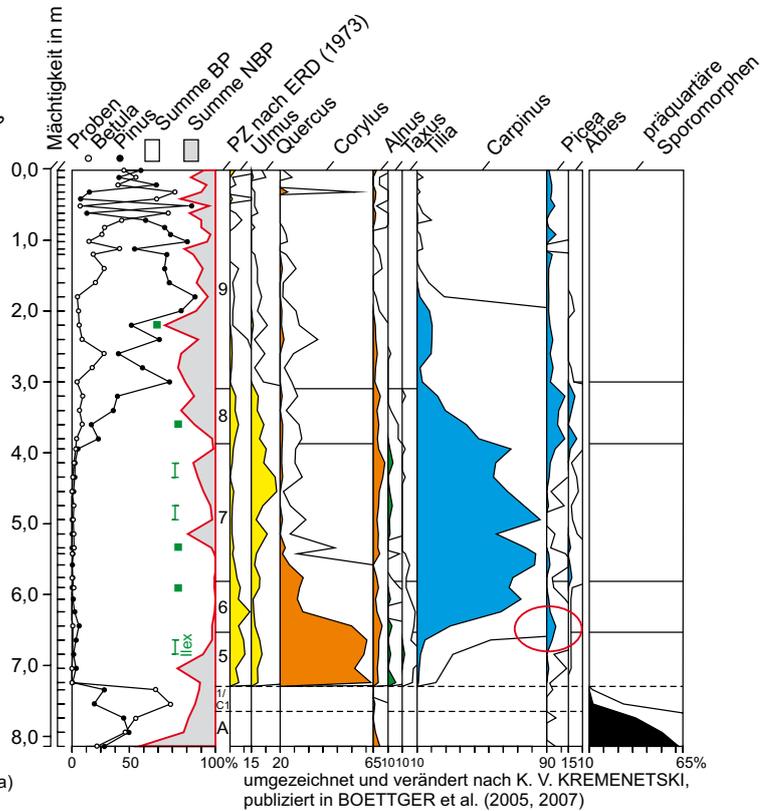
b)



c)



d)



aber auch aus einer älteren Warmzeit, beispielsweise aus Altwasserbildungen innerhalb der holstein- bis frühsaalezeitlichen Körbisdorfer Schotter stammen (vgl. 2 und 4.1).

Hervorsticht ein z. T. erheblicher Anteil präquartärer Palynomorphen. Neben Dinozysten sind dies in erster Linie Schirmtanne (*Sciadopytis*), diverse Tricolporates und trilete Sporen, seltener Amberbaum (*Liquidambar*), Gagelstrauch (*Myrica*-Typ), Hickory (*Carya*), die Gruppe der Sumpfpypressen- und Zypressengewächse (Taxodiaceae/Cupressaceae), Hemlocktanne (*Tsuga*), Tupelobaum (*Nyssa*), die zu den Heidekrautartigen (Ericales) zählende Gattung *Symplocos*, Vertreter der *Normapolles*-Gruppe u. a. Ein sowohl per Analyse des Humusgehaltes ermittelter als auch makroskopisch über kohlige Partikel festgestellter erster und sich in der PZ A2 nochmals wiederholender Anstieg des organogenen Gehaltes im Sediment (Abb. 6 und 10) geht hier im Wesentlichen auf resedimentierte, präquartäre organogene Ablagerungen zurück.

Eine prozentual gesehen nennenswert entwickelte Offenlandflora existierte zunächst nicht. So finden sich abgesehen von häufigeren Süß- und Sauergräsern nur vereinzelte Nachweise an Beifuß (*Artemisia*), Wegerich (*Plantago*), Grasnelke (*Armeria*), Steinbrech (*Saxifraga*), Ampfer (*Rumex*), Weidenröschen (*Epilobium*), Sonnenröschen (*Helianthemum*), Wiesenraute (*Thalictrum*) und verschiedenen Korbblütengewächsen (Liguliflorae, Tubuliflorae). Nicht autochthonen Ursprungs sind vermutlich ebenfalls häufiger erscheinende Heidekrautgewächse (Ericaceae p. p.), da ihre Kurve konform zu den umgelagerten Palynomorphen und hier insbesondere zu Fichte, Tanne und Hainbuche im weiteren Diagrammverlauf aussetzt. Auf eine mögliche Umlagerung holsteinzeitlicher Sedimente wurde bereits oben verwiesen – insbesondere in der Schattholzphase und am Ende der Warmzeit traten aufgrund der niederschlagsbedingten Bodenversauerung vermehrt Heidekrautgewächse in Erscheinung.

Dies trifft auch auf die dem unmittelbaren Standort zugerechnete Flora zu: Außer vermutlich aus älterwarmzeitlichen Ablagerungen stammenden Einzelnachweisen von Königsfarn (*Osmunda*), Großem Algenfarn bzw. bei Fehlen der artspezifischen Glochidien möglicherweise auch Gemeinem Schwimmpfarn (*Salvinia natans*) und Farnen, wurden gelegentlich Ährentausendblatt (*Myriophyllum spicatum*), verschiedene Hahnenfußgewächse (Ranunculaceae) und Mondraute (*Botrychium*) beobachtet. Bei den Algen treten vor allem verschiedene Faden-Jochalgen, wie Schrauben- (*Spirogyra*) und Sternalgen (Zygnemataceae) sowie zu den Grünalgen zählende Zahnradchenalgen (*Pediastrum*), insbesondere das kühleiszeitliche *Pediastrum kawraiskyi* in den Vordergrund. Daneben bestehen vereinzelte Nachweise an Schwammnadeln, Strudelwurmresten und Dauereiern von Rotatorien (hier die ebenfalls kühleiszeitliche *Filinia hofmanni*).

Für den Unterabschnitt der PZ A2 zeigt das Pollendiagramm (Abb. 10) zunächst einen kurzfristigen Rückgang präquartärer und älterwarmzeitlicher Sporomorphen. Die außer auf Umlagerung möglicherweise auch auf Fernflugeintrag basierenden Anteile der Kiefer bleiben davon nahezu unberührt. Konform erfolgt eine leichte Zunahme des NBP-Anteils, neben den bereits oben angeführten Einzelfunden im Wesentlichen verursacht durch Süß- und Sauergräser (wohl hauptsächlich aus dem unmittelbaren Standortumfeld stam-

mend) sowie zungenblütige Korbblüten- (Liguliflorae) und Nelkengewächse (Caryophyllaceae). Eine erneute Häufung umgelagerten Materials, unter den älterwarmzeitlichen insbesondere der Fichte, Tanne, Hainbuche und der Erle, liegt für die Basis der Profilschiene 1a vor.

Innerhalb der standorteigenen Flora fallen, analog zum Wiederanstieg der Umlagerungen, besonders hohe Anteile an Farnen auf. Die im Übergang zum Saale-Spätglazial stattfindende Erosion unverfestigten Bodensubstrats, die möglicherweise das Fehlen der nachfolgenden saalespätglazialen PZ B mitverursachte, wird durch die leicht erhöhten Werte des Lebermooses *Anthoceros punctatus* unterstrichen. Zudem war der Sedimentationsraum anscheinend auch Wasserspiegelschwankungen unterworfen, da sich die Anteile explizit verschiedener *Spirogyra*-Arten und auch von *Pediastrum kawraiskyi* erhöhen und hier Ausdruck des weiter wirksam bleibenden und die Beckengenese beeinflussenden Randsenkendiapirismus sein könnten. Die temporäre Verflachung des Sedimentationsraumes reflektiert dann letztendlich vor allem die für das Saale-Spätglazial ermittelte Sumpfland- und Wasserflora (vgl. 4.3.3.2).

#### 4.3.3.2 Saale-Spätglazial

*PZ C1, Zeit der Birken-(Wacholder)-Sanddorn-Gemeinschaften*  
Folgt man der bei STRAHL & HERMSDORF (2008) vorgestellten Gliederung saalepleni- und saalespätglazialer Ablagerungen in den neuen Bundesländern, so fehlt dem Hauptprofil A die auf die waldlose Zeit des Saalepleni- und saalespätglazialen folgende Phase der Sanddorngebüsche (PZ B). Aufgrund dieser Schichtlücke schließt sich der PZ A2 unmittelbar der Zeitraum einer ersten lichten Bewaldung des Untersuchungsgebietes an, die nach den Pollentypen hauptsächlich durch Baum- aber auch Zwergbirken (*Betula nana*) und eventuell Kiefern gebildet wurde (Abb. 10). Nachweise des Wacholders liegen aufgrund der oben angeführten schlechten Erhaltung des Sporomorpheninventars so gut wie nicht vor. Dass es sich um einen offenen, inselartigen Waldtyp handelt, der sich auch in dem von KREMENETSKI (2010: 275) publizierten Diagramm mit der LPZ 3 (dort als bereits eemzeitlich ausgewiesen!) widerspiegelt, zeigen sowohl die Beteiligung des Sanddorns, einem schattenintoleranten Rohbödenpionier, als auch die immens angestiegenen NBP-Anteile. Diese gehen überwiegend auf Süß- und Sauergräser, Beifuß sowie zungen- und röhrenblütige (Tubuliflorae) Korbblütengewächse zurück. Zu den weiteren, wesentlich seltener beobachteten Offenlandelementen zählen Knöterich (*Polygonum*), Enziangewächse (Gentianaceae), Weidenröschen, Nelken- und Gänsefußgewächse (Chenopodiaceae), Meerträubel (*Ephedra*), Kreuzblütengewächse (Cruciferae), Wegerich, Lein (*Linum*), Ampfer und verschiedene Rosengewächse (Rosaceae p. p.).

In den Uferbereichen bestand eine erste ausgeprägte Versumpfungstendenz. Diese äußert sich neben der Ausbreitung von zunächst Farnen [Gemeiner Sumpffarn (*Thelypteris palustris*)?, Artbestimmung aufgrund des durchweg fehlenden Perisporiums nicht möglich] in der anschließenden Ausbildung von Röhrichtern mit Rohr- (*Typha*) und/oder Igelkolben (*Sparganium*). Die Entwicklung eines Schwimblattgürtels mit Seerosengewächsen (Nymphaeaceae) sowie von Wasserschwergesellschaften mit Gemeinem Schwimmpfarn und Wasserlinse (*Lemna* sp., vgl. LPZ 3 KREMENETSKI 2010),

beides Gattungen mit in der Regel hohem Nährstoff- und Sommerwärmeanspruch, signalisieren eine zumindest kurzfristige Besiedlung des Verlandungsbereichs durch Höhere Wasserpflanzen. Diese bricht jedoch in NN2 mit dem (nicht graduellen) Übergang in die eemzeitlichen Ablagerungen ab.

Der Anteil umgelagerter präquartärer Sporomorphen erreicht letztmalig mehr als 20 % und geht dann auf zu vernachlässigende Werte zurück. Zunächst davon nicht betroffen sind thermophile Gehölze wie Ulme, Hasel, Erle und Hainbuche im Gegensatz zu Kiefer, Fichte und Tanne. Bezüglich der heterogenen Zusammensetzung der Pollen- und Sporenflora und des Nebeneinanderexistierens geschichteter und verwürgter Schluffpartien vor allem im Übergang der Profilschienen 1a und 1 bestünde zum einen die Möglichkeit der Durchmischung saalespätglazialer mit eemzeitlichen Ablagerungen. Zum anderen kommt aber auch die Aufarbeitung weiterer, nun allerdings älterer, an Kiefer und anderen Nadelgehölzen, explizit an Tanne ärmerer holsteinzeitlicher Ablagerungen (älter PZ 5–7 nach ERD 1973) in Betracht. Dafür sprächen sowohl die vergleichsweise hohen Hainbuchenanteile, die dem frühen Eem definitiv fehlen und der deutlich höhere Inkohlungsgrad der Sporomorphen gegenüber den nachfolgenden eemzeitlichen Ablagerungen. Demnach existiert ein weiterer, zwischen dem Saale-Spätglazial und dem Eem liegender Hiatus. Dieser beinhaltet sowohl den kiefernreichen Abschnitt des ausgehenden Saale-Spätglazials (PZ C2 nach STRAHL & HERMSDORF 2008) als auch die Warmzeit einleitende, ausgeprägte Birken-Phase (PZ 1 nach ERD 1973), der noch jegliche thermophile Gehölze und in der Regel auch weitestgehend größere Kiefernbestände fehlen.

Für den Zeitraum des Saale-Pleni- und des Saale-Spätglazials bestehen gute Vergleichsmöglichkeiten mit dem von KREMENETSKI (2010) bearbeiteten Pollenprofil. So reflektieren die LPZ 1–2 wie im Hauptprofil A das ausgehende Saale-Glazial (PZ A), auch hier stark mit resedimentierten präquartären und älterwarmzeitlichen Sporomorphen belastet und die LPZ 3 entsprechend der PZ C1 eine erste Birkenausbreitung nebst einer ebenfalls deutlich abzulesenden Verlandungstendenz. Das Profil umfasst allerdings insgesamt, inklusive der eemzeitlichen Ablagerungen, eine entsprechend seiner beckenrandlichen Position nur 5 m mächtige Sedimentabfolge. Die eemzeitliche Vegetationsentwicklung wird tatsächlich erst ab der LPZ 4 (= PZ 4, oberer Teil nach ERD 1973) mit der Etablierung von Haselbeständen und damit einem zeitlich gesehen noch umfangreicheren Hiatus als im Hauptprofil A abgebildet.

#### 4.3.3.3 Eem-Interglazial

##### PZ 2, Kiefern-Birken-Zeit

Der hier erste, eemzeitlich einzustufende, aber nur durch eine Probe belegte Vegetationsabschnitt ist in der Regel seitens der Gehölze durch die Kiefer und die Ulme sowie im Übergang zur PZ 3, die beginnende Einwanderung der Eiche geprägt. Die Birke weist einen letztmaligen prozentualen Anteil von knapp 30 % auf. Im Pollendiagramm (Abb. 10) setzen die Kurven von Hasel, Erle, Fichte und Tanne völlig aus, Hainbuche und präquartäre Sporomorphen sind weiter rückläufig. Auffällig ist der weiterhin hohe Anteil an Offenlandelementen (34 %), hauptsächlich bestehend aus Süß- und Sauergräsern, gegenüber der PZ C1 nur untergeordnet Bei-

fuß, Korbbblütengewächsen, Wegerich, Nelken- und Gänsefußgewächsen.

Inwiefern im Vergleich mit dem Becken NN1 auch gewisse Salzeinflüsse eine Rolle spielten, konnte nicht geklärt werden, da sowohl u. a. dahingehend relevante Makroreste als auch Diatomeen fehlten. Ebenso fielen die für einen diesbezüglichen Nachweis durchgeführten Analysen zur Leitfähigkeit (Lf) sowie zu den Gehalten an  $\text{SO}_4^{2-}$  und  $\text{Cl}^-$  (vgl. Tab. 3) im Ergebnis zu niedrig aus. Eine leichte Zunahme von  $\text{SO}_4^{2-}$  gegenüber den Profilschienen 1 und 2 ist lediglich in Profilschiene 5 feststellbar, liegt dort aber im Bereich von sekundären Gipsausblühungen. Hinweise liefern bisher lediglich das Auftreten von c.f. *Hydrobia* sp. (vgl. 4.3.4) innerhalb der PZ 5 sowie die von der Universität Leiden (mündl. Vortragsmitt. C. BAKELS) bei ihren parallelen Untersuchungen in NN2 ermittelten spärlichen Makroreste. Diese erbrachten zumindest Exemplare der als obligater Halophyt geführten Meeressalbe (*Ruppia maritima*) und des als fakultativen Halophyten geltenden Sumpfteichfadens (*Zannichellia palustris*).

Ebenso wie für das Saale-Spätglazial und die beginnende Eem-Warmzeit ist bezüglich der Diagrammlage (Abb. 10) ein gradueller Übergang in die PZ 3 nicht abzuleiten. Vielmehr besteht am hiesigen Profilentnahmepunkt ein weiterer Hiatus, der den Zeitraum der eemzeitlichen Kiefern-Eichenmischwald-Zeit nahezu vollständig umfasst. Die Ursachen liegen in den Sedimentationsumständen, verbunden mit sehr geringen Sedimentationsraten bzw. in der Wiederaufarbeitung entsprechender Sedimente.

##### PZ 3/4, Kiefern-Eichenmischwald-Zeit/Eichenmischwald-Hasel-Zeit

Der den Übergangsbereich der PZ 3 und 4 bildende Abschnitt im Pollendiagramm (Abb. 10) wird durch Kiefer, Ulme und Eiche geprägt. Gegen eine ausschließliche Einstufung in die PZ 3 sprechen die bereits maximal 14 % erreichenden Hasel-Werte. Erhaltungsbedingt wurde die für diesen Zeitraum weitaus häufiger zu erwartende Esche nur vereinzelt beobachtet. Ebenfalls mehr für eine Zuordnung zur PZ 4 sprechend, setzen die Kurven von Erle und Fichte erneut ein, wohingegen endgültig Hainbuche und Tanne konform mit den noch maximal 3–5 % erreichenden präquartären Sporomorphen vorläufig ausklingen. Weiterhin hoch bleiben die NBP-Anteile in der zuvor genannten Zusammensetzung. Hinzu kommen neben nun deutlich mehr Beifuß und Gänsefußgewächsen Vogelknöterich (*Polygonum aviculare*) als Vertreter frischer Ruderal- und Trittgemeinschaften, vereinzelt Krähenbeere (*Empetrum*), Heidekraut (*Calluna*), Glockenblume (*Campanula*), Kreuzblütengewächse, Steinbrech, verschiedene Rosen- und Schmetterlingsblütengewächse (Fabaceae), Mädesüß (*Filipendula*), Wiesenraute, Labkraut (*Galium*), Doldenblüten- (Umbelliferae) und Enziangewächse. Dies spricht – wie im Becken NN1 (MAI in MANIA 2000: 74–75) – im Gegensatz zur normalerweise dichten eemzeitlichen Bewaldung, für einen steppenwaldartigen Charakter der Vegetation in der weiteren Umgebung des Beckens NN2, der zumindest in dieser ausgeprägten Form bis zur Massenausbreitung der Hasel in der PZ 4 erhalten blieb. Nach letztmaligem Nachweis von Resten des Gemeinen Schwimmfarns innerhalb der standorteigenen Flora in der PZ 2 kommt es nun auch zum Ausklingen von Rohr- bzw. Igelkolben, lediglich

Tab. 3: Analyseergebnisse zur Untersuchung der Leitfähigkeit (Lf) sowie des Gehaltes an  $\text{SO}_4^{2-}$  und  $\text{Cl}^-$  an Stichproben aus den Profilschienen 1a–6 des Hauptprofils A, Becken NN2 (Analyse: Landeslabor Berlin-Brandenburg, FB U2/Geochemie, Kleinmachnow).

Tab. 3: Results of analysis of conductivity (Lf) and of content of  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{Cl}^-$  in random samples from partial profiles 1a–6 of main profile A, basin NN2 (analysis: regional laboratory Berlin-Brandenburg, FB U2/Geochemie, Kleinmachnow).

Ident-Nr.	Pr. Nr.	Labor-Nr.	Lf [1:5] $\mu\text{S/m}$	Lf [1:10] $\mu\text{S/m}$	$\text{SO}_4^{2-}$ mg/kg	$\text{Cl}^-$ mg/kg
100090324	1a/1	6444	-	160	19	7
100090325	1/3	6445	1677	-	970	5
100090326	2/5	6446	1514	-	814	6
100090327	3/7	6447	384	-	111	6
100090328	4/9	6448	650	-	257	5
100090329	5/10	6449	1962	-	1200	15
100090330	6/13	6450	299	-	149	12

die Kurve der monoleten Farnsporen ist mit deutlich niedrigeren Werten weiterhin zu verfolgen, was hinsichtlich der Beckenkonfiguration für einen insgesamt nur spärlichen Bewuchs der möglicherweise zu schmalen und/oder zu steilen Uferbereiche spricht.

#### PZ 4, Eichenmischwald-Hasel-Zeit

Die PZ 4 umfasst den Hauptteil des archäologischen Fundhorizontes NN2/2 (Abb. 4). Die Abgrenzung dieses Vegetationsabschnitts zum vorhergehenden Übergangshorizont erfolgt anhand des eem-typischen Steilanstiegs der Hasel-Kurve, der aufgrund der zu Beginn immer noch sehr hohen NBP-Anteile (jetzt vor allem Süßgräser, Vogelknöterich, zungenblütige Korbblüten- und Nelkengewächse) abgeschwächt erscheint. Birke und Kiefer spielen für den Waldaufbau keine Rolle mehr, im Gegensatz zu den Eichenmischwaldkomponenten, unter denen Eiche und Ulme zu Beginn der Massenausbreitung der Hasel Maximalwerte um 20 % erreichen. In diesen Zeitraum fällt auch der endgültige Kurvenschluss der Erle, deren Pollenfrequenzen aber während des gesamten Interglazials die 5 %-Marke nicht überschreiten. Damit ist, abgesehen von der Bestockung höchstens kleinerer Feuchtareale, von einem Fehlen ausgedehnter Bruchwaldbestände in der unmittelbaren Umgebung des Paläosees auszugehen. Ferner ist die Linde zwar mehr oder weniger durchgehend nachweisbar, ohne jedoch Werte über 1 % zu erreichen. Wie die Esche ist auch die Eibe erhaltungsbedingt nur ganz vereinzelt zu beobachten, was insbesondere die Abgrenzung zur anschließenden PZ 5 deutlich erschwert. Die Fichtenwerte verbleiben stets unter 2 % und gehen somit zu diesem Zeitpunkt ausschließlich auf Fernflugeintrag zurück (vgl. LANG 1994). Unter den Elementen mit einer ozeanischen Verbreitungstendenz sind vor allem Efeu (*Hedera*) und die auf den unmittelbaren Standortbereich beschränkte Binsenschneide (*Cladium mariscus*) hervorzuheben. Sporadisch erscheint der Ahorn (*Acer*), wobei wegen der fehlenden Makroreste kein Rückschluss auf eine eventuelle Etablierung des Tatarischen Ahorns (*Acer tataricum*) entsprechend NN1 möglich ist (vgl. 5.2).

Einen wiederholten Hinweis auf zeitweilige Schwankungen des Seespiegels liefern die kurzzeitig ansteigenden Werte von *Pediastrum boryanum* sowie verschiedener *Spirogyra*-Arten. Sie fallen mit der Ausbildung von Fließgefügen innerhalb des oberen Teils der Profilschiene 1 zusammen und deuten auf eine rasche Sedimentakkumulation unter Flachwas-

serbedingungen hin. Auf bis in die Profilschiene 1 hinein zu verfolgende, sukzessive nachlassende Schichtdeformationen folgt das Einsetzen monotoner, offensichtlich rasch zusammengeschwemmter Ablagerungen, der im Pollendiagramm die gestreckt wirkenden PZ 4 und vor allem 5 entsprechen. Darin ist stets ein gewisser Anteil umgelagerter präquartärer Sporomorphen festzustellen, der erst im Bereich der Profilschienen 4 und 5 (Abb. 10) beinahe völlig ausbleibt.

Insbesondere zu dem von KREMENETSKI (2010) untersuchten Profil lassen sich bezüglich des oberen Teils der PZ 4 (= LPZ 4 KREMENETSKI) Parallelen ziehen. Wie im Hauptprofil A liegt eine geringe Beteiligung von Linde und Erle sowie ein nahezu gänzlich Fehlen der Eibe bei synchron erhöhten NBP-Anteilen vor, so dass auch hier eine eindeutige Zonierung des Pollendiagramms erschwert wird.

#### PZ 4/5, Eichenmischwald-Hasel-Zeit/Hasel-Eiben-Linden-Zeit

Aufgrund der in NN2 und auch NN1 generell schwachen, wahrscheinlich standörtlich bedingten Lindenbeteiligung und des in NN2 erhaltungsbedingten, nahezu völligen Fehlens der Eibe, kann die Abgrenzung der PZ 5 sowohl im Hauptprofil A als auch in dem von KREMENETSKI (2010) publizierten nicht anhand des charakteristischen Anstiegs zunächst der Eiben- und nachfolgend der Linden-Kurve vorgenommen werden. Sie muss sich hier an anderen Merkmalen orientieren. Für den im Hauptprofil A (Abb. 10) ausgewiesenen Übergangsbereich zwischen beiden PZ liegt ein erster deutlicher Abfall der Werte von Ulme und Eiche, die Hasel zeigt sich noch unbeeinflusst. Während die Linde nach wie vor Werte unter 1 % aufweist konnte die Eibe lediglich einmal beobachtet werden. Innerhalb der Offenlandflora gehen insbesondere Knöterich und Nelkengewächse zurück, Süß- und Sauergräser bleiben mehr oder weniger konstant vertreten. Eine Wiederausbreitungstendenz besteht bei den Gänsefußgewächsen und an der Obergrenze des Abschnittes auch beim Beifuß und röhrenblütigen Korbblütengewächsen. Bemerkenswert ist eine leichte Häufung der Glockenblume.

#### PZ 5, Hasel-Eiben-Linden-Zeit

Die Abgrenzung der PZ 5 als solche erfolgt letztendlich anhand des ersten deutlichen Abfalls der Hasel-Kurve, der mit einem Wiederanstieg der Kurven von Eiche und Ulme sowie nur kurzzeitig von Kiefer und Hainbuche koinzidiert (Abb. 10). Die in diesem Waldstadium einwandernde Hainbuche erreicht jedoch erst im Übergang zur PZ 6 Kurven-

schluss. Die Fichte weist nahezu durchgehend Werte über 1–2 % auf und steigt endgültig, zusammen mit der Kiefer, im oberen Teil der PZ 5 kontinuierlich an. Das für diesen Zeitraum zu erwartende Linden-Maximum verschiebt sich hier in die PZ 6, liegt jedoch typisch für das Eem zwischen der Hasel- und Hainbuchenmaximalverbreitung. Einen nahezu entsprechenden, jedoch nur den oberen Teil der PZ 5 reflektierenden Verlauf zeigt auch das Diagramm des wegen seiner randlichen Position weniger hochaufgelösten Profils von KREMENETSKI (2010).

Ein erster, deutlicher Anstieg der Kiefern-Kurve wie auch eine leichte, nicht anhaltende Ausbreitungstendenz bei Birke und Hainbuche fällt zu Beginn der PZ 5 zunächst mit einer erneuten Zunahme des NBP-Anteils zusammen. Diese geht vor allem auf Süß- und Sauergräser, Beifuß, Gänsefuß- und röhrenblütige Korbblütengewächse sowie untergeordnet Knöterich und Nelkengewächse zurück. Ein Fernflugeintrag der genannten Gehölze in die recht offene Waldlandschaft ist damit nicht auszuschließen, so nicht ein rein statistischer Effekt aufgrund des zeitgleichen kurzfristigen Haselrückgangs zugrunde liegt (schriftl. Mitt. K.-E. BEHRE). Als Waldbegleiter tritt unter den Farnen der Gemeine Adlerfarn (*Pteridium aquilinum*) in den Vordergrund. Ebenso häufen sich in diesem Diagrammabschnitt die Funde von Pollen der Ackerwinde (*Convolvulus*), die SEIFERT-EULEN (2010) neben den zunehmenden NBP für den anhaltenden Einfluss von Steppenelementen in NN1 anführt. Durch die nachfolgende allmähliche Unterwanderung der Hasel-dominierten Laubmischwaldgesellschaften durch die Fichte und anschließend die Hainbuche im höheren Teil der PZ 5 gehen die NBP-Anteile deutlich zurück und basieren im Wesentlichen nur noch auf Süßgräsern und Gänsefußgewächsen.

Die offensichtliche Etablierung von Riedgemeinschaften (Sauergräser) sowie das wiederholte Erscheinen glatter Zygosporien von verschiedenen *Spirogyra*-Arten im unteren Teil der PZ 5 lässt auf die allmähliche Einstellung von Flachwasserbedingungen schließen. Dass dabei auch wieder erosive Prozesse eine Rolle spielten, zeigt das bis hierhin kontinuierliche Auftreten präquartärer Sporomorphen bis in den Bereich der Profilschiene 3 (Abb. 10) sowie der insgesamt sehr schlechte Erhaltungszustand der Palynomorphen. Im oberen Teil des Abschnitts treten anstelle von Seggenrieden Röhrichte mit Rohr- oder Igelkolben sowie, zunächst noch untergeordnet, Breitblättrigem Rohrkolben (*Typha latifolia*).

#### PZ 6, Hainbuchen-Zeit

Die Untergrenze der PZ 6 wird mittels des Anstiegs der Hainbuchen-Kurve auf über 20 % festgelegt. Ungewöhnlich für eemzeitliche Ablagerungen ist eine der Massenausbreitung der Hainbuche vorangehende erste Fichtenausbreitung, die auch SEIFERT (1990, Abb. 11b) und nachfolgend KREMENETSKI (in BOETTGER et al. 2005, 2007, Abb. 11d) für das Becken NN1 feststellten (vgl. 5.2). Das nahezu gleiche Bild vermittelt in NN2 das Diagramm von KREMENETSKI (2010), wobei das Fichten-Maximum hier gegenüber dem Hauptprofil A prozentual deutlich höher ist und mit einem Peak der Kiefern-Kurve zusammenfällt. Angesichts der bei tatsächlich korrekter Bestimmung ebenfalls kulminierenden Kurven der Wasserlinse (*Lemna*) sowie analog zum Hauptprofil A (Abb. 10) von Rohr- und Igelkolben wäre diese zusätzliche Häufung einerseits als mögliche Folge der Anreicherung in-

nerhalb von Spülsäumen in extrem flachen Wasserbereichen deutbar. Andererseits ist auch die Förderung der Fichte gegenüber der Hainbuche aufgrund der Vernässung ufernaher Areale der engeren Standortumgebung ins Kalkül zu ziehen. Die eigentliche Ursache der in beiden Becken festgestellten frühen Fichtenausbreitung ist jedoch vermutlich in der räumlichen Nähe von Fichten-besetzten Mittelgebirgsstandorten zu suchen. Von diesen wäre eine rasche Expansion hin zu Standorten denkbar, die zu dieser Zeit einer Entwicklung von an Edellaubhölzern reichen Laubmischwäldern hin zu durch Hainbuchen dominierten Schattholzwäldern unterlagen. Einen vergleichbaren Diagrammverlauf zeigen, wenn auch auf niedrigerem Niveau, Profile aus der Lausitz (Lug, ERD 1979; Reddern, ERD & STRAHL 2008; Tschernitz, STRAHL 2004) und aus dem Fläming (Nedlitz, STRAHL 2007; alle in STRAHL & HERMSDORF 2008), ohne dass sich die Fichte jedoch an einem dieser Standorte dauerhaft hätte gegen die Hainbuche durchsetzen können. Vielmehr ist diese scheinbare Expansion in der Mehrzahl der vorliegenden Untersuchungen an einen Peak der NBP-Kurve (vorwiegend Süßgräser sowie Beifuß und Gänsefußgewächse) gebunden und somit wohl eher ein Fernflugphänomen (vgl. LITT 1994a).

Unter den übrigen Laubmischwaldbildnern erlebte die Ulme eine Renaissance, während die Werte der Linde erstmals die 1 %-Marke überschreiten. Vor allem die Hasel und hier im Unterschied zu NN1 (vgl. 5.2) vermutlich erhaltungsbedingt die Eiche waren dagegen deutlich rückläufig. Mit der Massenausbreitung der Hainbuche verlor die Bewaldung definitiv ihren aufgelockerten bzw. inselartigen Charakter. Nach einer letztmaligen Kulmination der Süßgräser wurden Offenlandelemente in der Umgebung von NN2 bis zum Beginn des Weichsel-Frühglazials mehr oder weniger bedeutungslos.

#### PZ 7, Hainbuchen-Fichten-Zeit

Die PZ 7 hebt sich als ein absolut durch die Hainbuche dominiertes Stadium der eemzeitlichen Waldentwicklung heraus. Wichtigstes Nadelgehölz ist bezüglich der zwei bisher aus dem Becken NN2 veröffentlichten Pollendiagramme die Fichte, ohne aber an ihre zu Beginn der PZ 6 erreichten Werte nochmals anschließen zu können. Während sämtliche Edellaubhölzer und Offenlandelemente anscheinend durch die Verschattung der Waldstandorte bedeutungslos wurden, konnte sich die Ulme auf stauwassergesättigten Böden noch weiterhin halten. Dabei dürfte die bessere Erhaltungsfähigkeit ihres Pollens gegenüber dem der Eiche und damit seine sekundäre Anreicherung auch eine Rolle gespielt haben.

Mit der Umstellung der Sedimentation von Schluff- zu Detritusmudde schreitet die Verflachung des Seebeckens in diesem Zeitraum weiter voran. In den entstehenden, auch seitens der Mollusken belegten (vgl. 4.3.4) Flachwasserbereichen breitete sich zunehmend *Pediastrum boryanum* aus, das in den PZ 8–9 seinen Verbreitungsschwerpunkt erreichte. Die noch bis in die PZ 7 hinein die Uferzonen des Beckens beherrschenden Röhrichtgemeinschaften wurden dagegen durch Farne verdrängt.

#### PZ 8, Kiefern-Fichten-Tannen-Zeit

Infolge der extremen Verflachung des Sedimentationsraums, auf die indirekt anhand der Massenausbreitung von *Pediastrum boryanum* geschlossen wird, sind für diesen Abschnitt

offensichtlich nur noch extrem geringe Sedimentationsraten beim Absatz von nun Kalk- und Algenmudde zu verzeichnen. So umfasst die durch die zunehmende Ausbreitung der Nadelgehölze, insbesondere der Tanne (hier ermittelter Maximal-Wert 18 %) gekennzeichnete PZ 8 im Hauptprofil A (Abb. 10) gerade einmal 2 cm. Ebenso ist dieser Abschnitt im Pollendiagramm von KREMENETSKI (2010) durch nur eine Probe belegt.

Die Hainbuche erreicht im Hauptprofil A letztmalig einen Wert von 70 % und geht danach scheinbar schlagartig zurück. Ein üblicherweise sukzessives Ausklingen kann aufgrund des extrem schlechten Erhaltungszustandes der Sporomorphen in den oberhalb der beiden auswertbaren entnommenen Proben nicht nachverfolgt werden. Die Pollenspektren sind im Wesentlichen durch das massenhafte Vorkommen von *Pediastrum boryanum* und monoleten Farnsporen, die ab der PZ 8 die Sumpfvvegetation dominieren, geprägt.

#### PZ 9, Kiefern-Zeit

Aus den oben genannten Gründen konnten lediglich drei Proben für das abschließende eemzeitliche Waldstadium zu einer Auswertung herangezogen werden. Dem Profil ist ebenso wie dem von KREMENETSKI (2010) untersuchten die charakteristische Wiederausbreitung der Kiefer gemein, die klimatisch ausgelöst, zu einer Verdrängung der übrigen, insbesondere wärmeanspruchsvolleren Gehölze führte.

Insgesamt legt die Umstellung auf die Sedimentation von Kalkmudde ein Wiedervernässen des Sedimentationsraums infolge eines generellen Wasserspiegelanstiegs nahe, der zur Einschränkung versumpfter, weiterhin durch Farne beherrschter Standorte führte. Jedoch blieb es insgesamt bei einer Beibehaltung von Flachwasserbedingungen. Dafür sprechen sowohl der hohe Anteil der Wasserlinse (KREMENETSKI 2010) als auch die weiterhin weit über 100 % erreichenden Anteile von *Pediastrum boryanum* (Abb. 10).

#### 4.3.3.4 Weichsel-Frühglazial

Die letzte, aus dem Hauptprofil A statistisch auswertbare Probe lieferte ein Pollenspektrum, das nach seiner Zusammensetzung bereits in das Weichsel-Frühglazial datiert (Abb. 10). Es ist durch den Rückgang der Kiefer charakterisiert, der durch eine Wiederausbreitung von Offenlandelementen, hier vor allem Süßgräser und zungenblütige Korbblütengewächse, begleitet wird. Des Weiteren erscheinen erneut thermophile Gehölze, vor allem Hainbuche, aber auch Fichte, die auf Resedimentation aus den jüngeren eemzeitlichen Ablagerungen zurückgehen. Eine weitere Verfolgung der weichselfrühglazialen Entwicklung ist aufgrund der an Palynomorphen sterilen Proben aus dem Hangendaufschluss vom Dezember 2007 (Proben W1 bis W4, vgl. Abb. 4) nicht möglich.

#### 4.3.4 Malakologie [S. Meng]

Insgesamt sind im Becken NN2 ca. 50 Molluskenarten mit über 21 000 Individuen festgestellt worden. Im Hauptprofil A konnten etwa 45 Arten und rund 10 000 Individuen erfasst werden. Neben diesem Material werden auch Probenahmen aus den Jahren 2003 bis 2005, welche sich hauptsächlich auf den Bereich des archäologischen Hauptfund-

horizontes NN2/2 am nördlichen Beckenrand konzentrieren, vergleichend berücksichtigt.

Dominiert werden die Faunen entsprechend dem Ablagerungsraum vor allem von limnischen Mollusken. Dagegen sind terrestrische Komponenten weniger vertreten (Abb. 12, Taf. 1, Tab. 4).

Aus der **Rammkernsondierung** stand nur die bereits visuell Molluskenschalen führende Probe U 5/6 für malakologische Untersuchungen zur Verfügung. Die pollenanalytisch in das Saale-Spätglazial datierten Schluffe führen mit *Bithynia tentaculata*, *Gyraulus laevis* sowie Fragmenten von *Sphaerium corneum* und Lymnaeidae eine arten- und individuenarme Süßwasserfauna. Kaltzeitliche terrestrische Elemente konnten nicht belegt werden. Das Artenspektrum leitet gut zur eemzeitlichen Fauna im Hangenden über.

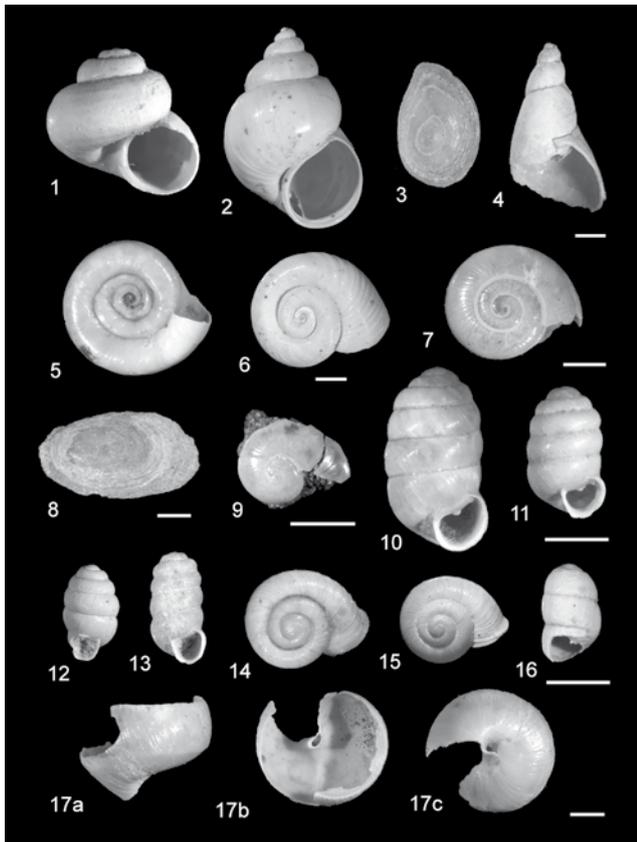
Entsprechend der Probe U 5/6 aus dem Liegenden sind auch in den Proben 1 und 2 von der Basis des **Schurfprofils** nur wenige Individuen von Süßwassermollusken, beispielsweise mit *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis* und *Gyraulus laevis* enthalten.

Der Übergang vom Saale-Spätglazial zum Eem wird nach den Ergebnissen der Pollenanalyse von den Proben 3 und 4 dokumentiert. Charakterisiert wird die Süßwasserfauna wieder von *Bithynia tentaculata*, *Gyraulus laevis* und *Valvata piscinalis*, was insgesamt für eine relativ einheitliche Entwicklung des Gewässers spricht (siehe unten). Weitere Elemente sind *Gyraulus crista*, *Hippeutis complanatus*, *Bathymorphus contortus* und *Radix cf. balthica*. Es handelt sich um eine reine Stillwasserfauna.

Auffällig und für das untersuchte Profil bezeichnend sind die geringen Abundanzen der Kleinmuscheln *Pisidium* und *Sphaerium*. Möglicherweise spricht dies für eine erhöhte Sauerstoffuntersättigung im Bodensubstrat des Gewässers, gegen welche Kleinmuscheln besonders empfindlich reagieren. Ein weiteres Indiz hierfür ist auch die arten- und individuenarme Süßwasserfauna insgesamt, die über weite Teile des Profils anhält. Neben *Sphaerium corneum* konnten *Pisidium subtruncatum* und *Pisidium nitidum* nachgewiesen werden.

Die Proben 3 und 4 enthalten mit etwa 21 Arten innerhalb des Profils die umfangreichste terrestrische Fauna. Der Reichtum terrestrischer Elemente ist hier keineswegs klimatisch zu interpretieren, sondern steht viel eher in Abhängigkeit sedimentologischer Prozesse oder zumindest in Bezug zum Ablagerungsraum. Dominiert wird die Fauna ausgehend von den terrestrischen Vertretern mit 95 % der Individuen und 50 % der Arten durch Elemente des Offenlandes, z. B. mit *Vallonia costata*, *Vallonia pulchella*, *Vallonia excentrica*, *Pupilla muscorum*, *Truncatellina cylindrica* und *Vertigo pygmaea*. Mit *Chondrula tridens* und *Pupilla triplicata* sind zudem auch charakteristische Steppenelemente vertreten. Anspruchsvollere thermophile Waldarten fehlen. Allerdings verweisen einige Nachweise von *Fruticicola fruticum*, *Euomphalia strigella*, *Cepaea* sp. und *Arianta arbustorum* zumindest auf lichte Gehölzbestände. Ubiquisten, die ebenfalls in Gehölzen vorkommen, sind beispielsweise mit *Nesovitrea hammonis* und *Vitrina pellucida* vertreten. Feuchtigkeitsliebend sind weniger als 1 % der Individuen und etwa 10 % der Arten. Vereinzelt fanden sich Gehäuse von *Vertigo antivertigo* und *Vertigo angustior*. Vermutlich





Taf. 1: Mollusken aus dem Hauptprofil A, Becken NN2.

1: *Valvata piscinalis* (Pr. 4), 2: *Bithynia tentaculata* (Pr. 4), 3: *B. tentaculata*, Deckel (Pr. 4), 4: *Lymnaea stagnalis* (Pr. 21), 5: *Anisus leucostoma* (Pr. 21), 6: *Gyraulus laevis* (Pr. 4), 7: *Nesovitra hammonis* (Pr. 4), 8: *Limacidae/Agriolimacidae* (Pr. 4), 9: *Vitrina pellucida* (Pr. 4), 10: *Pupilla muscorum* (Pr. 3), 11: *Pupilla triplicata* (Pr. 4), 12: *Vertigo angustior* (Pr. 3), 13: *Truncatellina cylindrica* (Pr. 4), 14: *Vallonia costata* (Pr. 4), 15: *Vallonia excentrica* (Pr. 4), 16: *Clausiliidae* (Pr. 21), 17: *Chondrula tridens* (Pr. 4).

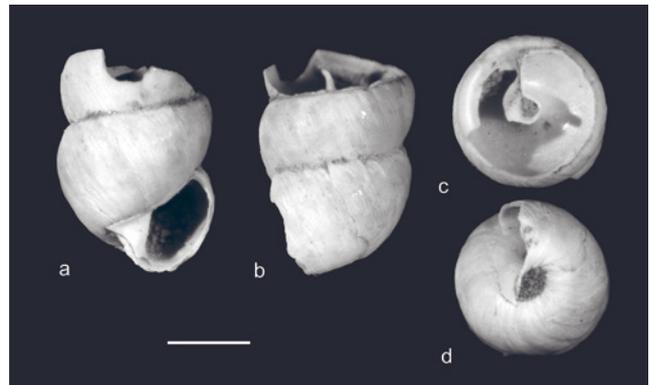
Plate 1: Molluscs of the main profile A, basin NN2.

1: *Valvata piscinalis* (sample 4), 2: *Bithynia tentaculata* (sample 4), 3: *B. tentaculata*, Deckel (sample 4), 4: *Lymnaea stagnalis* (sample 21), 5: *Anisus leucostoma* (sample 21), 6: *Gyraulus laevis* (sample 4), 7: *Nesovitra hammonis* (sample 4), 8: *Limacidae/Agriolimacidae* (sample 4), 9: *Vitrina pellucida* (sample 4), 10: *Pupilla muscorum* (sample 3), 11: *Pupilla triplicata* (sample 4), 12: *Vertigo angustior* (sample 3), 13: *Truncatellina cylindrica* (sample 4), 14: *Vallonia costata* (sample 4), 15: *Vallonia excentrica* (sample 4), 16: *Clausiliidae* (sample 21), 17: *Chondrula tridens* (sample 4).

entwickelt sein. Zu hoffen bleibt, dass durch weiteres und besser erhaltenes Material eine gesicherte systematische Zuordnung der Form möglich wird.

Harmonierend mit den pollenanalytischen Befunden kann in dieser frühen Phase des Paläosees im Umfeld eine parkähnliche Landschaft rekonstruiert werden. Die vorgefundenen Gesellschaften verweisen insbesondere mit *Cepaea* sp., *Truncatellina cylindrica*, *Vitrina pellucida*, *Vertigo pygmaea*, *Vitrina pellucida* oder *Vertigo pygmaea*, *Vertigo antivertigo* und *Vertigo angustior* auf warmzeitliche Verhältnisse. Kaltzeitliche Leitarten fehlen vollständig.

Während die Proben 5 und 6 neben zahlreichen Individuen von Süßwasserschnecken noch Landschnecken, z. B. *Vallonia costata*, *Pupilla muscorum*, *Truncatellina cylindrica* und *Vertigo pygmaea*, führen, nehmen in den Proben 7–18 die Arten- und Individuenzahlen stark ab. Bei den Süßwasserarten bleibt jedoch die Dominanz von *Bithynia tentacu-*



Taf. 2: Fragment einer Orculidae? (Probe 4, Hauptprofil A, Becken NN2).

Plate 2: Fragment of a Orculidae? (sample 4, main profile A, basin NN2).

*lata*, *Valvata piscinalis* und *Gyraulus laevis* erhalten. Zudem konnte mit cf. *Hydrobia* sp. auch ein echter Salzanzeiger nachgewiesen werden (siehe unten). Die geringen Individuendichten machen es wahrscheinlich, dass die Art nicht im Seebecken selbst lebte, sondern dass ihr Vorkommen an Salzwasseraustritte bzw. Salzanreicherungen im weiteren Umfeld der Fundstelle gebunden war. Die kleinen Gehäuse dieser Gruppe können sehr leicht von Vögeln verschleppt oder durch sedimentologische Prozesse eingetragen werden. Nachgewiesen wurde die Art auch in dem archäologischen Hauptfundhorizont NN2/2 am nördlichen Beckenrand (5.3).

Von Landschnecken liegen z. B. mit *Vallonia costata*, *Vallonia pulchella*, *Pupilla muscorum*, *Agriolimacidae/Limacidae* oder *Cepaea* sp. nur noch ganz vereinzelte Nachweise vor.

Die durch Gips-Anreicherungen gekennzeichneten Schluffe im Bereich der Probe 16 (siehe oben) enthielten keine Molluskenreste.

In den Proben 19–23 erhöhen sich wieder die Arten- und Individuendichten deutlich. In der Süßwasserfauna sind zunächst, wie in den Liegendschichten, *Bithynia tentaculata*, *Gyraulus laevis* und *Valvata piscinalis* vorherrschend. Hinzu tritt jetzt erstmals *Anisus leucostoma*. Weitere Elemente sind *Gyraulus crista*, *Radix* cf. *balthica* und *Lymnaea stagnalis*. Auffällig ist, dass zum Hangenden, vor allem in den Proben 20–23, die Dominanzen von *Bithynia tentaculata*, *Gyraulus laevis* und *Valvata piscinalis* stark rückgängig sind und diese Arten durch *Anisus leucostoma* und *Gyraulus crista* hinsichtlich ihrer individuellen Häufigkeiten regelrecht ersetzt werden. *Anisus leucostoma* und *Gyraulus crista* bevorzugen kleine bzw. flache pflanzenreiche Gewässer. Diese Entwicklung ist als ein deutliches Anzeichen für die zunehmende Verflachung und Verlandung des Gewässers während des späten Eems zu werten. Gestützt wird diese Vermutung auch durch das im Profil erstmalige Auftreten der amphibisch lebenden und ebenfalls Kleingewässer bevorzugenden Sumpfschnecke *Galba truncatula*.

In der hellgrauen Kalkmudde (Pr. 19) fehlen Landschnecken vollständig. Sie fanden sich aber in geringen Individuendichten in den Proben 20–23. Nachgewiesen wurde ein Vertreter des *Succinea/Oxyloma*-Komplexes, ein Bewohner von nassen Gewässeruferrn oder Sümpfen. Relativ häufig ist auch wieder der Offenlandbewohner *Pupilla muscorum* vertreten. Von Schließmundschnecken (*Clausiliidae*), hauptsächlich Bewohner von Gehölzstandorten, liegen nur Fragmente vor, die keine nähere Zuordnung erlauben.

Tab. 4a: Mollusken aus dem Hauptprofil A von 2007, Becken NN2.

Tab. 4a: Molluscs of the main profile A from 2007, basin NN2.

Molluskenproben	U5/6	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Profilhöhe in m NN	94,36-94,75	94,61-94,81	94,91-95,11	95,21-95,36	95,47-95,67	95,86-96,02	96,02-96,18	96,18-96,39	96,41-96,76	96,76-97,20	97,32-97,62	97,66-97,85	97,98-98,20	98,35-98,55
<b>Wasser</b>														
cf. <i>Hydrobia</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
<i>Bithynia tentaculata</i> [LINNAEUS 1758]	3	41	3	425	887	92	6	1	8	5	8	Frg.	-	4
<i>Bithynia laechei</i> [SHEPPARD 1823]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Valvata piscinalis</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	Frg.	-	86	70	8	11	-	2	-	1	-	-	Frg.
<i>Lymnaea stagnalis</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Stagnicola</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Galba truncatula</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Radix</i> cf. <i>balthica</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	12	20	-	1	-	1	-	-	-	-	-
<i>Radix</i> sp.	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Myxas glutinosa</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lymnaeidae	Frg.													
<i>Planorbis planorbis</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Frg.	-	-	-	-
<i>Anisus leucostoma</i> [MILLET 1813]	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
<i>Bathymphalus contortus</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Gyraulus laevis</i> [ALDER 1838]	1	Frg.	-	542	742	112	43	1	4	20	3	-	-	Frg.
<i>Gyraulus crista</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	30	78	3	8	-	1	-	-	-	-	-
<i>Hippeutis complanatus</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	3	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Sphaerium corneum</i> [LINNAEUS 1758]	Frg.	Frg.	-	2 K	Frg.	Frg.	Frg.	-	Frg.	Frg.	Frg.	Frg.	Frg.	-
<i>Pisidium subtruncatum</i> MALM 1855	-	-	-	1 K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pisidium nitidum</i> JENYNS 1832	-	-	-	-	3 K	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pisidium</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Frg.	-	-	-	-
<b>Land</b>														
<i>Succinea/Oxyloma</i> -Komplex	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Succinella oblonga</i> [DRAPARNAUD 1801]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cochlicopa lubrica</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cochlicopa nitens</i> [GALLENSTEIN 1848]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cochlicopa</i> sp.	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Truncatellina cylindrica</i> [FÉRUSAC 1807]	-	-	-	3	15	3	1	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vertigo pygmaea</i> [DRAPARNAUD 1801]	-	-	-	12	33	2	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vertigo antivertigo</i> [DRAPARNAUD 1801]	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vertigo angustiar</i> JEFFREYS 1830	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vertigo</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Orculidae ?	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pupilla muscorum</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	46	103	8	-	-	-	-	1	-	-	-
<i>Pupilla triplicata</i> [STUDER 1820]	-	-	-	1	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vallonia costata</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	379	719	54	12	-	-	-	-	-	-	Frg.
<i>Vallonia pulchella</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	14	39	4	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vallonia excentrica</i> STERKI 1892	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Chondrula tridens</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	14	12	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vitrina pellucida</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Nesovitrea hammonis</i> [STRÖM 1765]	-	-	-	2	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Agriolimacidae/Limacidae	-	-	-	4	5	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Clausiliidae	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Fruticola fruticum</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	Frg.	Frg.	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Trichia hispida</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	-	Frg.	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Euomphalia strigella</i> [DRAPARNAUD 1801]	-	-	-	Frg.	Frg.	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Arianta arbustorum</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	Frg.	Frg.	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cepaea</i> sp.	-	-	-	Frg.	Frg.	-	-	-	-	-	-	-	-	Frg.
Helicidae	-	-	-	Frg.	Frg.	Frg.	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Artenzahl</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>2</b>	<b>26</b>	<b>29</b>	<b>14</b>	<b>9</b>	<b>4</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>6</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>5</b>
<b>Individuenzahl</b>	<b>6</b>	<b>45</b>	<b>4</b>	<b>1589</b>	<b>2749</b>	<b>291</b>	<b>84</b>	<b>4</b>	<b>18</b>	<b>41</b>	<b>15</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>8</b>

Tab. 4b: Mollusken aus dem Hauptprofil A von 2007, Becken NN2.

Tab. 4b: Molluscs of the main profile A from 2007, basin NN2.

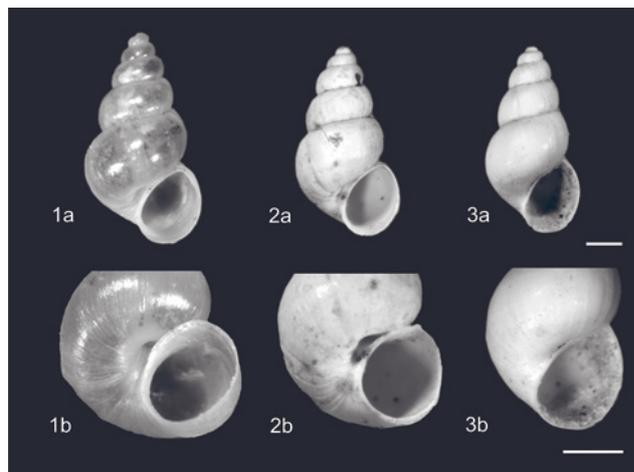
Molluskenproben	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Profilhöhe in m NN	98,74-98,95	99,09-99,37	99,70-99,87	99,99-100,12	100,12-100,27	100,27-100,34	100,34-100,36	100,36-100,49	100,49-100,66	100,66-100,85	101,0-101,15	101,20-101,36
<b>Wasser</b>												
cf. <i>Hydrobia</i> sp.	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Bithynia tentaculata</i> [LINNAEUS 1758]	10	7	-	-	6	501	108	58	14	-	-	-
<i>Bithynia leachii</i> [SHEPPARD 1823]	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
<i>Valvata piscinalis</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	-	-	7	3	-	-	-	-	-
<i>Lymnaea stagnalis</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	-	-	-	-	25	1	11	-	-
<i>Stagnicola</i> sp.	-	-	-	-	-	-	1	-	8	-	-	-
<i>Galba truncatula</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	-	-	-	2	12	4	4	2	8
<i>Radix</i> cf. <i>balthica</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	-	-	34	17	131	-	-	-	-
<i>Radix</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	18	17	1	-
<i>Myxas glutinosa</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
Lymnaeidae	Frg.	Frg.	-	Frg.	-	Frg.	Frg.	Frg.	Frg.	Frg.	Frg.	Frg.
<i>Planorbis planorbis</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	-	-	-	Frg.	5	Frg.	-	-	-
<i>Anisus leucostoma</i> [MILLET 1813]	-	1	-	-	-	2	40	943	103	277	40	14
<i>Bathyamphalus contortus</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Gyraulus laevis</i> [ALDER 1838]	5	3	-	-	-	787	130	149	44	12	3	7
<i>Gyraulus crista</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	-	-	63	23	751	82	83	10	-
<i>Hippeutis complanatus</i> [LINNAEUS 1758]	1	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
<i>Sphaerium corneum</i> [LINNAEUS 1758]	-	Frg.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pisidium subtruncatum</i> Malm 1855	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pisidium nitidum</i> Jenyns 1832	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pisidium</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Land</b>												
<i>Succinea/Oxyloma</i> -Komplex	-	-	-	-	-	-	1	5	-	13	2	1
<i>Succinella oblonga</i> [DRAPARNAUD 1801]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8	17
<i>Cochlicopa lubrica</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
<i>Cochlicopa nitens</i> [GALLENSTEIN 1848]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
<i>Cochlicopa</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Truncatellina cylindrica</i> [FÉRUSAC 1807]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vertigo pygmaea</i> [DRAPARNAUD 1801]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
<i>Vertigo antivertigo</i> [DRAPARNAUD 1801]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vertigo angustior</i> JEFFREYS 1830	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-
<i>Vertigo</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	Frg.	-	-	-	-
Orculidae ?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pupilla muscorum</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	-	-	-	2	2	-	6	19	75
<i>Pupilla triplicata</i> [STUDER 1820]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vallonia costata</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vallonia pulchella</i> [O. F. MÜLLER 1774]	3	4	-	-	-	-	-	1	-	-	-	2
<i>Vallonia excentrica</i> STERKI 1892	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1
<i>Chondrula tridens</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vitrina pellucida</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Nesovitrea hammonis</i> [STRÖM 1765]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Agriolimacidae/Limacidae	-	2	-	-	-	-	2	5	-	-	-	-
Clausiliidae	-	-	-	-	-	-	-	Frg.	-	-	-	-
<i>Fruticicola fruticum</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Trichia hispida</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	3
<i>Euomphalia strigella</i> [DRAPARNAUD 1801]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Arianta arbustorum</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Frg.
<i>Cepaea</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Helicidae	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Frg.
<b>Artenzahl</b>	<b>6</b>	<b>9</b>	<b>0</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>9</b>	<b>13</b>	<b>16</b>	<b>10</b>	<b>10</b>	<b>12</b>	<b>15</b>
<b>Individuenzahl</b>	<b>21</b>	<b>21</b>	<b>0</b>	<b>1</b>	<b>6</b>	<b>1397</b>	<b>331</b>	<b>2091</b>	<b>276</b>	<b>425</b>	<b>90</b>	<b>135</b>

Die bräunlichen schluffigen Sande der Proben 24 und 25 repräsentieren pollenanalytisch bereits die frühe Weichselkaltzeit. In der Süßwasserfauna überwiegt jetzt *Anisus leucostoma*, was auf ein flaches Stillgewässer verweist. Die terrestrische Fauna ist vor allem durch die starke individuelle Zunahme von Offenlandelementen gekennzeichnet. Relativ häufig sind Feuchtlandbewohner, z. B. mit *Succinea/Oxyloma*, *Cochlicopa nitens* oder *Vertigo angustior*. Im Vergleich zur Eem-Basis kann deshalb von einer ausgedehnteren Sumpflvegetation ausgegangen werden, was ebenfalls mit der zunehmenden Verflachung des Seebeckens interpretiert werden kann. Größere individuelle Häufigkeiten erreichten *Pupilla muscorum* und *Succinella oblonga*. Diese Arten bevorzugen trockene bis mesophile, offene Habitate. In diesem Lebensraum finden sich z. B. auch *Cochlicopa lubrica*, *Vertigo pygmaea*, *Vallonia excentrica* und *Trichia hispida*. Ausgesprochene kaltzeitliche Leitarten fehlen. Diese konnten aber unmittelbar im Bereich des Hauptaufschlusses von 2007 bereits 2003 in Schluffen aus dem Profil B1 (Abb. 4: Pr. 20) mit *Vallonia tenuilabris* bestätigt werden.

### Das Hydrobia-Problem

Die quartären Binnenland-Vorkommen von cf. *Hydrobia* sp. in Mitteleuropa sind für Mitteleuropa einmalig (zusammenfassend MENG et al. 2004). Die Vorkommen nördlich des Thüringer Waldes sowie im Umfeld des Harzes (Thüringen und Sachsen-Anhalt, Abb. 1) sind an salzhaltige Grund- und Quellwasseraustritte gebunden, die vom Salinar des Zechsteins, des Röts oder des Mittleren Muschelkalkes gespeist werden. Bekannt geworden sind vor allem die holozänen Massenvorkommen von cf. *Hydrobia* sp. im Gebiet der Mansfelder Seen bei Halle (z. B. CLESSIN 1877, GOLDFUSS 1900). Weniger bekannt sind dagegen die zahlreichen Funde aus dem Pleistozän (zusammenfassend MENG et al. 2004). Die ältesten Nachweise von cf. *Hydrobia* sp. in Mitteleuropa stammen aus dem altpleistozänen Tegelen-Komplex (Zeuchfeld bei Freyburg/Unstrut, Kalbsrieth). Weitere Funde sind bekannt aus dem unteren Saale-Komplex (Köchstädt/Salzmünde, Karsdorf, Krumpa, Hundisburg), aus der Eem-Warmzeit (Taubach, Neumark-Nord, Mansfelder Seen) sowie aus der Weichsel-Kaltzeit (Mansfelder Seen). Neben den bekannten holozänen Vorkommen der Mansfelder Seen fanden sich auch zahlreiche holozäne und subrezente Nachweise in der Umgebung von Artern und westlich von Magdeburg (Abb. 1).

Die Hydrobiidae innerhalb der Rissooidea gelten als äußerst schwer determinierbare Gruppe. Zudem existiert bis heute keine einheitliche Systematik. Eine sichere Bearbeitung ist nur mit Hilfe anatomischer sowie molekular-genetischer Methoden möglich. Die Bewertung gehäusesmorphologischer Merkmale ist wegen der Ähnlichkeit der Gehäuse problematisch. Das Aussterbedatum von cf. *Hydrobia* sp. in Mitteleuropa konnte bisher nicht konkret belegt werden. Aufgrund ihrer Vorkommen, z. B. in den Mansfelder Seen, muss man aber davon ausgehen, dass die Verbreitung der Art schon seit dem späten Mittelalter stark rückläufig war. Da in Mitteleuropa aktuell keine Lebendvorkommen bekannt sind, können nur Gehäuse berücksichtigt werden. Bisher gelang deshalb keine gesicherte Zuordnung des vorliegenden Materials.



Taf. 3: Brackwasserschnecke cf. *Hydrobia* sp. aus Sachsen-Anhalt: 1. Mansfelder Seen, Holozän; 2. Köchstädt, Corbicula-Schotter des unteren Saale-Komplexes; 3. archäologischer Hauptfundhorizont NN2/2, Eem, Neumark-Nord 2.

Plate 3: Brackish water snail cf. *Hydrobia* sp. from Saxony-Anhalt: 1. Mansfelder lakes, Holocene, 2. Köchstädt, Corbicula-gravels, Lower Saalian, 3. Main range of the archaeological findings NN2/2, Eemian, NN2.

Im klassischen Sinne handelt es sich bei den Vorkommen der Mansfelder Seen um *Hydrobia stagnorum* bzw. *Hydrobia ventrosa*, neu *Ventrosia ventrosa* (vgl. GÖTTING 2008). Betrachtet man aber die Gehäuse verschiedener Vorkommen in Mitteleuropa (Taf. 3), wird zudem deutlich, dass z. T. erhebliche morphologische Unterschiede, insbesondere bei der Gehäusebreite, der Wölbung der Umgänge sowie der Ausbildung des Nabels bestehen. Zu aller Problematik ist also auch davon auszugehen, dass in Mitteleuropa von dieser Gruppe mehrere Arten vorkamen. Die Form von Neumark-Nord ist beispielsweise relativ schlank, die Umgänge sind weniger stark gewölbt und der Nabel ist lediglich als schwacher Schlitz ausgebildet.

### 4.3.5 Kleinvertebraten [S. Meng]

#### Fische

Häufig fanden sich im Profil auch isolierte Fischreste, beispielsweise in den Proben U 5/6, 3–5, 8 und 18–22. Bearbeitet wurden die Fische von Dr. G. Böhme, Berlin. Teilergebnisse liegen vor allem aus der fundreichen eemzeitlichen hellgrauen Kalkmudde (Pr. 19) vor. Die Fauna setzt sich aus Rotfeder (*Scardinius erythrophthalmus*), Karausche (*Carassius carassius*), Schleie (*Tinca tinca*), Flussbarsch (*Perca fluviatilis*) und Hecht (*Esox lucius*) zusammen. Der Flussbarsch konnte im Profil schon spätsaalezeitlich (Pr. U 5/6) belegt werden. Diese Fischgemeinschaft entspricht etwa der aus dem Becken NN1 bekannten Fauna (BÖHME 2010), welche typisch ist für Flachlandseen.

#### Kleinsäuger

Aus den Molluskenproben konnten nur wenige determinierbare Kleinsäugerreste geborgen werden. Es handelt sich um Molaren von *Microtus arvalis* – Feldmaus (Pr. 3) und *Talpa* sp. – Maulwurf (Pr. 4). Diese Arten unterstreichen ebenfalls den offeneren Charakter der Habitatstrukturen, besonders im Übergang Saale-Spätglazial/Eem. Die Kleinsäugerreste bearbeitete Dr. L. Maul, Weimar.

#### 4.4 Lithologie der Profile B1, B2 und C [S. Wansa]

Ergänzend zum Hauptprofil A sind weitere Detailaufnahmen in die Betrachtung einbezogen worden. Sie geben Aufschluss über die Differenziertheit der Ablagerungen im Becken NN2.

Bereits im Herbst 2003 bot sich im **Profil B1**, ca. 10 m südlich vom Hauptprofil A und ebenfalls im zentralen Beckenbereich gelegen, die Möglichkeit, den oberen Teil der Beckenfüllung zu dokumentieren, wobei die Profilsäule noch etwas weiter in das Hangende reicht als im Hauptprofil A (Abb. 6). Die Schichtenfolge ist der im Profil A ähnlich, und auch die Analysenergebnisse der Proben B1/15–B1/22 stimmen, bis auf die in 4.3.1 erwähnte Diskrepanz beim Karbonatgehalt der Kalkmudde, im Wesentlichen mit denen aus Profil A überein.

Im Juni 2004 wurden im **Profil B2**, einem 3 m tiefen Schurf, der an das Profil B1 anschließt, die Schichten unmittelbar im Liegenden der markanten Mudde-Wechsellaagerung untersucht (Abb. 13). Wie im Profil A treten auch hier starke Gipsausfällungen (überwiegend amorph, untergeordnet Kristallbildungen) verbunden mit Eisenoxidabsätzen auf Trennflächen und an Wurzelröhren auf. Die Proben 80–85 entsprechen etwa dem Profilschnitt der Proben 12–16 in Profil A. Während die Schluffe in A zum Hangenden (bis Pr. 14) kontinuierlich feinkörniger werden und auch darüber noch Tongehalte um 30 % aufweisen, variiert die Kornverteilung hier etwas stärker. Auffällig sind vor allem die grauweißen Grobschlufflinsen (Pr. 82), die wohl mit den horizontbeständigen Feinsandlinsen zwischen den Proben 12 und 13 im Profil A korrespondieren, sowie der dunkelbraungraue sehr stark tonige (46 %) Schluff von Probe 83. Die Kalkgehalte nehmen ähnlich wie in Profil A zum Hangenden ab (Pr. 82: 10 %, Pr. 85: 3 %). Die Detailaufnahme (Abb. 13) zeigt auch, dass manche Schichten auskeilen oder an Verwerfungen bis ca. 20 cm (in einem Nachbaraufschluss bis 30 cm) versetzt sein können.

Des Weiteren wurde im März 2007 das ca. 15 m nordwestlich von Hauptprofil A im Niveau von 97,5 bis 98,7 m NN gelegene **Profil C** dokumentiert. Hier standen an der nördlichen Beckenflanke geschichtete Schluffe an, die – vergleichbar dem Beckenzentrum (Profil A) – durch auffällige, an Straten gebundene Lagerungsstörungen (Fließtexturen) charakterisiert waren. Sowohl die Gefügeausbildung als auch die Analytik (Kornverteilung, Kalkgehalt) legen nahe, dass der hier aufgeschlossene Profilschnitt dem ca. 2 m tiefer gelegenen Abschnitt der Proben 3–9 im Profil A entspricht. Danach fallen diese Schichten an der Beckenflanke zwischen den beiden Profilen mit 7–8° ein.

#### 4.5 Hangendschichten [S. Wansa]

Die Seeablagerungen gehen im Hangenden in eine periglaziäre Schichtenfolge über, die zwar im Bereich des Hauptprofils A bis auf den Basisbereich abgetragen war, aber durch mehrere unweit davon erhaltene Teilprofile rekonstruiert werden konnte. Die Ergebnisse der Geländeaufnahmen von 2003 und 2004 und der Laboranalytik sollen hier nur synoptisch wiedergegeben werden. Für Detailinformationen sei auf LAURAT & BRÜHL (2006), LAURAT et al. (2007) sowie MANIA (2010a) verwiesen.

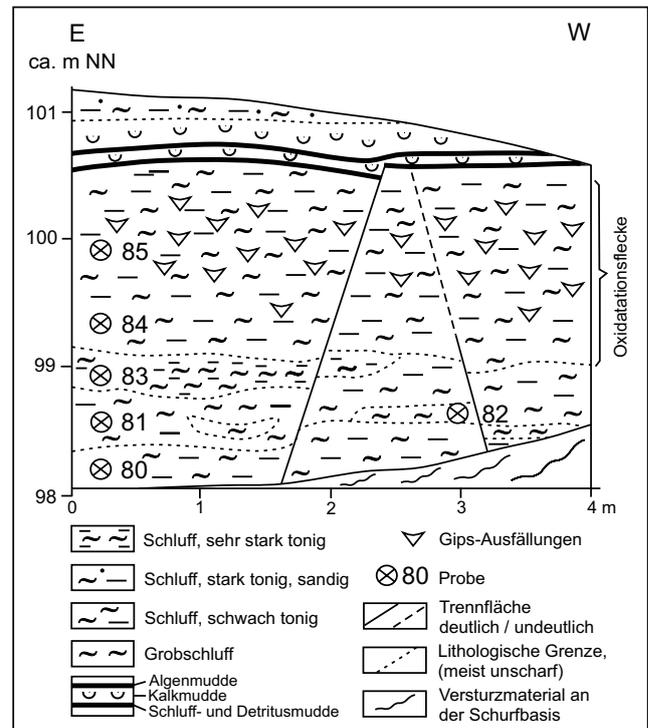


Abb. 13: Profil B2, Aufnahme Juni 2004.

Fig. 13: Profile B2, documentation June 2004.

Der im Hauptprofil A nur partiell erhaltene Verzahnungsbereich von tonig-sandigem Seeschluff mit teils schwemmlössartigen Fließerden ist im Profil B1 ca. 70 cm mächtig (Abb. 6: Pr. B1/22, vgl. 4.3.1). Er wird hier durch eine helle, meist weniger als 10 cm, max. 30 cm mächtige Sandschicht bedeckt, die auch wegen umfangreicher Artefaktfunde als Ufersand interpretiert wurde (archäologischer Fundhorizont NN2/0, LAURAT & BRÜHL 2006). Im Hangenden schließt sich ein dunkles, nur wenige Zentimeter mächtiges kalkfreies Bodensediment an, das möglicherweise aus stark zersetztem Torf hervorgegangen ist (Abb. 6: Pr. B1/24). Darüber folgen wenige Dezimeter kalkfreier olivgrauer Schluff mit Sandlagen und ca. 0,5 m sandiger, fein- und grobkiesiger Mittelkies, der als fluviatiler Schotter angesehen wird und ebenfalls zahlreiche Artefakte enthält (Fundkomplex NN4). Die Geröllzusammensetzung weist mit mehr als 30 % Kristallin und Feuerstein eine sehr hohe nordische Komponente auf, die nur durch Umlagerungen aus glaziärem Material der näheren Umgebung erklärbar ist. Weitere wesentliche Bestandteile des Geröllspektrums sind Quarz, Quarzit, Kalkstein und Porphy. Das Spektrum der wenigen aus dem Ufersand gewonnenen Gerölle zeigt eine ähnliche petrographische Zusammensetzung.

Während der fluviatile Schotter im Gebiet von NN2 niveaubeständig (zwischen 102 und 103 m NN) verfolgbar ist, werden die liegenden weichselzeitlichen Sedimente sowie die eemzeitlichen Ufersedimente am nördlichen Beckenrand durch eine auffällige Diskordanz gekappt. Der Einschnitt erfolgte wahrscheinlich fluviatil, doch ist die entstandene Hohlform schnell durch Fließerden verfüllt worden. Diese enthalten Kiesnester mit einer der des übergreifenden Schotters nahezu identischen Geröllzusammensetzung.

Unmittelbar nördlich des Beckens NN2 war das Hangende des Schotters aufgeschlossen. Die mehr als 5 m umfassende Sedimentfolge besteht in den unteren ca. 3 m aus grobschluffig-feinsandigen bis tonig-schluffigen Stillwasserablagerungen mit Fließerde- und Sandeinschaltungen und im oberen Teil aus Schwemmlöss und Löss. Der heterogen aufgebaute untere Teil weist horizontgebundene Oxidations- und Reduktionsmerkmale auf, die schwache hydromorphe Bodenbildungen anzeigen.

Im Niveau zwischen ca. 103 und 104 m NN waren nördlich des Beckens NN2 örtlich zwei auf Fließerden entwickelte humose Horizonte zu beobachten, die R. RUSKE (freundl. mündl. Mitt.) dem Naumburger Bodenkomplex zugeordnet hat.

In den periglaziären Deckschichten treten horizontgebundenen Froststrukturen in Erscheinung, meist in Form kleindimensionaler Kryoturbationen oder Eiskeile, die an Denudationsflächen ansetzen. Hervorgehoben seien die im hangenden Löss beobachteten bis ca. 2,5 m tiefen, meist schmalen, aber vielgestaltigen, im unteren Teil nur als Riss verfolgbaren Eiskeile.

## 5 Das Becken NN2 im Vergleich mit dem Becken NN1

### 5.1 Sedimentationsbedingungen [S. Wansa, J. Luckert, S. Meng & J. Strahl]

Die Basis des Beckens NN2 bildet die Saale-Grundmoräne der Zeit-Phase (4.2). Aufgrund ihrer Position in einer Randsenke zwischen Kohleaufragungen konnte sich über der Grundmoräne eine abflusslose Hohlform entwickeln, die in Anbetracht der nahezu vollständig nachgewiesenen saale-spätglazialen und eemzeitlichen Sequenz über weit mehr als 10 000 Jahre (Tab. 2) als Sedimentfalle diente. Unklar ist, in welchem exakten Zeitraum zwischen der ersten Saale-Vergletscherung und dem Ende des Saale-Komplexes die Randsenkenbildung erfolgte. Im Falle einer relativ frühzeitigen Anlage – bereits während der Vergletscherung – wäre davon auszugehen, dass die Hohlform bis zum Warthe-Stadium mit Toteis plombiert war, da die ersten palynologischen Belege in das Ende des Saale-Pleniglazials datieren (PZ A, Abb. 10).

Die Seeablagerungen des untersten Profilabschnittes (90,4 bis ca. 92,5 m NN) zeichnen sich durch ein breites Kornspektrum und geringe Sortierung aus, was darauf hindeutet, dass nach dem Beginn der Flachseebildung zunächst der umgebende saalezeitliche Geschiebemergel partiell abgetragen und als Umlagerungsprodukt am Seeboden resedimentiert wurde. Dafür sprechen auch die hohen Tonmineralgehalte bis in das Niveau von 92,0 m NN. Der allmähliche stete Anstieg der Quarzgehalte von < 30 Masse-% im untersten Meter der Beckenfüllung auf > 50 Masse-%, verbunden mit einem deutlichen Anstieg des Schluffanteils sowie leicht erhöhten Kalkgehalten beruhen wahrscheinlich auf zunehmendem Eintrag äolischen Materials bzw. der Erosion von Lössablagerungen in der Umgebung. Diese Entwicklung setzt sich zum Hangenden fort, gefördert durch die bis weit in das Eem hinein offene Waldlandschaft, und wird erst durch die Zunahme des Tongehaltes ab ca. 98,5 m NN und die nachfolgende Bildung von Mudden unterbrochen. Mit dem Übergang zur Weichsel-Kaltzeit sind dann wieder höhere Grobschluff-Anteile zu verzeichnen. Die Annahme des differenzierten Eintrags äo-

lischer Bildungen wird durch die Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen gestützt (4.3.3).

Im Beckenzentrum sind die Sedimentationsbedingungen im Bereich von 92,5–96 m NN relativ konstant geblieben. Darüber lassen stratengebundene, synsedimentäre Fließgefüge auf eine relativ rasche Akkumulation und stärkeren lateralen Eintrag schließen. Dabei dürften sich die eng begrenzte räumliche Ausdehnung der Sedimentfalle sowie die relativ steilen Beckenflanken auf die gravitativen Bewegungen im Beckenzentrum begünstigend ausgewirkt haben. Molluskenanhäufungen verweisen in diesem Abschnitt auf ein verändertes Strömungsregime, wobei eine temporäre Sedimentzufuhr über ein Fließgewässer nicht ausgeschlossen werden kann. Sumpffarten fehlen hier fast vollständig.

Der gestörte Bereich (ca. 96–97 m NN) gehört größtenteils zur eemzeitlichen PZ 4, so dass eine Aktivierung des Kohlediapirismus als Ursache für die Schichtdeformationen wenig wahrscheinlich ist (vgl. THOMAE 1990). Die außerdem beobachteten Zerrungsstrukturen in Form von kleindimensionalen Abschiebungen sind vermutlich durch Kompaktion und Setzung der Seeablagerungen entstanden.

Die zunehmende Kornverfeinerung zum Hangenden und das Abklingen der Lagerungsstörungen deuten auf eine zunächst ruhigere Sedimentation bei etwas erhöhtem Seespiegel hin. Dafür sprechen sowohl die palynologischen als auch die malakologischen Befunde hinsichtlich des Fehlens Flachwasser anzeigender Algen und Mollusken. Die im Bereich der PZ 5 bei ca. 98,5 m NN beobachtete „gleyartige“ Nassbodenbildung (LAURAT et al. 2007), die darüber einsetzenden Gipsausblühungen bei gleichzeitiger Abnahme des Kalkgehaltes sowie die im Niveau von 99–100 m NN auftretenden Wurzelröhren zeigen nachfolgend eine Reduzierung der Seespiegelhöhe (vermutlich mit zeitweiligem Trockenfallen) an. Dies unterstreichen auch die palynologischen Belege verschiedener Jochalgen und die verstärkte Ausbreitung von Röhrrieten bei insgesamt sehr schlechter Pollen- und Sporenkonservierung.

Die Kalkmulde zwischen den beiden organisch geprägten Lagen sowie die hangende molluskenreiche Kalkmulde (Abb. 6 und 9) repräsentieren Wiederbelebungsphasen der limnischen Sedimentation unter z. T. extremen Flachwasserbedingungen während der eemzeitlichen Schattholz- und abschließenden Lichtholzphase (PZ 7–9, Abb. 10), die mit dem Übergang in das Weichsel-Frühglazial durch Schluffe und Sande abgelöst wurden.

Aus den überlieferten Mächtigkeiten der die einzelnen Pollenzonen in Hauptprofil A repräsentierenden Sedimente und der Dauer der Pollenzonen (Tab. 2) lassen sich folgende Sedimentationsraten ableiten: PZ 4 (und PZ 3): 0,9 mm/a, PZ 5: 2,6 mm/a, PZ 6–9: 0,1 mm/a. Es handelt sich hierbei um Mittelwerte, die kaum Rückschlüsse auf die tatsächliche Dynamik des Sedimentationsgeschehens zulassen. Insbesondere der geringe Wert im Bereich der stärker organisch bzw. karbonatisch ausgebildeten Sedimente der PZ 6–9 dürfte durch Kompaktion beeinflusst sein.

Im Profil waren visuell keine Diskordanzen oder Schichtlücken erkennbar, die eine Mehrphasigkeit der Beckenbildung oder längere Sedimentationsruhe anzeigen würden. Dies wird durch die palynologischen Befunde soweit bestätigt, abgesehen von fehlenden Schichtgliedern des Saale-Spätglazials (PZ B, C 2) und der frühen Eem-Warmzeit

(PZ 1), die entweder aufgearbeitet oder aufgrund zu geringer Sedimentationsraten bei der Beprobung nicht erfasst wurden.

Am nördlichen Beckenrand waren zeitweilig imposante staffelbruchartige Abschiebungen aufgeschlossen. Sie waren antithetisch orientiert und wiesen Versatzbeträge bis etwa 20 cm auf. Untergeordnet traten auch synthetische Verwerfungen sowie Grabenstrukturen auf. Diese Weitungstechnik, die in abgeschwächter Form auch im Beckenzentrum auftrat (4.4 und Abb. 13), resultiert wohl aus Setzungsvorgängen infolge der auflastbedingten Kompaktion von Seesedimenten im zentralen Beckenbereich. Allerdings kann eine späte (frühweichselzeitliche?) Wiederbelebungphase des Kohlediapirismus als Ursache nicht völlig ausgeschlossen werden.

Das ehemals ca. 600 x 400 m große, ovale, NW-SE orientierte **Becken NN1** (MANIA 2004) war wohl um ein Vielfaches größer als das Becken NN2, auch wenn dessen ursprüngliche Gesamtfläche unbekannt ist (siehe 4.1). Die Basis beider, infolge Kohlediapirismus entstandener Hohlformen bildet die Erste Saale-Grundmoräne, über der noch unter kaltklimatischen Bedingungen die limnische Sedimentation einsetzte. Aus NN1 wurde eine bis ca. 3,5 m mächtige Sedimentfolge mit Bänderton, Schmelzwassersand und Beckenschluff beschrieben (MANIA 1990, 2004, MANIA et al. 2008), in NN2 sind es vor allem 5 m mächtige Seeschluffe (und -tone) die in Kornverteilung und mineralogischer Zusammensetzung eine markante Zweiteilung erkennen lassen. Die darüber lagernde warmzeitliche Sequenz ist in NN1 deutlich mächtiger als in NN2 und weist auch lithologische Unterschiede auf. Während in NN1 vorwiegend Detritusmudden, z. T. in Wechsellagerung mit anderen Muddearten und Torf akkumuliert wurden (zuletzt MANIA et al. 2008, 2010, Abb. 14), ist die Abfolge in NN2 klastischer geprägt. Hier wurden die Seeschluffe erst im jüngeren Eem (PZ 6–8) durch Detritus- und nachfolgend Kalk- und Algenmudde abgelöst. Dementsprechend unterschiedlich ist auch der Erhaltungszustand der Palynomorphen, der sich vor allem hinsichtlich der Nichterhaltung korrosionsanfälliger Sporomorphen, z. B. der Eibe und Esche, sehr nachteilig bei der palynologischen Interpretation auswirken kann.

Für die unterschiedlichen lithologischen Entwicklungen der Sedimentfüllungen der Becken NN1 und NN2 kommen mehrere Ursachen in Betracht. Von entscheidender Bedeutung dürfte die stark differierende Dimension der beiden Becken gewesen sein. Zudem sind die Flanken des Beckens NN2 zumindest örtlich deutlich steiler, wodurch die laterale Materialzufuhr begünstigt wurde. Außerdem muss mit Modifizierungen durch unterschiedliche Wassertiefen oder diachrone gravitative Bewegungen im Untergrund gerechnet werden. Das Niveau der zentralen Beckenbasis liegt wohl in NN2 um einige Meter höher als in NN1. In NN2 reicht die Grundmoränen-Oberfläche im Beckentiefsten nach geoelektrischen Messungen bis ca. 85 m NN (Abb. 2 und 3, RAPPILBER 2004b), in der Rammkernsondierung wurde sie bei 90,4 m NN festgestellt. Für die Basis der Beckensedimente in NN1 geben THOMAE & RAPPILBER (2010) unter Bezugnahme auf eine Bohrung 81,4 m NN an.

Nach MANIA (1990), THOMAE (1990), MANIA et al. (2008, 2010) und MANIA (2010a) werden die interglazialen Seeablagerungen des Beckens NN1 von zwei jeweils 5–6 m

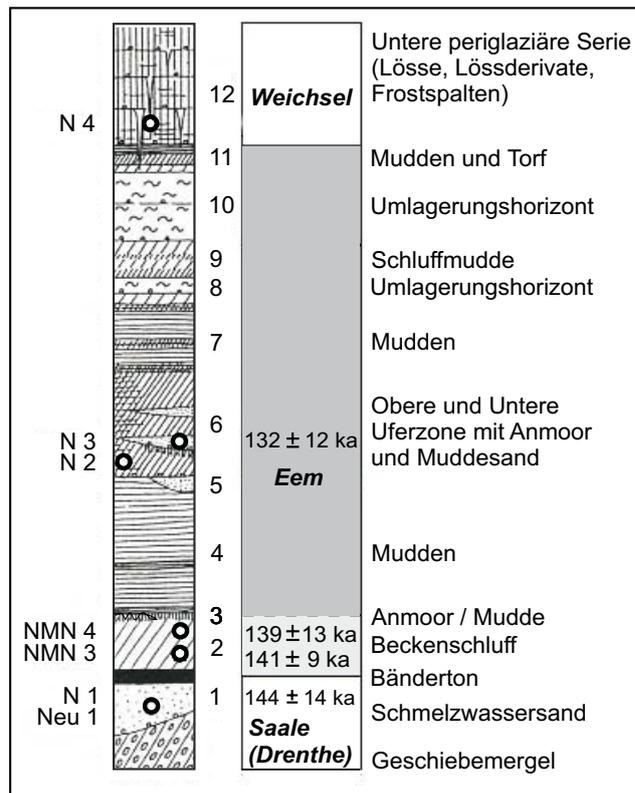


Abb. 14: Sedimentsequenz von Neumark-Nord 1 mit lithologischen Sedimentkomplexen 1 bis 12 (nach MANIA 2004, MANIA et al. 2010, Hangendbereich nicht vollständig abgebildet) und Ergebnissen von Lumineszenz-Altersbestimmungen (vgl. Tab. 6), Profilhöhe ca. 22 m.

Fig. 14: Sediment sequence of Neumark-Nord 1 with lithological complexes 1–12 (after MANIA 2004, MANIA et al. 2010, top-section not shown), sample numbers and results of luminescence age determinations (see table 6), length of the profile about 22 m.

mächtigen periglaziären Folgen überlagert, die im Wesentlichen aus Löss und Lössderivaten bestehen und Denudationshorizonte sowie Froststrukturen enthalten. Die beiden Folgen sind durch einen Bodenkomplex mit zwei Humusgleyen voneinander getrennt. Für MANIA (1990, 1994) stellt die Ausbildung der mächtigen Periglaziärsedimente ein gewichtiges stratigraphisches Argument dar, dem jedoch bereits von LITT (1994b) plausibel widersprochen wurde. MANIA et al. (2008) verbinden die untere periglaziäre Folge von NN1 mit den basalen Sedimenten von NN2, womit die Diachronie der Becken NN1 und NN2 belegt werden soll. Diese Darstellung ist wegen der Charakteristik der saalezeitlichen Seeablagerungen in NN2 abzulehnen (siehe dieses Kap. sowie 4.3.1 und 4.3.3.1). Es ist vielmehr davon auszugehen, dass die periglaziären Deckschichten von NN1 ihre Entsprechung in den ebenfalls durch hydromorphe Bodenbildungen gegliederten, wenn auch geringer mächtigen Hangendschichten am nördlichen Rand des Beckens NN2 finden (4.5).

## 5.2 Palynostratigraphie [J. Strahl]

Ausgangspunkt der pollenstratigraphischen Diskussion ist die bis dato altersmäßig unterschiedliche Deutung der Sedimentfüllungen der Becken NN1 und NN2. Die in einer Vielzahl von Publikationen der Arbeitsgruppe von D. Mania angeführten genetischen, sedimentologischen und biostrati-

graphischen Argumente mündeten letztendlich (MANIA et al. 2008, 2010) in einer Einstufung der interglazialen Ablagerungen hinsichtlich

- des Beckens NN1 in das Intra-Saale (sogenannte Neumark-Nord-Warmzeit inklusive dem unteren und oberen archäologischen Fundhorizont NN1, LAURAT et al. 2006),
- dem im Becken NN2 aufgefundenen archäologischen Hauptfundhorizont NN2/2 in eine darauffolgende weitere (!), palynostratigraphisch jedoch nicht definierte präwarthezeitliche Warmzeit und
- der darüber folgenden warmzeitlichen Ablagerungen inklusive des Fundkomplexes NN2/1 in das Eem-Interglazial.

Diesbezüglich wurden zum wiederholten Male (zuletzt MANIA et al. 2010, SEIFERT-EULEN 2010) die nachfolgend zu diskutierenden palynostratigraphischen Argumente von SEIFERT (1990 und in MANIA 1992) zur Untermauerung eines intrasaalezeitlichen Alters des Interglazials von Neumark-Nord 1 in nahezu unveränderter Form zitiert. Den inzwischen vorliegenden Arbeiten von vor allem LITT (1994a, b), aber nachfolgend auch von KREMENETSKI (in BOETTGER et al. 2005, 2007), die diese Argumente nicht nur entkräfteten, sondern auch ein eemzeitliches Alter klar herausstellten, wurde dabei keine oder nur randlich Beachtung geschenkt. Die Behauptung von MANIA et al. (2010: 40), LITT (1994a) ignoriere die stratigraphischen Argumente, die einer Zuordnung zum Eem widersprechen, ist falsch, da in der angeführten Arbeit auf den S. 37–40 explizit darauf eingegangen wird. Zurückzuweisen sind auch folgende Ausführungen bezüglich der palynologischen Unterschiede zwischen Neumark-Nord und anderen Eem-Abfolgen in MANIA et al. (2010: 40): „Auffällig ist, dass diese Unterschiede von den Gegnern eines stärker mit Warmzeiten untergliederten Saale-Komplexes nicht angenommen und ignoriert werden.“ Die Untergliederung des glaziären Teiles des Saale-Komplexes durch Warmzeiten ist obsolet (siehe 1). Zudem werden die palynologischen Differenzen hier nochmals ausführlich diskutiert.

Ebenso ist die durch MANIA et al. (2010) vorgenommene Charakterisierung der Diagramme von LITT (1994a) und KREMENETSKI (in BOETTGER et al. 2007) als in der Abfolge der einzelnen Pollenklassen zu glatt und pauschal erscheinend, nicht zutreffend, wie nachfolgend aufgezeigt werden wird.

Nach SEIFERT (1990, in MANIA 1992) bzw. ergänzt SEIFERT-EULEN (2010) sowie MANIA et al. (2008, 2010) sprechen folgende, in der Abb. 11b hervorgehobene, palynologische Argumente gegen eine Einstufung der Sedimentfüllung des Beckens NN1 in die Eem-Warmzeit:

1. die Maximal-Verbreitung der Fichte noch während der Hauptverbreitung der Hasel und vor der Hauptverbreitung der Hainbuche,
2. das Vorkommen der Tanne lediglich während der Hainbuchenphase und damit ein insgesamt anderes vegetationsgeschichtliches Verhalten von Hainbuche, Fichte und Tanne als in anderen Eem-Vorkommen,
3. die Maximalausbreitung der Eibe vor der Hasel,
4. die Maximalausbreitung der Ulme erst zu Beginn der Hainbuchen-Phase,

5. die nicht allmähliche Ausbreitung der Eiche, sondern ihr sehr unruhiger Kurvenverlauf, der in erneute Gipfel während der Hainbuchen-Phase mündet sowie insgesamt deutlich höhere Pollenfrequenzen als normalerweise im Eem,
6. der ständig hohe Anteil von Kräutern und Gräsern und
7. das Fehlen der Serbischen Fichte (*Picea omoricoides*) (von SEIFERT-EULEN 2010 nicht mehr angeführt).

Die von SEIFERT bzw. SEIFERT-EULEN als grundsätzliche Abweichungen gegenüber der prinzipiellen eemzeitlichen Waldsukzession diskutierten besonderen, palynostratigraphisch gedeuteten Merkmale treffen, so sie tatsächlich vegetationsgeschichtlicher Natur sind, in der Zusammenschau (vgl. Abb. 11) auch auf das Becken NN2 zu. Ein Teil dieser Argumente geht jedoch ursächlich auf die Sedimentations- und Probenahmeumstände zurück.

Weitere, vor allem von SEIFERT-EULEN (2010) angeführte Gründe (Vorkommen des Tatarischen Ahorns, Ausbildung von Eichensteppenwäldern) berücksichtigen nicht ausreichend den durch seine zentrale Lage im Mitteldeutschen Trockengebiet bedingten klimatischen Sonderstatus des noch heute deutlich subkontinental geprägten Untersuchungsraumes. Sie können letztendlich in der komplexen Betrachtung nicht, wie schon durch LITT (1994a, b) für das Becken NN1 eingehend erläutert, als triftige Gründe gegen ein eemzeitliches Alter angeführt werden. Randlich angemerkt sei, dass sowohl der Eutrophierungsgrad als auch Salzeinflüsse (beides auch für NN2 zutreffend!) keine Relevanz für die stratigraphische Position warmzeitlicher Ablagerungen besitzen (siehe rezente Salzstellen) und das Vorkommen NN1 nicht über der holsteinzeitlichen Körbisdorfer Terrasse (SEIFERT-EULEN 2010: 271), sondern über der ersten Saale-Grundmoräne liegt. Zu den weiterhin von SEIFERT-EULEN (2010) als Beleg für ein höheres Alter als Eem angeführten TL-Altern siehe 6.1.

Bei der Bewertung dieser ausgewiesenen palynostratigraphischen Besonderheiten über den Vergleich der bisher publizierten Pollendiagramme, spielt die Ausbildung von Hiaten eine wesentliche Rolle. Zum einen sind dies tatsächliche Sedimentationslücken infolge der Einschaltung sandiger Ablagerungen bei ufernaher Profillage (Profil SEIFERT bzw. SEIFERT-EULEN in NN1) oder Erosion (Hauptprofil A in NN2). Zum anderen kann es sich aber auch um sekundäre, durch die gewählten Probenabstände verursachte Hiaten handeln. So umfasst keines der in Abb. 11 vergleichend vorgestellten Profile sowie auch das von KREMENETSKI (2010) präsentierte eine vollständige, vom ausgehenden Saale-Glazial kontinuierlich die Verhältnisse bis in das Weichsel-Frühglazial reflektierende Entwicklung. Sowohl dem NN1-Profil von SEIFERT (1990) bzw. SEIFERT-EULEN (2010, Abb. 11b) als auch dem von LITT (1994a, Abb. 11c) bearbeiteten fehlen im Gegensatz zu dem primär als vollständig ausgewiesenen, tatsächlich jedoch erst im Klimaoptimum der Eem-Warmzeit (PZ 5 nach ERD 1973) wieder einsetzenden Profil von KREMENETSKI (in BOETTGER et al. 2005, 2007, Abb. 11d) saalespätglaziale Anteile. Weichselfrühglaziale Ablagerungen in NN1 wurden nur von SEIFERT (1990) bzw. SEIFERT-EULEN (2010) erfasst, wohingegen das Profil von LITT (1994a, b) noch innerhalb des Eems (PZ 7) abbricht.

In NN2 wiesen das Hauptprofil A (Abb. 10 und 11a) und das Profil von KREMENETSKI (2010) insgesamt sehr gute Übereinstimmungen auf (vgl. 4.3.3). Aber auch sie sind durch Sedimentationslücken gekennzeichnet, die sowohl Abschnitte des Saale-Spätglazials (PZ B und C2 nach STRAHL & HERMSDORF 2008) als auch der Eem-Warmzeit (PZ 1 bzw. 1–4 unten nach ERD 1973) sowie des Weichsel-Frühglazials umfassen. Die von KREMENETSKI (2010) untersuchte Abfolge beinhaltet also nicht, wie von MANIA et al. (2010: 43) beschrieben, die gesamte Warmzeit.

Ebenfalls nicht zu vernachlässigen ist die Tatsache, dass lediglich das Profil von LITT (1994a, b) in NN1 sowie beide Profile in NN2 vertikal lückenlos entnommen wurden. Bei den übrigen Profilen handelt es sich um aus Teilprofilen zusammengesetzte Abfolgen, die, wie im Falle des Profils von KREMENETSKI aus NN1, versetzt über eine Erstreckung von 200 m im Aufschluss aufgenommen wurden. Unter Berücksichtigung dieser Fakten relativiert sich zumindest ein Teil der oben aufgeführten Argumente von SEIFERT bzw. SEIFERT-EULEN.

Eingeleitet wird die Entwicklung sowohl in NN1 (Abb. 11d) als auch in NN2 (Abb. 10 und 11a) durch stark mit präquartären und älterinterglazialen, vermutlich holstein- bis frühsaalezeitlichen Sporomorphen befrachteten Ablagerungen des **Saale-Pleniglazials** (PZ A), die in beiden Becken in die Akkumulation von Sedimenten des **Saale-Spätglazials** (PZ C1) mündeten. Neben der bereits für NN2 besprochenen Umdeutung der LPZ 1–3 von KREMENETSKI (2010) in die PZ A und C1, gilt dies aus den unter 4.3.3 diskutierten Gründen mit Sicherheit in NN1 (KREMENETSKI in BOETTGER ET AL. 2005, 2007) auch für die LPZ N1 (= PZ A) und zumindest den noch stark durch Umlagerungen behafteten Teil der LPZ N2 (= PZ C1). Auch das ermittelte IRSL-Alter von  $132 \pm 12$  ka BP (vgl. Pr. N 3, Tab. 6) unterstreicht die stratigraphische Position des Profilabschnittes im Übergangsbereich Saale-Spätglazial/Eem. Die durch den Sanddorn (PZ B) bzw. durch die Kiefer (PZ C2) gekennzeichneten Abschnitte des Saale-Spätglazials sind dagegen in keinem der untersuchten Profile belegt.

Lediglich im Becken NN1 und wahrscheinlich nur im Profil von LITT (1994a, b) ist die warmzeiteinleitende, früheemzeitliche **Birken-Phase** (PZ 1, Abb. 11c) erfasst. Alle übrigen Profile weisen einen zumindest bis in die PZ 2 (Abb. 11a und b) bzw. noch weiter in das Eem hineinreichenden, in Anbetracht der engen Probenabstände im Hauptprofil A (Abb. 10 und 11a) dort vermutlich echten Hiatus auf (Abb. 11d und vgl. KREMENETSKI 2010). Nicht eindeutig lässt sich der obere, umlagerungsfreie Teil der LPZ N2 (Abb. 11d) des Profils von KREMENETSKI (in BOETTGER et al. 2005, 2007) in die saalespätglaziale PZ C1 bzw. in die eemzeitliche PZ 1 einordnen, da außer den auch durch LITT (1994a) ermittelten recht hohen Beifuß-Anteilen keine entsprechenden Spätglazialelemente, wie beispielsweise der Sanddorn, ausgewiesen sind. Lediglich mit der Ausbreitung von Rohr- und Igelkolben ist wie in NN2 ein Hinweis auf eine erste, saalespätglaziale Verlandungstendenz gegeben (vgl. 4.3.3.2).

Von Beginn an wird die interglaziale Waldentwicklung in beiden Becken durch sehr hohe Offenlandanteile (Abb. 11a–d, rote Einfassung der Totalsumme) begleitet, anfänglich insbesondere durch Beifuß und Süßgräser. Die Ursachen

dafür liegen einerseits in den nachweislich im Becken NN1 bestehenden, stratigraphisch nicht relevanten und im übrigen auch in NN2 nachgewiesenen Salzwassereinflüssen (vgl. MAI 1992, 4.3.3.3), auf die LITT (1994a) vor allem die hohen Beifuß-Anteile zurückführt. Andererseits ist der in den vorangehenden Kapiteln bereits mehrfach angeführte, bis zum Beginn der Hainbuchen-Zeit bestehen bleibende parkartige Charakter der Bewaldung anzuführen, der ein langes, möglicherweise auch mittels der Beweidung durch Tiere gefördertes Überdauern lichtliebender Kräuter ermöglichte. Damit ist das von SEIFERT (1990) bzw. SEIFERT-EULEN (2010) unter Punkt 6 zitierte Argument hinfällig, zumal es bei der Einstufung des von KREMENETSKI (2010) aus NN2 publizierten Profils in das Eem durch MANIA et al. (2008, 2010) offensichtlich keine dahingehend einschränkende Rolle mehr spielte.

Zumindest Teile der **Birken-Kiefern-Zeit** (PZ 2), charakterisiert durch die Einwanderung der Ulme und nachfolgend der Eiche, reflektieren in NN1 die Diagramme von SEIFERT bzw. SEIFERT-EULEN (1990, 2010, Abb. 11b) und LITT (1994a, b, Abb. 11c) und des Hauptprofils A in NN2 (Abb. 10 und 11a). Sowohl in NN1 als auch NN2 besaß die Birke in diesem Zeitraum noch eine wesentliche Bedeutung, da lichtintensive Standorte weiterhin vorhanden waren. Eine endgültige Verdrängung setzte erst mit der Etablierung der Hasel ein.

Die Herausbildung kiefernreicher, thermophiler Laubmischwälder mit Ulme und Eiche in der **Kiefern-Eichenmischwald-Zeit** (PZ 3) belegt in NN1 am deutlichsten das Profil von LITT (1994a, b, Abb. 11c). Bei SEIFERT bzw. SEIFERT-EULEN (Abb. 11b) ist lediglich ein Kulminieren der Eichen-Kurve erkennbar, das im Eem nach der Maximalverbreitung der Ulme liegt. Der nur mittels einer Probe dokumentierte Abschnitt der Waldentwicklung ist insbesondere auch angesichts des bei LITT abgebildeten charakteristischen Ulmen-Maximums zu Beginn der PZ 3 (Abb. 11c) mit Sicherheit unvollständig erfasst. Dieser von SEIFERT-EULEN (2010) dazu noch als außergewöhnlich hoch zitierte Eichenpollenwert von knapp 50 % der Grundsumme ist, abgesehen davon, dass es sich um einen Einzelwert handelt, kein als „eemuntypisch“ belastbares Argument. Vergleichbare Prozentwerte finden sich häufig bei in Randposition befindlichen bzw. aus sehr kleinräumigen Sedimentationsbecken stammenden Profilen, so z. B. Straußberg und Borgisdorf (jeweils ca. 35 %, STRAHL & HERMSDORF 2008), Klein Klütz Höved (45 %) und Hinterste Mühle (35 %). Nicht nur in NN1, sondern auch in NN2 ist während der Phase der Hainbuchen-Verbreitung (PZ 6–8a) eine nochmalige Wiederbelebung von Ulmen- (PZ 6) aber auch Eichenbeständen (PZ 7–8) reflektiert, wobei in NN2 die Ulme wegen ihrer besseren Erhaltungsfähigkeit gegenüber der Eiche deutlich in den Vordergrund tritt (Abb. 11a). Grundsätzlich zog sich die Ulme, wie vorhergehend bereits die Hasel und auch die Offenlandflora, aufgrund der zunehmenden Verschattung der Wälder bis zum Ende der Hainbuchen-Phase zurück. Lediglich die Eiche konnte sich, wie aus den Profilen in NN1 (Abb. 11b–d) zu ersehen, länger halten.

Somit greifen die Argumente 4 und 5 bezüglich einer fehlenden allmählichen Eichenausbreitung und einer Verlagerung des Ulmen-Maximums in den Beginn der Hainbuchen-Phase (PZ 6) als palynostratigraphisch relevante Merkmale ebenfalls nicht. Überdies bildet sich der „un-

ruhige“ Verlauf (nicht nur) der Eichen-Kurve auch ganz deutlich in den Profilen von NN2 und zwar insbesondere innerhalb der PZ 4 im Hauptprofil A mit scheinbar hierher verlagerten Maxima bei Eiche und Ulme ab (Abb. 10 und 11a, grüne Umrandung der Kurven). Während für das SEIFERT'sche Profil ursächlich seine Randposition anzuführen ist, sind hier die überwiegend schlechten Erhaltungsbedingungen bzw. die Sedimentationsumstände (teilweise Zusammenspülung) für den unruhigen Diagrammverlauf verantwortlich zu machen, also ebenfalls keine vegetationsgeschichtlichen Faktoren.

Im Unterschied zu den Profilen aus NN2 (Abb. 11a, KREMENETSKI 2010: 275) und dem LITT'schen Profil aus NN1 (Abb. 11c) ist der Abschnitt der **haselreichen Eichenmischwald-Zeit** (PZ 4) in den Profilen von SEIFERT (Abb. 11b) und KREMENETSKI (Abb. 11d) nicht vollständig bzw. gar nicht (Hiatus) überliefert. Somit ist der dem eemzeitlichen Eiben-Maximum vorangehende Verlauf der Hasel-Kurve einschließlich eventueller Maxima nur lückenhaft bzw. überhaupt nicht nachvollziehbar. Die indirekte Beweisführung von SEIFERT-EULEN (2010: 271), das von KREMENETSKI (in BOETTGER et al. 2007) untersuchte Profil könne nicht eemzeitlich sein, weil das vor dem Hasel-Maximum liegende Eiben-Maximum nur aufgrund des dort ausgebildeten Hiatus fehle, ist eine reine Mutmaßung. Das diese nicht zutrifft, hätte bei Kenntnisnahme des Profils von LITT und der daraufhin notwendigen Neubewertung ihres eigenen Profils klar werden müssen. Das dritte angeführte Argument, dass die Eibe in Neumark-Nord ihre Maximalverbreitung vor der Hasel erreicht hätte, ist somit gleichfalls palynostratigraphisch gegenstandslos.

Zum u. a. mehrfach angeführten Tatarischen Ahorn als eemuntypisches subkontinentales Steppenwaldelement sei der korrigierende Hinweis erlaubt, dass die Funde aus dem Becken NN1 keinesfalls erstmaligen Nachweischarakter hinsichtlich eines subkontinental geprägten Klimas im Elbe-Saale-Gebiet besitzen (vgl. MANIA et al. 2008), sondern auch für das eemzeitliche Becken von Grabschütz (LITT 1990) vorliegen. Wie für NN1 existieren für das Becken NN2 entsprechende frühe palynologische Ahorn-Nachweise, die jedoch nicht makrorestanalytisch unterlegt werden konnten. Des Weiteren sei an dieser Stelle darauf verwiesen, dass das Mitteldeutsche Trockengebiet bis heute seinen klimatischen Sonderstatus hinsichtlich seiner Niederschlagsarmut und seines subkontinentalen Einschlags beibehalten hat und daher noch heute Verbreitungsgebiet südlicher Arten ist (vgl. u. a. MEUSEL 1970, BENKERT et al. 1996). So finden sich hier beispielsweise unter den 27, zuletzt bei MANIA et al. (2010) genannten Arten mit südosteuropäisch-westasiatischem, südeuropäischem bzw. submediterrane Verbreitungsschwerpunkt 20, wovon 13 sogar weit über das Mitteldeutsche Trockengebiet hinaus vorkommen. Als enger auf diesen Raum beschränkt bleibend seien als Beispiele kontinental bis subkontinental geprägter Arten die Sand-Esparsette (*Onobrychis arenaria*), die Pferde-Sesel (*Seseli hippomarathrum*), die Acker-Spatzenzunge (*Thymelaea passerina*) sowie subtemperater bis temperater Arten der Wollige Schneeball (*Viburnum lantana*), der Stink-Gänsefuß (*Chenopodium vulvaria*) und der Gemüse-Portulak (*Portulaca oleracea*) genannt.

Die im Profil von SEIFERT (Abb. 11b) im Vergleich zu den

übrigen und für Neumark-Nord angesichts seiner besonderen Lage im Mitteldeutschen Trockengebiet sehr hoch ausfallenden Pollenfrequenzen der Eibe in der PZ 5 (**Hasel-Eiben-Linden-Zeit**) sind auf die Art und Weise der laborativen und in diesem Falle effektiveren Aufbereitung der Proben zurückzuführen. Eine gleichartige Anreicherung wurde auch für eine ganze Reihe von Eem-Profilen aus dem Brandenburger Raum festgestellt, die labortechnisch alle nach dem gleichen Modus vorbereitet wurden (vgl. dazu STRAHL & HERMSDORF 2008: 38). Insgesamt zeigen die Profile in NN1 aufgrund der durchgehend besseren Erhaltung durchschnittlich höhere Eiben- und auch Eschen-Werte als in NN2. Einen übereinstimmenden Trend weisen aber alle Profile auf: Generell sind die Erle (ab der PZ 4) und die Linde (ab der PZ 5) innerhalb der verschiedenen eemzeitlichen Waldgemeinschaften unterrepräsentiert.

Entgegen den Untersuchungen von LITT (1994a, Abb. 11c) wird die bereits von SEIFERT (1990, Abb. 11b) beobachtete frühe Ausbreitung der Fichte im Übergang von der Phase der thermophilen Laubmischwaldgesellschaften zu den späteemzeitlichen Schattholzwäldern in der PZ 6 (**Hainbuchen-Zeit**) sowohl in den Diagrammen aus NN1 (Abb. 11b und d) als auch NN2 (Abb. 11a und KREMENETSKI 2010) deutlich. Auf den mit großer Wahrscheinlichkeit durch Fernflug verursachten Eintrag des Fichtenpollens im Gegensatz zur späteren auch standörtlichen Förderung auf staunassen Arealen wurde bereits unter 4.3.3.3 eingegangen. Damit ist dieses besondere Verhalten, wie schon für die in beiden Becken mit hohen Anteilen festgestellten Offenlandelemente als palynostratigraphisches Argument gegen ein eemzeitliches Alter nicht haltbar.

Die für die PZ 7 (**Hainbuchen-Fichten-Zeit**) charakteristischen Züge der Waldentwicklung mit der Ausbreitung von Fichte und Tanne innerhalb der bis in die PZ 8 (**Kiefern-Fichten-Tannen-Zeit**) hinein weiterhin sehr stark Hainbuchen-dominierten Bewaldung bleiben in allen Diagrammen mehr oder weniger undeutlich. So sind schon ab der PZ 6 die Sedimentationsraten in NN2 infolge des sich extrem verflachenden Sedimentationsraums sehr gering. Sie bedingen im Gegensatz zu NN1 (Abb. 11d) eine verzerrte bzw. sehr verkürzte Abbildung der Etablierung der Nadelgehölze. Letzteres gilt auch für das beckenrandlich situierte Profil von SEIFERT (1990, Abb. 11b), wo Tannen- und Hainbuchen-ausbreitung während der PZ 7 und 8 scheinbar ineinander „verschwimmen“. Aufgrund der sehr eng gewählten Probenabstände in NN2 (Hauptprofil A, Abb. 11a) konnte zumindest ein Maximalausschlag der Tannen-Kurve (auch im Profil KREMENETSKI 2010) innerhalb der extrem geringmächtig ausgebildeten PZ 8 erfasst werden. Sowohl für NN1 als auch NN2 liegen zeitgleich hohe Hainbuchen- und Tannen-Werte zu Beginn der PZ 8 vor, die anscheinend typisch für das Mitteldeutsche Trockengebiet sind, da diese Situation auch von den Profilen Gröbern und Grabschütz (LITT 1990, 1994a) reflektiert wird.

Klimatisch bedingt werden dann zunächst die Hainbuche und nachfolgend die Tanne in beiden Becken, wie für das Eem typisch, mit der erneuten Ausbreitung der Kiefer während der **Kiefern-Zeit** (PZ 9) aus den Wäldern verdrängt. Die Verhältnisse während der späteemzeitlichen Vegetationsentwicklung reflektiert dabei in NN1 besonders ausführlich das Diagramm des Profils von KREMENETSKI (in BOETT-

GER et al. 2005, 2007) mit dem Vordringen der Birke in die instabiler werdenden borealen Waldgemeinschaften. Somit ist, wie bereits durch LITT (1994a, b) angeführt, auch dem Argument 2 von SEIFERT zu widersprechen, dass abgesehen von dem scheinbar ungewöhnlichen und oben diskutierten Verhalten der Fichte vor der Hainbuchenausbreitung (Argument 1) Abweichungen gegenüber der eemzeitlichen Vegetationsentwicklung bestünden.

In jedem Fall nicht nachzuvollziehen war das inzwischen von SEIFERT-EULEN (2010) nicht mehr angeführte Argument 7, da die Serbische Fichte, soweit bisher bekannt, ihre wesentliche Verbreitung in den Interstadialen des Weichsel-Frühglazials hatte und in den vorhergehenden Warmzeiten keine Rolle spielte.

Die Zusammenschau der warmzeitlichen Vegetationsentwicklung in beiden Becken zeigt also entgegen den Ausführungen von MANIA (zuletzt in MANIA et al. 2010) aus palynologischer Sicht eine durchgängige Übereinstimmung. Trotz der oben genannten einschränkenden bzw. beeinflussenden sedimentologischen und probennahmebedingten Faktoren sind in den vorliegenden Pollendiagrammen (Abb. 11a–d) deutlich die Grundzüge der eemzeitlichen Waldsukzession, und zwar die zeitlich versetzte Einwanderung von Birke – Kiefer – Ulme – Eiche – Hasel – Erle – Eibe – Linde – Hainbuche – Fichte – Tanne und erneut Kiefer und/oder Birke erkennbar. Beide Becken zeigen anhand der Zugrundelegung aller diskutierten Profile eine quasi kontinuierlich zu verfolgende Vegetationsentwicklung vom Saale-Spätglazial bis in die ausgehende Eem-Warmzeit. Das Weichsel-Frühglazial ist nur reliktsch erfasst.

Tatsächliche Besonderheiten der hiesigen eemzeitlichen Vegetationsentwicklung – und dies in beiden Becken – sind:

1. hohe Kräuterpollenanteile, die auf die Existenz einer parkartigen Bewaldung (Hasel, Eiche, Ulme) unter warmen, deutlich subkontinental getönten Klimabedingungen vor der Hainbuchenausbreitung schließen lassen,
2. nur geringe Erlen- und Lindenanteile und
3. eine nur scheinbar frühe Fichtenausbreitung, die in Verbindung mit in der Nähe liegenden Mittelgebirgsstandorten (Fernflugeintrag in Verbindung mit erhöhten Kräuter- und auch Kiefern-Werten) steht.

Sie ergeben sich hier vor allem aus der speziellen klimatischen Situation infolge der Lage der Aufschlüsse im zentralen Mitteldeutschen Trockengebiet. Wurde schon durch die Untersuchungen von LITT (1994a, b) und nachfolgend KREMENETSKI (in BOETTGER et al. 2005, 2007) für das Becken NN1 deutlich, dass die durch MANIA angeführten Argumente von SEIFERT (1990) hinsichtlich eines höheren Alters von NN1 nicht stichhaltig sein können, so wurde dies spätestens mit dem durch KREMENETSKI (2010) bearbeiteten Profil aus NN2 Gewissheit. Dieses von MANIA et al. (2010) als eemzeitlich akzeptierte Profil weist insbesondere hinsichtlich der Argumente 1 und 6 auch solche Merkmale auf, die nach Meinung derselben Autoren gegen das eemzeitliche Alter von NN1 sprechen sollen – eine Erklärung dafür wird nicht gegeben.

### 5.3 Malakologische Interpretation [S. Meng]

Die Süßwasserfauna zeigt eine einheitliche Entwicklung des Gewässers innerhalb eines warmzeitlichen Zyklus an, u. a. mit der Dominanz von *Bithynia tentaculata*, *Gyraulus laevis* und *Valvata piscinalis*. Zwar nimmt die individuelle Häufigkeit der Mollusken, besonders im mittleren Profilteil (vor allem Pr. 7–18) stark ab, für zwischengeschaltete kaltzeitliche Phasen gibt es aber keinerlei Indizien. Der obere Profilteil (Pr. 19–25) ist durch die starke individuelle Zunahme von *Anisus leucostoma* gekennzeichnet, was die zunehmende Verlandung des Gewässers ankündigt. Die terrestrische Molluskenfauna ist entsprechend dem limnischen Milieu weniger häufig. Sie wird zwar hauptsächlich durch Offenlandelemente, z. B. *Pupilla muscorum* und *Vallonia costata* vertreten, enthält aber auch eindeutige warmzeitliche Elemente, insbesondere mit *Cepaea* sp.

Die Molluskenfauna ist durch einige **Besonderheiten** charakterisiert. Auffällig ist, dass zahlreiche eemtypische Elemente in NN2 zu fehlen scheinen. Hierzu gehört beispielsweise die Quellschnecke (*Belgrandia germanica*), die in mitteldeutschen Eem-Vorkommen, besonders in Travertinen, in der Regel massenhaft entwickelt ist. Vermutlich fehlten im weiteren Umfeld der Fundstelle geeignete Quellhabitate. Anspruchsvolle thermophil geprägte Waldarten oder Exoten sind offenbar selten. Ausgehend von den geringen Individuenmengen können allerdings auch taphonomische Probleme diskutiert werden. Insgesamt muss aber von einer stärker kontinentalen Prägung der Faunen ausgegangen werden, was mit der Lage des Paläosees innerhalb des Mitteldeutschen Trockengebietes korreliert (vgl. 5.2).

Der **archäologische Hauptfundfundhorizont NN2/2** war am nördlichen Beckenrand wenige Meter östlich des Profils D (Abb. 5) im Hangenden saalezeitlicher Schluffe aufgeschlossen. Der Fundhorizont wird hier durch helle Feinsande gebildet und ist etwa 0,5–1 m mächtig. Dem Vergleich mit dem Hauptprofil A liegen Probennahmen von S. MENG von 2005 sowie von S. WANSA von 2004 zu Grunde (Tab. 5). Mit der für NN2 insgesamt charakteristischen Häufigkeit von *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis* und *Gyraulus laevis*, fällt zudem auch das Fehlen von *Anisus leucostoma* in NN2/2 auf. Diese Art fehlt auch im unteren und mittleren Bereich des Hauptprofils A weitgehend, wird jedoch im oberen Abschnitt dominant (Abb. 12).

Insgesamt sind die Individuendichten im Bereich von NN2/2 am Beckenrand deutlich höher entwickelt, trotzdem sind die Diversitäten gut vergleichbar. Weitere charakteristische Elemente der Süßwasserfauna sind z. B. *Radix* cf. *balthica*, *Radix auricularia*, *Myxas glutinosa* sowie der Salzanzeiger cf. *Hydrobia* sp.

Die terrestrische Fauna ist hier ebenso wie im Beckenzentrum unterrepräsentiert. Relativ häufig sind die Offenlandelemente *Pupilla muscorum* und *Vallonia costata*. Nachgewiesen wurden außerdem das Steppenelement *Chondrula tridens* und die Warmzeitform *Cepaea* sp. Mit *Vertigo antivertigo* und *Oxyloma* sp. sind zudem auch vereinzelt feuchtigkeitsliebende Arten, Bewohner von nassen Gewässerufern oder Sümpfen, belegt. MANIA (in LAURAT & BRÜHL 2006, MANIA et al. 2008) erwähnt zudem noch die gehölzliebenden Elemente *Aegopis verticillus*, *Cochlodina laminata* oder *Clausilia pumila*.

Tab. 5: Mollusken aus dem archäologischen Hauptfundhorizont NN2/2, Becken NN2.

Tab. 5: Molluscs of the main range of the archaeological findings NN2/2, basin NN2.

Probennahmen	Wansa 13.05.04	Wansa 28.06.04	Meng/Laurat 30.06.05
<b>Wasser</b>			
cf. <i>Hydrobia</i> sp.	-	-	3
<i>Bithynia tentaculata</i> [LINNAEUS 1758]	250	645	3664
<i>Valvata piscinalis</i> [O. F. MÜLLER 1774]	7	32	285
<i>Stagnicola</i> sp.	3	4	3
<i>Galba truncatula</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	4
<i>Radix</i> cf. <i>balthica</i> [LINNAEUS 1758]	3	4	27
<i>Radix auricularia</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	3
<i>Myxas glutinosa</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	6
Lymnaeidae	Frg.	Frg.	Frg.
<i>Gyraulus laevis</i> [ALDER 1838]	130	24	617
<i>Gyraulus crista</i> [LINNAEUS 1758]	6	-	11
Unionidae	Frg.	-	-
<i>Sphaerium corneum</i> [LINNAEUS 1758]	1 K	1 K	Frg.
<i>Pisidium</i> spp.	-	-	12 K
<b>Land</b>			
<i>Oxyloma</i> sp.	-	-	3
<i>Vertigo antvertigo</i> [DRAPARNAUD 1801]	-	-	1
<i>Vertigo pygmaea</i> [DRAPARNAUD 1801]	1	-	-
<i>Pupilla muscorum</i> [LINNAEUS 1758]	-	-	10
<i>Vallonia costata</i> [O. F. MÜLLER 1774]	33	-	3
<i>Chondrula tridens</i> [O. F. MÜLLER 1774]	-	-	1
Agriolimacidae/Limacidae	1	-	1
<i>Trichia</i> sp.	1	-	-
<i>Fruticicola fruticum</i> [O. F. MÜLLER 1774]	1	-	Frg.
<i>Euomphalia strigella</i> [DRAPARNAUD 1801]	1	-	-
<i>Cepaea</i> sp.	-	Frg.	Frg.
Helicidae	Frg.	-	Frg.
<b>Anzahl Proben</b>	<b>4</b>	<b>2</b>	<b>4</b>
<b>Artenzahl</b>	<b>16</b>	<b>8</b>	<b>22</b>
<b>Individuenzahl</b>	<b>441</b>	<b>714</b>	<b>4669</b>

Die Molluskenfaunen des Seebeckens NN1 ähneln, nach den Ergebnissen von MANIA (2000) zu urteilen, prinzipiell den Faunen von NN2 (Tab. 4 und 5). Zu bemerken ist aber auch, dass NN1 wesentlich besser aufgeschlossen war und intensiver malakologisch untersucht wurde. Der limnische Bereich wird beispielsweise von *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, *Gyraulus laevis*, *Gyraulus crista*, *Anisus leucostoma* u. a. charakterisiert. Ebenfalls nachgewiesen wurde in NN1 die Brackwasserschnecke cf. *Hydrobia* sp. Ausgesprochen ähnlich sind auch die Fischfaunen, mit Rotfeder, Schleie, Karausche, Flussbarsch und Hecht.

Sehr auffällig ist, dass im Bereich von NN1 auch bei den Landschnecken, vergleichbar mit NN2, eine relativ hohe individuelle Dominanz von Offenlandarten, ebenfalls mit *Pupilla muscorum*, *Vallonia costata*, *Vallonia pulchella*, *Truncatellina cylindrica*, *Vertigo pygmaea*, *Chondrula tridens* u. a. vorliegt. Im Vergleich zu NN2 sind in NN1 mehr Arten von anspruchsvolleren Waldarten nachgewiesen. Sie erreichen aber offenbar ebenfalls nur geringe Häufigkeiten. Insgesamt ist also davon auszugehen, dass sich auch im Umfeld des Seebeckens NN1 parkähnliche Landschaften entwickelten und dass aufgrund der Ähnlichkeiten der Faunen beide Seebecken zur gleichen Zeit existierten.

## 6 Geochronologie

### 6.1 Lumineszenzdatierungen an Sedimenten der Becken NN1 und NN2 [M. Krbetschek & L. Zöllner]

#### 6.1.1 Diskussion der Daten von Karelin (1997)

Bereits in den 1990er Jahren wurden TL-Datierungen an Sedimenten des Beckens NN1 innerhalb eines Forschungsprojektes der Forschungsstelle Archäometrie Heidelberg durchgeführt, deren Ergebnisse bisher nur in der Dissertation KARELIN (1997) vorgestellt wurden. Sie beruhen maßgeblich auf einer methodischen Weiterentwicklung der Quarz-Thermolumineszenz-Datierung, sowie – auf dem Stand damaliger Kenntnisse – der Kalifeldspat- und Feinkorn-Thermolumineszenz-Datierung. Diese Daten werden vor allem dazu herangezogen, das Becken NN1 einem unbekanntem älteren Interglazial zuzuordnen (zuletzt MANIA et al. 2010). Die Ergebnisse dieser Dissertation sind bisher nicht durch die Publikation in einschlägigen Fachzeitschriften der breiten Öffentlichkeit vorgestellt worden. Wesentlich ist, dass dadurch die Methodik der Datenerhebung, insbesondere einer sich auf experimentelle Weiterentwicklungen stützenden, nicht

ausreichend in Fachkreisen diskutiert ist. Diese Diskussion soll und kann auch hier nicht tiefgreifend geführt werden. Es finden sich jedoch ausreichend Gründe in der öffentlich zugänglichen Promotionschrift (KARELIN 1997), dass eine Überbewertung der Genauigkeit der Daten durch die Zitierenden erfolgt, wobei Schwächen hinsichtlich einer transparenten Datenerhebung sowie Darstellung und Diskussion der Ergebnisse im angewandten geochronometrischen Teil der Arbeit auch zum Tragen kommen. Im Zusammenhang mit der Altersdiskussion zu NN1 soll deshalb auf die Datierungsergebnisse der Arbeit (KARELIN 1997) kurz eingegangen werden. Für die Zuordnung der Proben werden hier und im Weiteren die lithologischen Einheiten nach MANIA (2004) (siehe auch MANIA et al. 2008, 2010 und Abb. 14) benutzt. Wenn nicht anders vermerkt, werden die in der Lumineszenzdatierung üblichen  $1\text{-}\sigma$  Fehler (68 % Wahrscheinlichkeit) der TL-Alter aus KARELIN (1997) zitiert.

1. In der o. g. Literatur wird ein Datum von  $184 \pm 17$  ka für das Alter der Warmzeit von NN1 zitiert, welches einem sogenannten „TL-Kontextalter“ (KARELIN 1997) entspricht. Der Wert dieser Angabe aus 4 Einzelaltern von 2 Proben (N 2, N 3<sup>5</sup>) aus Schichtkomplex 6 kann zunächst nicht eingeschätzt werden, da eine Berechnungsgrundlage eines „kombinierten, fehlergewichteten mittleren Alters“ nicht dargestellt ist und es dafür keine allgemein gültige Definition gibt. Es handelt sich aber offenbar einfach um ein fehlergewichtetes Mittel der Werte, wie leicht nachzurechnen ist, und nicht wie in der Lumineszenzdatierung üblich, um einen Standardfehler eines Probenkontext nach AITKEN (1985). Diese Berechnung kann hier aufgrund fehlender Informationen nicht nachvollzogen werden, würde aber wegen der gesonderten Einbeziehung von zufälligen und systematischen Fehlern einen höheren Fehler erwarten lassen. Abgesehen davon fehlen aber Kontrollrechnungen, ob eine Mittelwertbildung überhaupt durchgeführt werden sollte. Führt man diese nach GEYH (2008) durch, kommt man diesbezüglich zu einem negativen Ergebnis. Für Schichtkomplex 6 sind daher eher die einzelnen Alter (N 2:  $182 \pm 44$ ; N 3:  $195 \pm 35$ ,  $184 \pm 27$ ,  $174 \pm 34$  ka) und deren Fehler als repräsentativ anzusehen. Diese überstreichen mit ihren Fehlern den Zeitraum von 230 ka bis 138 ka, bei 95 % Wahrscheinlichkeit von 265 bis 98 ka. Eine Einstufung des Interglazials in MIS 5e ist somit durchaus möglich, gleichwohl jedoch auch in MIS 7, wogegen jedoch die Unterlagerung des Beckens durch die Erste Saale-Grundmoräne spricht. Die geringe Bedeutung der Angaben zu „mittleren Altern“ durch den Autor kann anhand der Probe N 4 (Komplex 12) noch deutlicher gemacht werden. Hier wird aus Werten von  $178 \pm 22$  ka und  $120 \pm 17$  ka, die also einen Bereich von 200 ka bis 103 ka überdecken, ohne dass sich die Werte im Fehlerbereich überlappen, unzulässig ein Wert von  $142 \pm 14$  ka berechnet, welcher dann als Nachweis für warthezeitliche Periglazialsedimente dienen soll, die gleichwohl auch frühweichselzeitlich sein können. Dazu ist auch anzumerken, dass laut KARELIN (1997: 73 f.) Dosisbestimmungen an zwei Chargen der gleichen Probe durchgeführt wurden, wobei keine hinreichende Begründung für die Differenz der Dosiswerte gefunden werden konnte. Der niedrigere

5 Um Verwechslungen mit den Beckenbezeichnungen NN1, NN2 und NN3 zu vermeiden, wurden die Probennummern von KARELIN (1997) geändert: N 1 statt NN 1, N 2 statt NN 2 usw.

Wert mit einem resultierenden TL-Alter von  $120 \pm 17$  ka wäre unter Berücksichtigung der TL-Eigenschaften aber als zuverlässiger zu bewerten und damit eine Einstufung von Komplex 12 in MIS 6 nicht mehr zu belegen.

2. Alle Daten beruhen auf TL-Messungen. TL-Signale sind nur relativ schwer und nur bis zu einem unveränderlichen Restsignal durch Lichtexposition rückstellbar. Dadurch verbleiben in der Natur zum Zeitpunkt der Sedimentation leicht Restsignale, die zu Altersüberschätzungen besonders von TL-Altern führen können. Die Bemühungen und Ergebnisse von KARELIN (1997) insbesondere an Quarz-TL-Signalen günstigere Bedingungen für Sedimentdatierungen zu finden, sind hoch einzuschätzen. Die Ergebnisse reichen jedoch nicht für eine sichere Datierung, wie der Autor selbst nachweist. In einer Studie an Blindproben in dieser Arbeit, werden ohne Ausnahme Altersüberschätzungen mit der gleichen TL-Methode an Quarz festgestellt, mit der auch die Proben N 1 und N 3 datiert wurden. Diese erreichen bis zu 60 ka (!). Bei einem Doppelblindversuch an einer ca. 40–45 ka alten Probe (gestützt durch  $^{14}\text{C}$ - und IRSL Alter) wurden  $51 \pm 8$  ka und  $107 \pm 20$  ka bestimmt, was zudem weitere Schlüsse (siehe bereits N 4) auf eine schlechte Reproduzierbarkeit der Daten zulässt. Leicht nachvollziehbar sind deshalb Altersüberschätzungen durch unzureichende Rückstellung des TL-Signals zum Zeitpunkt der Sedimentation. Das kann durch die neuen Altersbestimmungen untermauert werden (6.1.2).

3. Auf die Methodik der TL-Datierung an Feldspat (Kalifeldspat-Grobkorn bzw. polymineralische Feinkornfraktion, wegen der Dominanz der TL von Feldspat) wird in der Arbeit nicht ausreichend eingegangen. Deshalb ist eine Bewertung kaum möglich. Einen sichtbaren methodischen Mangel der damaligen Zeit stellt jedoch die Kalifeldspat-Altersberechnung von Probe N 3 (Schichtkomplex 6,  $195 \pm 35$  ka) mit einem gemessenen Kaliumgehalt von 5,3 % dar. Ein solches Messergebnis lässt auf eine nicht ausreichende Mineraltrennung und eine „Verdünnung“ der Kaliumbestimmung durch Verunreinigungen (vor allem Quarz) vermuten (DÜTSCH & KRBETSCHKE 1997). Bei Annahme eines durchschnittlichen Kaliumgehalts (11,5–13,5 %) gut separierter Kalifeldspäte, die trotz möglicher Verunreinigungen den Hauptteil des TL-Signals liefern (siehe z. B. HUNTLEY & BARIL 1998), ergibt sich ein Alter von etwa 153 ka für diese Probe. Im Fehlerbereich überdeckt das Alter dann auch MIS 5e.

4. Die Problematik radioaktiver Ungleichgewichte (KRBETSCHKE et al. 1994), die häufig die Lumineszenzdatierung warmzeitlicher Sedimente ungünstig beeinflusst (DEGERING & KRBETSCHKE 2007a), konnte in der Arbeit KARELIN (1997) durch die angewandte Dosisleistungsanalytik nicht behandelt werden. Die neuen Ergebnisse weisen auf solche Verhältnisse in den beiden Sedimentbecken von Neumark-Nord hin (6.1.2). Damit sind noch unerkannte Altersfehler möglich, die die Quarz- und Feinkorn-Altersbestimmungen der Arbeit besonders beeinflussen (keine interne, konstante Dosisleistung aus  $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ , wie bei Kalifeldspat). Konkret nachzuweisen ist diese Möglichkeit für Probe N 1 (Parallelprobe Neu 1, Tab. 6).

Zusammenfassend wird festgestellt, dass die TL-Altersbestimmungen der Arbeit von KARELIN (1997) an Sedimenten des Beckens NN1 von Neumark-Nord aus methodischer Sicht nicht dazu geeignet sind, eine Diskussion zu einem In-

terglazial mit einem Alter um 180 ka zu führen. Die Daten an den Interglazialsedimenten und den Periglazialsedimenten im Hangenden lassen, ebenso wie sie wesentlich älter sein könnten, auch eine Einstufung in das Eem-Interglazial bzw. das Weichsel-Frühglazial zu. Angesichts der nicht ausgereiften Methodik der Quarz-TL-Datierung ist auch ein einzelnes Alter spätdrenthezeitlicher Sande (Probe N 1:  $238 \pm 30$  ka; Schichtkomplex 1) nicht von wesentlicher Bedeutung, besonders auch wegen möglicher unerkannter Dosisleistungsfehler.

### 6.1.2 Neue Datierungen

In den vergangenen ca. 15 Jahren wurden in den Sedimentbecken von Neumark-Nord mehrfach Beprobungen für **Lumineszenzdatierungen mittels optischer Verfahren (IRSL, OSL)** und später auch **Radiofluoreszenz (IR-RF)** durchgeführt. Die Probe Neu 1 (Tab. 6) ist eine Parallelprobe zu Probe N 1 von KARELIN (1997). Weiterhin wurde eine Teilprobe der Probe N 3 von KARELIN (1997, Tab. 6) untersucht. Erst im Jahre 2003 waren Teile von Becken NN1 (Basisschichten) begrenzt wieder zugänglich, zusammen mit denen in Becken NN3 abgelagerten prädrenthezeitlichen Sedimenten. Das war der Beginn einer stärkeren Einbindung der Sedimentsequenzen von Neumark-Nord in die Datierungsarbeiten der Forschungsstelle Geochronologie Quartär der Sächsischen Akademie der Wissenschaften am Institut für Angewandte Physik der TU Freiberg. Zwischen 2003 und 2007 wurden auch 24 Proben von Sedimenten des Beckens NN2 und dessen Hangendfolge entnommen. Bisher konnten nur Teile dieses umfangreichen Probenmaterials datiert werden. Hier werden im Wesentlichen nur die abgeschlossenen Datierungen am Becken NN1 vorgestellt und diskutiert, jedoch liegen auch für Becken NN2 Daten vor, die einer stratigraphischen Zuordnung dienen können.

Von den Sedimenten aus dem **Becken NN1** liegen 4 Datierungsergebnisse vor (Tab. 6, Abb. 14). Zwei davon (Neu 1 und N 3), Parallel- bzw. Teilproben aus KARELIN (1997), wurden in der zweiten Hälfte der 1990er Jahre mittels Infrarot-Optisch-Stimulierter Lumineszenz (IRSL) an Kalifeldspat und der MAA-Technik (multiple-aliquot additive dose; WINTLE 1997) datiert. Die Diskussion über Fading von TL-, IRSL- oder OSL-Signalen, welche zu Altersunterschätzungen führen kann, ist nicht abgeschlossen (siehe z. B. ZÖLLER 2010). Größere (über den angegebenen Fehlerbereich hinaus) Unterbestimmungen können hier aber mit hoher Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden. Mit der gleichen Technik wurden zahlreiche, durch unabhängige Methoden kontrollierte Sedimentsequenzen bis in den Zeitbereich um 150 ka erfolgreich datiert (KRBETSCHKE & STOLZ 1997, KRBETSCHKE et al. 1998, DEGERING & KRBETSCHKE 2007a, b). Das IRSL-Signal wird in der Natur optisch relativ schnell gelöscht. Das verdeutlicht auch die geringe Streuung der IRSL-Messwerte beider Proben und ein sehr gutes Dosis-Plateau der Probe N 3 über den gesamten Bereich der Ausleuchtkurve („shine-down“).

Neuere Datierungsergebnisse liegen durch die Anwendung der Infrarot-Radiofluoreszenz (IR-RF) an 2 im Jahre 2003 gewonnenen Proben aus zwei Horizonten vor (Tab. 6: Pr. NMN 3 und NMN 4). Auch diese Methode basiert auf der Verwendung von Kalifeldspat, jedoch ist für das IR-RF-

Signal eine Signalstabilität nachgewiesen (z. B. ERFURT & KRBETSCHKE 2003, DEGERING & KRBETSCHKE 2007a). Das IR-RF-Signal wird durch Lichtexposition etwas langsamer zurückgestellt als die IRSL. Probleme von Altersüberschätzungen können aber durch die single-aliquot-Technik (IR-SAR-Protokoll) erfolgreich ausgeschlossen werden, die bei allen IR-RF-Datierungen von Neumark-Nord Anwendung fand. Unvollständige optische Rückstellung von Kornanteilen des Sediments wurden vor allem bei NMN 4 festgestellt. Da TL-Signale wesentlich höhere Lichtintensität bzw. Belichtungsdauer für ihre Rückstellung benötigen, können diese Ergebnisse auch Altersüberschätzungen der älteren TL-Daten (KARELIN 1997) als wahrscheinlich begründen. An zwei Proben (Tab. 6: Neu 1 und NMN 3) wurden geringe radioaktive Ungleichgewichte in der  $^{238}\text{U}$  Reihe festgestellt. Von einer detaillierten Behandlung (Modellrechnung) konnte wegen der geringfügigen Auswirkung auf das Altersergebnis (angegebener Fehler; hohe interne Dosisleistung Kalifeldspat) abgesehen werden. An der Quarzfraktion der Proben NMN 3 und NMN 4 wurden auch OSL-Messungen (SAR) zur Paläodosismetzung durchgeführt. Das OSL-Signal ist jedoch in Sättigung. Sogenannte „dose-recovery“-Tests im Bereich von 200–250 Gy zeigten starke Unterbestimmungen. Diese Methode erwies sich damit als ungeeignet, die Sedimente zu datieren.

Die Ergebnisse der Lumineszenz-Altersbestimmungen sind in Abb. 14 zusammengefasst. Sie scharen sich im unmittlerbaren Liegenden des Interglazials (Schichtkomplexe 1 und 2) von NN1 bei ca. 140 ka. Die Daten der Proben NMN 3 und NMN 4 können als maximale Alter der limnischen Sedimentation angesehen werden. Im Fehlerbereich könnte diese frühestens vor ca. 150 ka begonnen haben. Aus den Interglazialsedimenten (Schichtkomplex 6) liegt eine Datierung mit  $132 \pm 12$  ka vor (Tab. 6: N 3). Auf der Basis der Zentralwerte und der zum Jüngeren reichenden Fehler ist von einer eemzeitlichen Beckensedimentation auszugehen.

Die Lumineszenzdatierungen an Sedimenten des **Beckens NN2** sind trotz zahlreicher Messungen noch nicht abgeschlossen. Dies betrifft vor allem die Proben NMN 17 bis NMN 22 aus dem Hauptprofil A, so dass sich die Vorstellung der vorläufigen Ergebnisse vorrangig auf das Profil B1 bezieht (Abb. 4, Tab. 6).

Datierungen limnischer Sedimente mittels der Quarz-OSL-SAR-Technik waren in NN2 weitgehend erfolglos. Wie in Becken NN1 ist das Signal wegen einer relativ hohen Dosisleistung in Sättigung (Pr. NMN 9 und NMN 12). Bei Probe NMN 12 aus dem Niveau des unteren Bereichs von Profil B2 (wenige Meter lateral versetzt vom Profil entnommen) kann gerade noch ein Mindestalter abgeschätzt werden. Mit  $88 \pm 8$  ka (Pr. NMN 10) war jedoch ein sicherer Wert für den frühweichselzeitlichen archäologischen Fundhorizont NN2/0 im Profil B1 (Abb. 6) mit dieser Methode bestimmbar, da die Aktivität dieser sandigen Schicht relativ gering ist.

Bei allen Paläodosismetzungen, die durchgängig auf der Anwendung von Einzelpräparat-Techniken beruhen, ist eine sehr inhomogene, oft unzureichende Nullstellung der Signale zu beobachten. Diese ist wahrscheinlich auf die räumlich kleine Ausdehnung des Beckens zurückzuführen und die damit verbundene Möglichkeit des erhöhten Sedimenteintrags bei kurzen Transportdistanzen (z. B. aus der Uferzone). Das ist besonders bei IR-RF-Messungen zu be-

Tab. 6: Ergebnisse der Lumineszenzdatierungen von Neumark-Nord (NN1 und NN2).

Tab. 6: Luminescence dating results from Neumark-Nord (NN1 and NN2).

Proben- Nummer (Becken)	In-situ- Wasser- gehalt %	Sättigungs- wasser- gehalt %	Verwen- deter Wasser- gehalt %	Kosmo- gene Dosisrate µGy/a	Spezifische Aktivität Bq/kg (* ppm U, Th; % K) ** radioaktives Ungleichgewicht			Datierungs- methode	Paläodosi- s Gy	Alter / ka Software: ADELE * AGE	Bemerkungen
					<sup>238</sup> U	<sup>232</sup> Th	<sup>40</sup> K				
NMN 16-2 (NN2)	16	43	30 ± 6	65 ± 7	48.3 ± 0.8	41.9 ± 1.7	868 ± 8	IR-RF	476 ± 36	122 ± 13	N=5 [10]
NMN 11 (NN2)	0.8	21	10 ± 5	117 ± 12	7.5 ± 0.2**	7.6 ± 0.4	274 ± 1	IR-RF	250 ± 10	< [120 ± 12]	N=2 [5], optische Bleichung?!
NMN 10 (NN2)	0.1	21	10 ± 5	117 ± 12	8.5 ± 0.3**	8.1 ± 0.5	278 ± 2	Q-SAR	104 ± 7	88 ± 8	N=6 [27]
NMN 9 (NN2)	13	35	18 ± 5	98 ± 10	24.4 ± 0.7	28.2 ± 1.5	521 ± 4	Q-SAR	n. r.	n. r.	N=21, Sättigungseffekte
NMN 12 (NN2)	20	34	25 ± 5	71 ± 7	27.7 ± 0.6	37.2 ± 1.6	716 ± 4	IR-RF	341 ± 21	121 ± 11	N=1 [10], optische Bleichung?!
N 3 (NN1)	14	n. d.	15 ± 5	50 ± 5	0.88 ± 0.06*	2.68 ± 0.14*	1.07 ± 0.09*	Q-SAR	> [263 ± 14]	> [95 ± 8]	N=4 [21], Sättigungseffekte
NMN 4 (NN1)	36	70	38 ± 5	54 ± 5	35.4 ± 0.7	28.1 ± 1.2	498 ± 2	IR-RF	n. r.	n. r.	N=5, unvollständig optisch gebleicht
NMN 3 (NN1)	20	44	25 ± 5	50 ± 5	32.5 ± 0.7**	36.3 ± 1.6	544 ± 2	IRSL	267 ± 15	132 ± 12*	Probe + Gammasspektrometrie (= Probe NN 3 von KARELIN 1997)
Neu 1 (NN1)	18	n. d.	18 ± 5	40 ± 4	1.15 ± 0.03**/**	2.39 ± 0.12*	0.90 ± 0.01*	IR-RF	338 ± 26	139 ± 13	N=3 [12]
								IRSL	423 ± 15	141 ± 9	N=4 [5]
								IRSL	268 ± 20	144 ± 14*	= Parallelprobe zu Probe NN 1 von KARELIN [1997]

#### Abkürzungen

n. d. – nicht bestimmt / n. r. – kein Ergebnis

Q-SAR – Einzelpräparat-Regenerations-Messprotokoll (Quarz-OSL, MURRAY & WINTLE 2000)

IRSL – Infrarot Stimulierte Lumineszenz (Kalifeldspat)

IR-RF – Infrarot-Radiofluoreszenz an Kalifeldspat (IR-SAR-Protokoll, ERFUERT & KREBETSCHKE 2003)

N – Anzahl der Messungen bestimmt durch Einzelpräparat-Statistik; [N] – Gesamtanzahl

obachten, die viele überhöhte, teils nicht mehr bestimmbare Dosiswerte liefern (NMN 9 und NMN 12). Teils liegt noch keine ausreichend hohe Zahl von Messungen vor, um das Problem der optischen Rückstellung genauer zu fassen (NMN 11, aus gleicher Schicht wie NMN 10, Abb. 4). Ein etwas besser gesichertes Alter von  $121 \pm 11$  ka (NMN 9) ergibt sich für den oberen Abschnitt der Beckensedimentation. Jedoch bedarf auch hier die statistisch saubere Fassung gut optisch gebleichter Kornanteile weiterer Messungen. Ebenfalls erbrachten die IR-RF-Datierungsmessungen der Probe NMN 16–2 (Übergang Saale-Spätglazial/Eem-Interglazial) bereits ein recht gut gesichertes Alter von  $122 \pm 13$  ka.

Die bisher gewonnenen Daten zum Alter der Sedimente des Beckens NN2 machen eine Korrelation mit dem Eem bzw. MIS 5e wahrscheinlich. Das wird auch durch Ergebnisse noch laufender Untersuchungen mittels Kalifeldspat-IRSL-Datierung an den Universitäten Bern und Delft bestätigt (freundl. mündl. Mitt. F. PREUSSER bzw. J. WALLINGA). Diese und weitere Ergebnisse der drei beteiligten Laboratorien werden nach deren Abschluss Gegenstand einer gemeinsamen Publikation sein. Diese soll auch besondere Einflüsse der Sedimentation für die Methodik der Lumineszenzdatierung tiefgründiger erschließen.

## 6.2 Aminosäuren-Geochronologie im Becken NN2

[B. Machalett & E. A. Oches]

D/L-Verhältnisse von Glutaminsäure (D/L-Glu) gemessen an fossilen Gehäusen von *Gyraulus laevis* ergaben im Profilabschnitt 95–101 m NN relativ einheitliche Werte, die sich in einem Spektrum von 0,162 (Pr. AAR 3) bis 0,183 (Pr. AAR 23) bewegen. Ausnahmen bilden die Proben AAR 4, AAR 21 und AAR 22, die niedrigere D/L-Werte aufweisen (Abb. 15, Tab. 7). Für alle drei Proben liegen die D/L-Werte 20–30 % unter dem Mittelwert aller D/L-Glu-Werte von *Gyraulus laevis* im beprobten Profilabschnitt und liegen damit außerhalb der  $1\sigma$  Standardabweichung aller *Gyraulus laevis*-Proben. Die qualitative Betrachtung der Messergebnisse der AAR-Analysen ergibt keine Hinweise für die nied-

rigeren D/L-Verhältnisse der drei Proben. Insbesondere die abweichenden Werte der Probe AAR 4 sind damit schwer erklärbar, da sich Störfaktoren wie eine zusätzliche Temperaturhistorie gewöhnlich in höheren D/L-Werten äußern würden. Allerdings können bestimmte Bedingungen im Sedimentationsmilieu zu einer Pufferung des initialen Raze-misierungsvorgangs geführt haben, was aber im Rahmen der vorliegenden Untersuchung nicht abschließend geklärt werden kann. Fehler bei der taxonomischen Auswahl können weitgehend ausgeschlossen werden, da es für aminost-ratigraphische Untersuchungen ausreicht, Probenabfolgen einer einzelnen Gattung zu untersuchen, während hier das Probenspektrum auf eine Art beschränkt ist.

Im Gegensatz zu Probe AAR 4, weisen die Werte der Proben AAR 21 und AAR 22 auf einen klaren stratigraphischen Zusammenhang hin, und deuten durch die niedrigeren D/L-Verhältnisse das Ende des zusammenhängenden Sedimentationszyklus an. Durch die konsistenten Werte der Proben AAR 21 und AAR 22 müssen die D/L-Glutaminsäure-Werte der stratigraphisch jüngsten Probe AAR 23 kritisch betrachtet werden. Die zunehmende klastische Sedimentation und die oxidativen Bedingungen in diesem stratigraphischen Abschnitt haben mit großer Wahrscheinlichkeit zu störenden Einflüssen und einer zusätzlichen Temperaturhistorie geführt, so dass die D/L-Glu-Werte der Probe AAR 23, die eigentlich im Bereich der AAR 21 und AAR 22 zu erwarten wären, deutlich höher ausfallen.

Bis auf die Probe AAR 4 deutet die Konformität der D/L-Glutaminsäure-Werte in dem beprobten Profilabschnitt insgesamt auf eine quasikontinuierliche sedimentäre Abfolge hin, die in ihrer Gesamtheit einem Interglazial- bzw. Glazialabschnitt zuordenbar ist. Da sich selbst kurze, zwischengeschaltete Warm- oder Kaltphasen (Interstadial/Stadial) durch einen signifikanten, wenn auch geringen Anstieg der D/L-Verhältnisse äußern würden (vgl. MACHALETT et al. 2008), deuten die plateauartigen D/L-Verhältnisse von *Gyraulus laevis* (Probe AAR 3 bis AAR 20) zudem auf einen Ablagerungszeitraum innerhalb eines MIS-Substadiums hin.

Tab. 7: Ergebnisse des Aminosäuren-Geochronology. Angegeben sind D/L-Glutaminsäure-Werte (Totalhydrolysat) im Mittel  $\pm 1\sigma$  Standardabweichung gemessen an *Gyraulus laevis*-Gehäusen von Neumark Nord (NN2), vgl. Abb. 15.

Tab. 7: Results of Amino acid geochronology. Summary total hydrolysat amino acid racemization data for D/L-Glutamic Acid measured in *Gyraulus laevis* shells from Neumark Nord (NN2), see fig. 15.

Proben-nummer	FAL Labornummer	D/L - Glutaminsäure Mittel $\pm 1\sigma$	Anzahl der Teilproben
AAR 23	2154	0.183 $\pm$ 0.021	3
AAR 22	2153	0.128 $\pm$ 0.015	2
AAR 21	2148	0.121 $\pm$ 0.024	4
AAR 20	2147	0.175 $\pm$ 0.036	4
AAR 19/1	2146	0.170 $\pm$ 0.021	5
AAR 19/2	2152	0.183 $\pm$ 0.017	5
AAR 6	2145	0.177 $\pm$ 0.007	3
AAR 5	2151	0.171 $\pm$ 0.034	5
AAR 4	2150	0.118 $\pm$ 0.011	4
AAR 3	2149	0.162 $\pm$ 0.028	4
NH1	2143	0.171 $\pm$ 0.017	5
NH2	2144	0.175 $\pm$ 0.008	4

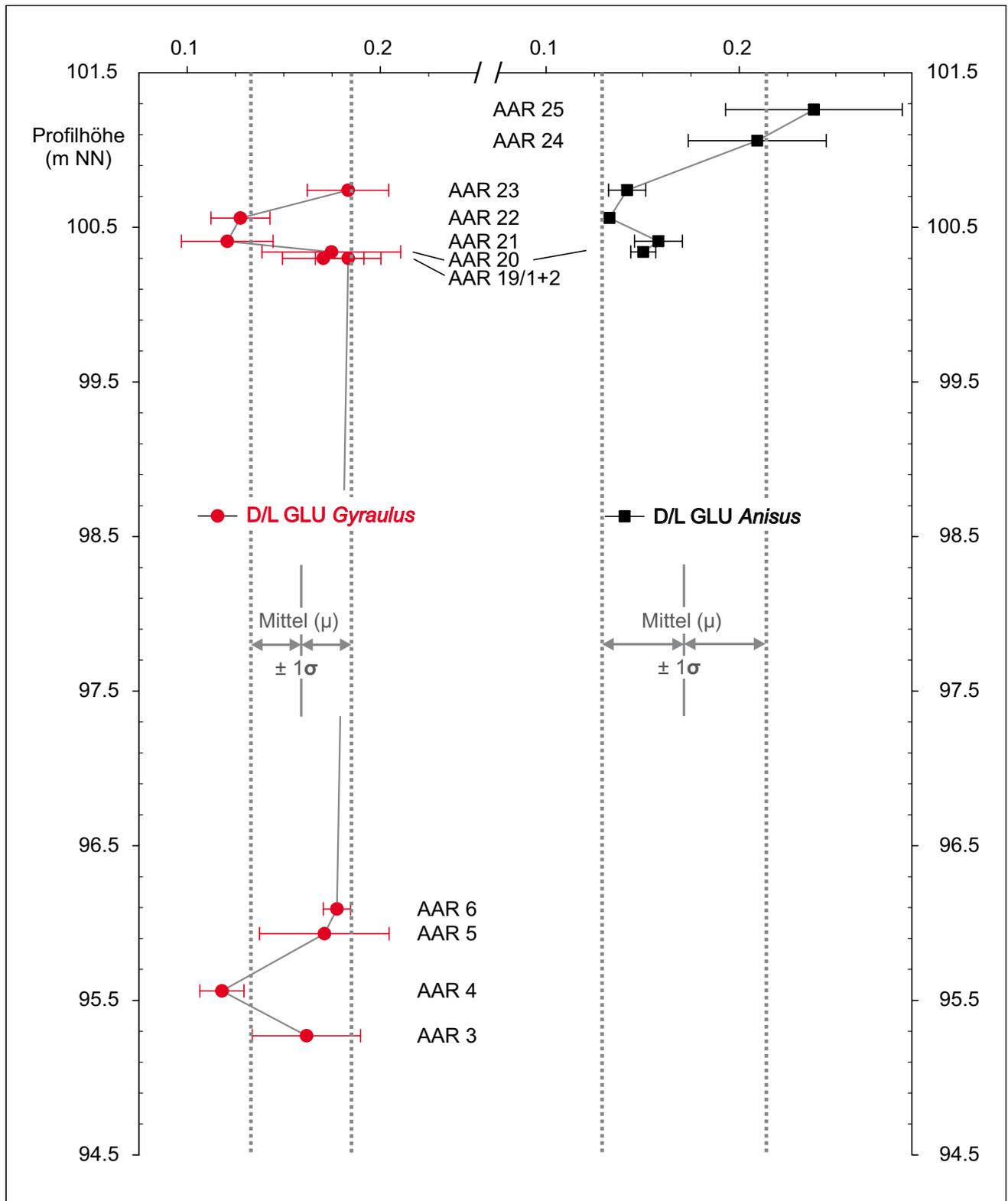


Abb. 15: D/L-GLU(Glutaminsäure)-Verhältnisse von *Gyraulus laevis* und *Anisus leucostoma*. Für eine Übersicht der gemessenen D/L-GLU-Werte siehe Tab. 7 und Tab. 8.

Fig. 15: D/L Glutamic acid data are mean and one standard deviation total acid hydrolysate values measured in *Gyraulus laevis* and *Anisus leucostoma* shells. Summary D/L data are shown in table 7 and table 8.

Diese Ergebnisse werden durch Resultate von D/L-Glutaminsäure-Verhältnissen, gemessen an *Anisus leucostoma*-Gehäusen, aus dem Profilabschnitt 100,0–101,5 m NN gestützt (Abb. 15, Tab. 8). D/L-Werte der Proben AAR 20–23 bewegen sich in einem Bereich von 0,133 bis 0,158 und kennzeichnen damit, unter Berücksichtigung taxonomi-

scher Einflüsse, einen ähnlichen Ablagerungszeitraum wie D/L-Glu von *Gyraulus laevis*, wobei auch hier die stratigraphisch jüngere Probe (AAR 22) leicht niedrigere D/L-Verhältnisse aufweist, und die D/L-Werte der Probe AAR 23 durch störende Einflüsse des Paläoumweltmilieus überprägt sind.

Tab. 8: Ergebnisse des Aminosäuren-Geochronology. Angegeben sind D/L-Glutaminsäure-Werte (Totalhydrolysat) im Mittel  $\pm 1\sigma$  Standardabweichung gemessen an *Anisus leucostoma*-Gehäusen von Neumark Nord (NN2), vgl. Abb. 15.

Tab. 8: Results of Amino acid geochronology. Summary total hydrolysate amino acid racemization data for D/L-Glutamic Acid measured in *Anisus leucostoma* shells from Neumark Nord (NN2), see fig. 15.

Probennummer	FAL Labornummer	D/L - Glutaminsäure Mittel $\pm 1\sigma$	Anzahl der Teilproben
AAR 25	2443	0.239 $\pm$ 0.046	5
AAR 24	2442	0.209 $\pm$ 0.036	3
AAR 23	2441	0.142 $\pm$ 0.010	4
AAR 22	2440	0.133 $\pm$ 0.002	5
AAR 21	2445	0.158 $\pm$ 0.012	4
AAR 20	2444	0.150 $\pm$ 0.006	4

Abweichend dazu zeigen sich die Ergebnisse, die an den beiden obersten Proben von *Anisus leucostoma* gemessen wurden. D/L-Glu-Werte der Proben AAR 24 (0,209  $\pm$  0,036) und AAR 25 (0,239  $\pm$  0,046) offenbaren einen deutlichen Anstieg von ca. 50 % gegenüber den stratigraphisch älteren Proben AAR 20–23. Damit verhalten sich die Werte dieser beiden Proben genau gegensätzlich als für stratigraphisch jüngere Proben zu erwarten wäre, und deuten, auch aufgrund der relativ hohen Standardabweichung der Proben AAR 24 und AAR 25, auf eine Inkorporation von stratigraphisch älterem Material (prä-eemzeitlich) hin. Aus sedimentologischer Sicht ist im obersten Profilschnitt durchaus mit lateralen Umlagerungsprozessen zu rechnen (Verzahnungsbereich von Seeablagerungen und Fließerde, siehe 4.3.1), nach palynologischen und malakologischen Befunden allerdings ohne nachweisbare Beteiligung von prä-eemzeitlichem Material. Außerdem kommt *Anisus leucostoma* in den untersten (saalezeitlichen) Profilschnitten nicht vor (Abb. 12). Eine endgültige Interpretation der D/L-Glu-Werte der Proben AAR 24 und AAR 25 muss daher weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Da das besondere Potential der Aminosäuren-Stratigraphie vor allem in der Möglichkeit besteht, durch den Vergleich mit stratigraphisch gesicherten (Typus-)Profilen regional-stratigraphische Korrelationen und relative Altersmodelle zu etablieren, wurden für die vorliegende Untersuchung *Anisus leucostoma*-Proben aus den eemzeitlichen Travertinaufschlüssen Weimar, Belvedereallee (Villa Cosima) und Burgtonna/Gräfentonna in Thüringen zur Gegenüberstellung herangezogen (vgl. KAHLE 2002 und MANIA et al. 2003). Diese Proben sind Gegenstand einer laufenden Kooperation und umfassenden aminostratigraphischen Untersuchung mitteleuropäischer Travertine der Autoren Machalett, Meng und Oches, initiiert durch Prof. William D. McCoy (Geoscience Department, University of Massachusetts, Amherst) und in Zusammenarbeit mit Dr. Lutz Maul (Forschungsinstitut Senckenberg, Forschungsstation für Quartärpaläontologie, Weimar). Sie werden in späteren Publikationen eingehender betrachtet.

D/L-Glutaminsäure-Verhältnisse, gemessen an *Anisus leucostoma*-Proben, aus den als eemzeitlich gesicherten Travertinsanden des Aufschlusses Weimar, Belvedereallee (Villa Cosima) ergaben Werte in einem Spektrum von 0,144  $\pm$  0,011 (Probe FAL 2427). D/L-Glu-Werte an der Probe FAL 2417 aus dem Aufschluss Burgtonna/Gräfentonna liegen in einem ähnlich engen Bereich bei 0,153  $\pm$  0,017.

Eine Korrelation mit den *Anisus leucostoma*-Proben AAR 20–23 in NN2 verweist auf eine Sedimentation des Beckens, die zeitgleich mit der Travertinbildung in den thüringischen Profilen stattfand und belegt damit ein Sedimentationsalter während des MIS 5. Diese Aussage wird vor allem durch die konsistenten D/L-Glu-Werte von *Gyraulus laevis* (Probe AAR 3 bis AAR 20) gestützt, die für eine überwiegend zusammenhängende Sedimentationsphase innerhalb eines Interglazialzykluses sprechen, so dass aufgrund der aminostratigraphischen Ergebnisse der Kernbereich des Hauptprofils A (ca. 95–101 m NN) dem MIS 5 zuzuordnen ist. Dies wird auch durch die D/L-Glu-Werte von *Gyraulus laevis*-Proben aus dem archäologischen Hauptfundhorizont NN2/2 vom Beckenrand (vgl. 5.3) gestützt, die sich mit Werten von 0,171  $\pm$  0,017 (NH1) und 0,175  $\pm$  0,008 (NH2) eindeutig mit den D/L-Glu-Verhältnissen im Hauptprofil A korrelieren lassen.

## 7 Fazit

Mit dem Hauptprofil A liegt das am vollständigsten untersuchte Profil des Zentralteils des Paläoseebeckens NN2 vor. Einschließlich der Rammkernsondierung reicht es von 90,4 bis 101,4 m NN. Die interdisziplinären Untersuchungen an diesem und den benachbarten Profilen zeigen übereinstimmend, dass die limnische Sedimentation im Becken NN2 vom Ende des Saale-Komplexes über die Eem-Warmzeit bis in die Weichsel-Kaltzeit erfolgte. Das Profil lässt Seespiegelschwankungen mit einer generellen Tendenz der Verflachung und Verlandung sowie wechselnde Sedimentationsraten erkennen. Durch die palynologischen Untersuchungen sind außerdem mit Erosion und Sedimentumlagerungen verbundene Hiaten festgestellt worden.

Der archäologische Hauptfundhorizont NN2/2, der von LAURAT & BRÜHL (2006), LAURAT et al. (2006) und MANIA et al. (2008, 2010) einer von der Eem-Warmzeit durch eine Kaltphase abgetrennten prä-eemzeitlichen Warmzeit zugeordnet wurde, ist in der Eem-Warmzeit akkumuliert worden.

Vor allem die palynostratigraphische, aber auch die malakologische Koinzidenz der Becken NN1 und NN2 belegt die Gleichaltrigkeit der Ablagerungen. Gegenteilige palynologische Argumente sind erneut entkräftet worden. Somit existiert in Neumark-Nord zwischen der Saale-Grundmoräne der Zeitphase und der Weichsel-Kaltzeit nur eine Warmzeit, das Eem.

Die Ergebnisse neuerer Lumineszenzdatierungen weisen ebenfalls auf eine Zeitgleichheit der Beckenfüllungen und eine Zuordnung zum Eem-Interglazial (MIS 5e, ca. 127–115 ka) hin. Ältere Thermolumineszenz-Daten von NN1 stehen durch ihre geringe Genauigkeit dazu nicht zwingend im Widerspruch. Wegen des damaligen experimentellen Standes der angewandten Methodik, die vor allem Möglichkeiten der Altersüberschätzung aufweist, sind sie nicht dazu geeignet, das Becken von Neumark-Nord 1 in ein älteres Interglazial einzustufen.

Das Alter des Saale-Hochglazials (Drenthe-Stadium und Warthe-Stadium) ist in Mittel- und Ostdeutschland mit ca. 150–130 ka bestimmt worden (KRBETSCHKE & EISSMANN 2008, KRBETSCHKE et al. 2008). Dieser Zeitabschnitt ist somit in das MIS 6 zu stellen, was in Daten aus drenthezeitlichen Ablagerungen der Niederlande Bestätigung findet (BUSSCHERS et al. 2008). Pollenanalytisch dem Eem zugewiesene Sedimente, sowohl auf drenthe- als auch auf warthestadialen Sedimenten, konnten stets durch geochronometrische Datierungen dem MIS 5e zugeordnet werden (z. B. KRBETSCHKE & STOLZ 1994, 1997, DEGERING & KRBETSCHKE 2007 a, b). Diese Zeitmarken setzen Grenzen, die weitere Klimaschwankungen vergleichbaren Ausmaßes aus gegenwärtiger paläoklimatisch-quartärgeologischer Sicht nicht zulassen. Dieser Umstand untermauert die durch neue Datierungen fixierte Geochronologie der Sedimentbecken von Neumark-Nord (NN1 und NN2) und damit deren eemzeitliche Genese.

Die aminostratigraphischen Untersuchungen belegen zum einen die quasikontinuierliche Sedimentation des zentralen Abschnitts des Paläoseebeckens NN2, zum anderen erlaubt die Aminosäuren-Stratigraphie eine direkte Korrelation des Beckens NN2 mit anderen eemzeitlich eingestuftem Sedimentsequenzen Mitteldeutschlands und verweist damit auf eine sedimentäre Genese von NN2 während des MIS 5.

Die Einstufung des Beckens NN1 in die Eem-Warmzeit wird auch durch vergleichende isotope-geochemische Untersuchungen an mehreren Profilen in Mitteldeutschland gestützt (BOETTGER et al. 2005, 2009). Die auf einer angeblichen mündlichen Mitteilung von T. BOETTGER beruhende Aussage von MANIA et al. (2008), dass die Becken NN1 und NN2 aufgrund von isotope-geochemischen Analyseergebnisse nicht gleichzeitig entstanden sein könnten, ist unzutreffend (freundl. mündl. Mitt. T. BOETTGER, Halle).

Schließlich ist zu konstatieren, dass die Stratigraphie von Neumark-Nord im Einklang mit der Chronostratigraphie des Pleistozäns steht. Vergleichbar mit dem Profil der Bohrung Amsterdam-Terminal, das als GSSP für die Basis des Oberpleistozäns vorgeschlagen wurde (LITT & GIBBARD 2008), lagern hier Sedimente der Eem-Warmzeit direkt auf Sedimenten des Saale-Komplexes.

Die von MANIA et al. (2008, 2010) dokumentierten Lagerungsbeziehungen, nach denen die Beckenfolge NN2 über der von NN1 liegen soll, kann nicht bestätigt werden. Weitere von MANIA wiederholt angeführte Argumente für ein intrasaalezeitliches Alter von NN1 haben keine hinreichende stratigraphische Relevanz (vgl. LITT 1994a, b). Das betrifft die Ausbildung der periglaziären Deckschichten ebenso wie die Zusammensetzung der Säugetierfauna bzw. ihrer z. T. fraglichen phylogenetischen Merkmale, die unter Missachtung der geologischen Verhältnisse am Fundort stratigraphisch fehlinterpretiert wurden (u. a.

VAN DER MADE 2003, 2010). Insbesondere ist der Versuch von MANIA et al. (2008) und HEINRICH (2010) abzulehnen, das mittelpleistozäne Alter von NN1 mit dem Nachweis der Zwergwaldmaus *Apodemus maastrichtiensis* belegen zu wollen, die nach ihrer Auffassung im Eem nicht gelebt hat (vgl. auch HEINRICH 2001). *Apodemus maastrichtiensis* ist jedoch auch aus dem Interglazialvorkommen von Grabschütz bekannt (BENECKE et al. 1990), dessen eemzeitliche Einstufung seit langem gesichert ist (u. a. LITT 1990, 1994a). Somit stellt der Fund in Neumark-Nord nur einen zusätzlichen Beleg für die Existenz dieser Maus während der Eem-Warmzeit dar.

Die Makroflorenreste (MAI 1990) und die Ostrakoden (zuletzt FUHRMANN 2006) sind hervorragende Bioindikatoren für die Paläoumweltbedingungen. Sie erlauben somit Rückschlüsse auf die spezifischen Standortverhältnisse, bilden jedoch keine geeigneten Kriterien für die Definition neuer klimatostratigraphischer Einheiten. In Neumark-Nord werden die klimatischen Besonderheiten des Mitteldeutschen Trockengebietes während der Eem-Warmzeit deutlich. Insofern bietet der Vergleich der Eem-Vorkommen von Neumark-Nord, Gröbern und Grabschütz ein Lehrbeispiel für die standortspezifische Variabilität benachbarter synchroner Warmzeitprofile (vgl. LITT 1994a).

## 8 Dank

Die vorgelegten Untersuchungen wurden zum größten Teil an Schurfprofilen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt (LDA) durchgeführt. Dafür danken wir dem Direktor des Amtes Herrn Prof. Dr. H. Meller, der unsere Aktivitäten stets wohlwollend begleitet und gefördert hat. Seit 2003 hat sich zwischen den archäologischen Bearbeitern des LDA und den Autoren dieses Beitrages eine fruchtbare Kooperation entwickelt. Dies begann zunächst mit wertvollen Kontakten mit dem langjährigen Leiter der wissenschaftlichen Bearbeitung der archäologischen und paläontologischen Fundstätte Neumark-Nord und Entdecker des Beckens NN2, Herrn Prof. Dr. D. Mania, dem wir auch für die Bereitstellung seiner Geländedokumentationen von 2003/2004 Dank schulden. Des Weiteren danken wir insbesondere den Kollegen E. Brühl und T. Laurat für ihre zahlreichen sachkundigen Erläuterungen zur Geologie, Paläontologie und Archäologie von Neumark Nord, für den kollegialen Datenaustausch und für viele konstruktive Diskussionen, an denen z. T. auch weitere Mitglieder der Grabungsteams, vor allem Herr N. Hesse, beteiligt waren. Wertvolle Hinweise und Anregungen erhielten wir außerdem von Prof. Dr. M. Altermann (Halle), Dr. T. Böttger (Halle), Prof. Dr. L. Eißmann (Leipzig), PD Dr. F. W. Junge (Leipzig), Prof. Dr. T. Litt (Bonn), Dr. R. Ruske (Halle), K. Sommerwerk (Halle), Dr. M. Thomae (Halle) u. a. Für die Bearbeitung paläontologischen Fundmaterials danken wir den Kollegen Dr. G. Böhme (Berlin), Dr. L. Maul (Weimar) und Dr. U. Bößneck (Erfurt). Unser Dank gilt auch den Herren Prof. Dr. C. Lempp und J. Buchantschenko (Halle) für die Durchführung der Rammkernsondierung im Rahmen eines studentischen Praktikums an der MLU und für Laboranalysen am Kernmaterial. Die Korngrößenzusammensetzungen, Kalk- und Humusgehalte der Proben aus den Schurfprofilen wurden von Frau C. Fleischer und Mitarbeiterinnen (Labor

des LAGB Sachsen-Anhalt) bestimmt. Ihnen sei ebenso gedankt wie Frau L. Musch (Landeslabor Berlin-Brandenburg) für die Anfertigung der Pollenpräparate. Des Weiteren danken wir folgenden, zeitweise an den Geländearbeiten beteiligten Kolleginnen und Kollegen: A. Burmeier, K. Schubert (LAGB Sachsen-Anhalt), N. Hermsdorf, Dr. N. Schlaak, A. Sonntag und Dr. H.-U. Thieke (LBGR Brandenburg).

## 9 Literatur

AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN DES BUND-LÄNDER-AUSSCHUSSES BODENFORSCHUNG (BLA-GEO) (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung (KA5). – 438 S.; Hannover.

AD-HOC-ARBEITSGRUPPE GEOLOGIE DES BUND-LÄNDER-AUSSCHUSSES BODENFORSCHUNG (BLA-GEO): Geologische Kartieranleitung der Staatlichen Geologischen Dienste, Teil Fachliche Grundlagen: <http://www.geol-ka.de>

AITKEN, M. J. (1985): Thermoluminescence dating. – 359 S.; London (Academic Press).

BENECKE, N., BÖHME, G. & HEINRICH, W.-D. (1990): Wirbeltierreste aus interglazialen Beckensedimenten von Gröbern (Kr. Gräfenhainichen) und Grabschütz (Kr. Delitzsch). – *Altenburger naturwiss. Forsch.*, 5: 231–281.

BENKERT, D., FUKAREK, F. & KORSCH, H. (Hrsg.) (1996): Verbreitungsatlas der Farn- und Blütenpflanzen Ostdeutschlands. – 615 S.; Jena (Gustav Fischer).

BOETTGER, T., JUNGE, F. W., KNETSCH, S., KREBETSCHKE, M. & KREMNENETSKI, K. V. (2005): Limnic Sediment Sequence from Neumark-Nord in Central Germany: Environmental Changes and Stratigraphic Connection to Eemian Interglacial. – Posterhandout Projekt DEKLIM, 1 S.

BOETTGER, T., JUNGE, F. W., KNETSCH, S., NOVENKO, E. Y., BORISOVA, O. K., KREMNENETSKI, K. V. & VELICHKO, A. A. (2007): Indications of short-term climate warming at the very end of the Eemian in terrestrial records of Central and Eastern Europe. – In: Sirocko, F., Claussen, M., Sánchez Goni, M. F. & Litt, T. (eds.), *The Climate of Past Interglacials, Developments in Quaternary Science*, 7: 265–275; Elsevier (Amsterdam).

BOETTGER, T., NOVENKO, E. Y., VELICHKO, A. A., BORISOVA, O. K., KREMNENETSKI, K. V., KNETSCH, S. & JUNGE, F. W. (2009): Instability of climate and vegetation dynamics in Central and Eastern Europe during the final stage of the Last Interglacial and Early Glaciation. – *Quaternary International*, 207: 137–144.

BÖHME, G. (2010): Reste von Fischen aus der interglazialen Schichtenfolge von Neumark-Nord bei Merseburg. – Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt – Landesmuseum für Vorgeschichte, 62: 289–303.

BUSSCHERS, F.S., VAN BALEN, R. T., COHEN, K. M., KASSE, C., WEERTS, H. J. T., WALLINGA, J. & BUNNIK, F. P. M. (2008): Response of the Rhine-Meuse fluvial system to Saalian ice-sheet dynamics. – *Boreas*, 37: 377–398.

CLESSIN, S. (1877): Deutsche Excursions-Mollusken-Fauna. – 581 S.; Nürnberg (1876–1877).

DEGERING, D. & KRBETSCHKE, M. R. (2007a): Dating of interglacial deposits by luminescence methods. – In: Sirocko, F., Claussen, M., Sánchez Goni, M. F. & Litt, T. (eds.), *The Climate of Past Interglacials, Developments in Quaternary Science*, 7: 157–172; Elsevier (Amsterdam).

DEGERING, D. & KRBETSCHKE, M. R. (2007b): Lumineszenzdatierungen an limnischen Sedimenten von Klinge/Niederlausitz. – *Natur und Landschaft in der Niederlausitz*, 24: 120–128.

DIN 18128 (Ausgabe 2002-12): Baugrund - Untersuchung von Bodenproben - Bestimmung des Glühverlustes.

DIN 18129 (Ausgabe 1996-11): Baugrund - Untersuchung von Bodenproben - Kalkgehaltsbestimmung.

DIN ISO 10694 (Ausgabe 1996-08): Bodenbeschaffenheit - Bestimmung von organischem Kohlenstoff und Gesamtkohlenstoff nach trockener Verbrennung (Elementaranalyse).

DÜTSCH, C. & KRBETSCHKE, M. R. (1997): New methods for a better internal K-40 dose rate determination. – *Radiation Measurements*, 27: 377–381.

EHLERS, J., EISSMANN, L., LIPPSTREU, L., STEPHAN, H.-J. & WANSCHA, S. (2004): Pleistocene Glaciations of North Germany. – In: Ehlers, J. & Gibbard, P. (eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part I: Europe, Developments in Quaternary Science*, 2a: 135–146; Amsterdam.

EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. – *Schriftenreihe für geologische Wissenschaften*, 2: 1–263.

EISSMANN, L. (1981): Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. – *Altenburger naturwiss. Forschungen*, 1: 1–171.

EISSMANN, L. (1987): Lagerungsstörungen im Lockergebirge. Exogene und endogene Tektonik im Lockergebirge des nördlichen Mitteleuropa. – *Geophysik u. Geologie*, III: 7–77.

ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 1: 1087–1103.

ERD, K. (1979): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung eines Profils aus der Baugrube Eisenbahneinschnitt Lug 1966. – unveröff. Bericht, ZGI Berlin vom 29.03.1979 (Archiv-Nr. 2018826).

ERD, K. (1987): Die Uecker-Warmzeit von Röpersdorf bei Prenzlau als neuer Interglazialtyp im Saale-Komplex der DDR. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 15: 297–313.

ERD, K. & STRAHL, J. (2008): Abbruchbericht zur pollenanalytischen Bearbeitung der Bohrung Kt 8778Z/88 Gräbendorf-Reddern (Brk Gäd 8778Z/88), Land Brandenburg. – unveröff. Bericht, LBGR Kleinmachnow vom 11.02.2008.

ERFURT, G. & KRBETSCHKE, M. R. (2003): IRSAR – A single-aliquot regenerative-dose dating protocol applied to the infrared radiofluorescence (IR-RF) of coarse-grain K feldspar. – *Ancient TL*, 21: 25–43.

FUHRMANN, R. (2006): Die Ostrakodenfauna des Interglazialbeckens Neumark Nord 2 und ihre Aussage zur stratigraphischen Stellung des Interglazials von Neumark Nord. – Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte in Halle, 43: 167–175

GEYH, M. A. (2008): The handling of numerical ages and their random uncertainties. – *Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal)*, 57: 239–252.

GOLDFUSS, O. (1900): Die Binnenmollusken Mittel-Deutschlands mit besonderer Berücksichtigung der Thüringer Lande, der Provinz Sachsen, des Harzes, Braunschweigs und der angrenzenden Landesteile. – 320 S.; Leipzig.

GÖTTING, K.-J. (2008): Meeres-Gehäuseschnecken Deutschlands. – *Die Tierwelt Deutschlands*, 80. Teil, 180 S. (ConchBooks).

GRICHUK, V. P. (1940): Method of treatment of the sediments poor in organic remains for the pollen analysis. – *Problemy fizicheskoi geografii*, 8: 53–58.

GRÜN, R. (1992): AGE-Software for dose rate and age calculation in luminescence and ESR dating (delivered by Risoe Nat. Laboratories, Denmark).

HEINRICH, W.-D. (2001): Kleinsäugerreste aus interglazialen Ablagerungen von Neumark Nord, Mitteldeutschland. – *Praehistoria Thuringica*, 6/7: 132–138.

HEINRICH, W.-D. (2010): Kleinsäugerreste aus den pleistozänen Beckenablagerungen von Neumark-Nord 1. – Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt – Landesmuseum für Vorgeschichte, 62: 327–337.

HERMSDORF, N. & STRAHL, J. (2006): Zum Problem der so genannten Uecker-Warmzeit (Intra-Saale) – Untersuchungen an neuen Bohrkernen aus dem Raum Prenzlau. – *Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge*, 13 (1/2): 49–61.

HINZE, C., JERZ, H., MENKE, B. & STAUBE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1:25000 (GK 25). – *Geologisches Jahrbuch*, A 112: 243 S.; Hannover.

HUNTLEY, D. J. & BARIL, M. R. (1997): The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or thermoluminescence dating. – *Ancient TL* 15: 11–13.

JUNGE, F. W. (1998): Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete. – *Altenburger naturwiss. Forschungen*, 9: 1–210.

KAHLKE, R.-D. (2002): The Quaternary large mammal faunas of Thuringia (Central Germany). – In: Meyrik, R. A. & Schreve D. C. (Hrsg.): *The Quaternary of Central Germany. Field Guide. Quaternary Research Association*: 59–78; London.

KARELIN, P. (1997): Untersuchungen zur Datierungsanwendung des 325°C-TL-Peaks in Quarzen aus dem nordischen Vereisungsgebiet Deutschlands. – *Dissertation.*, Univ. Heidelberg: 126 S.

KAUFMAN, D. S. & MANLEY, W. F. (1998): A new procedure for determining DL amino acid ratios in fossils using reverse phase liquid chromatography. – *Quaternary Science Reviews*, 17(11): 987–1000.

KRBETSCHKE, M. R., DEGERING, D. & ALEXOWSKY, W. (2008): Infrarot-Radiofluoreszenz-Alter (IR-RF) unter-saalezeitlicher Sedimente Mittel- und Ostdeutschlands. [Infrared radiofluorescence ages (IR-RF) of Lower Saalian sediments from Central and Eastern Germany.] – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 159 (1): 133–140.

- KRBETSCHKE, M. R., DIETRICH, A. & TRAUTMANN, T. (1998): Datierung pleistozäner Sedimente mittels Optisch Stimulierter Lumineszenz. – Forsch.-Bericht (Teile 1 und 2), Sächsisches Landesamt für Umwelt u. Geologie: 37 S. / 15 S.
- KRBETSCHKE, M. R. & EISSMANN, L. (2008) Geochronologische Daten aus der Typregion der Elster- und Saale-Inlandvergletscherungen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt (Wien), 62: 169–171.
- KRBETSCHKE, M. R., RIESER, U., ZÖLLER, L. & HEINICKE, J. (1994): Radioactive disequilibria in palaeodosimetric dating of sediments. – Radiation Measurements, 23: 485–489.
- KRBETSCHKE, M. R. & STOLZ, W. (1994): Lumineszenz-Datierung an pleistozänen Sedimenten aus Tagebauen des Mitteldeutschen und Lausitzer Braunkohlenreviers. – Altenburger naturwiss. Forschungen, 7: 289–295.
- KRBETSCHKE, M. R. & STOLZ, W. (1997): Lumineszenz-Datierungen am jungpleistozänen Becken von Gröbern – neue Ergebnisse. – Leipziger Geowissenschaften, 5: 129–133.
- KREMENETSKI, K. V. (2010): Neumark-Nord: Basin N.-N. 2 – Results of the pollen analysis. – Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt – Landesmuseum für Vorgeschichte, 62: 273–287.
- KÜHNER, R. (2003): Ausbildung und Gliederung des saalezeitlichen Sedimentkomplexes im Bereich der Hornoer Hochfläche. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 10 (1/2): 111–121.
- KULIG, G. (2005) Erstellung einer Auswertesoftware zur Altersbestimmung mittels Lumineszenzverfahren. – Fakultät für Mathematik und Informatik, TU Freiberg (2005).
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. – 462 S., Jena (Gustav Fischer).
- LAURAT, T. & BRÜHL, E. (2006): Zum Stand der archäologischen Untersuchungen im Tagebau Neumark Nord, Ldkr. Merseburg-Querfurt (Sachsen-Anhalt). Vorbericht zu den Ausgrabungen 2003–2005. – Jahresschriften für mitteldeutsche Vorgeschichte, 90: 9–69.
- LAURAT, T., BRÜHL, E., HESSE N. & JURKENAS, D. (2007): Die Schichtenfolge des Seebeckens Neumark-Nord 2. Beschreibung der im Grabungsareal aufgeschlossenen Schichten des Drenthe bis Holozän und Bericht zum Forschungsstand (Stand September 2007). – unveröff. Bericht, Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt.
- LAURAT, T., BRÜHL, E. & JURKENAS, D. (2004): Frühe Menschen an der Geisel – Die Ausgrabungen im Tagebau Neumark-Nord (Ldkr. Merseburg-Querfurt). – unveröff. Bericht, Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt.
- LAURAT, T., BRÜHL, E. & JURKENAS, D. (2006): Halt 2–6: Quartärgeologie und Archäologie im Tagebau Neumark-Nord. – 73. Tagung der AG Norddeutscher Geologen, Juni 2006, Halle, Tagungsband und Exkursionsführer: 81–91; Halle.
- LITT, T. (1990): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Klimaentwicklung während des Jungpleistozäns in den Becken von Gröbern und Grabschütz. – Altenburger naturwiss. Forschungen, 5: 92–105.
- LITT, T. (1994a): Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland. – Dissertationes Botanicae, 227: 185 S.; Berlin, Stuttgart.
- LITT, T. (1994b): Zur stratigraphischen Einstufung des Interglazials von Neumark-Nord aufgrund neuer pollenanalytischer Befunde. – Altenburger naturwiss. Forschungen, 7: 328–333.
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereinigungsgebietes. – Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal), 56 (1/2): 7–65.
- LITT, T. & GIBBARD, P. (2008): A proposed Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Upper (Late) Pleistocene Subseries (Quaternary System/Period). – Episodes, 31 (2) Special Issue on the Quaternary Period/System: 260–263.
- LITT, T. & WANSA, S. (2008): QUARTÄR. – In: BACHMANN, G., EHLING, B.-C., EICHNER, R. & SCHWAB, M. (Hrsg.), Geologie von Sachsen-Anhalt, 293–325; Stuttgart (Schweizerbart).
- MACHALETT, B. (2010): Past Atmospheric Circulation Patterns and Aeolian Dust Dynamics Recorded in Eurasian Loess: Utilizing high-resolution particle size analysis and amino acid geochronology. – Dissertation, Humboldt-Universität zu Berlin, Geographisches Institut: 120 S.; Berlin (Mensch & Buch Verlag).
- MACHALETT, B., OCHES, E. A., FRECHEN, M., ZÖLLER, L., HAMBACH, U., MAVLYANOVA, N. G., MARKOVIC, S. B. & ENDLICHER, W. (2008): Aeolian dust dynamics in central Asia during the Pleistocene: Driven by the long-term migration, seasonality, and permanency of the Asiatic polar front. – Geochem. Geophys. Geosyst., 9, Q08Q09.
- MAI, D. H. (1990): Die Flora des Interglazials von Neumark-Nord, Kr. Merseburg. – Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte in Halle, 43: 159–160.
- MAI, H. D. (1992): Über einige Steppen- und Salzpflanzen in sächsisch-thüringischen Interglazialen und ihre vegetationsgeschichtliche Bedeutung. – Gleditschia, 20: 57–85.
- MANIA, D. (1990): Stratigraphie, Ökologie und mittelpaläolithische Jagdbefunde des Interglazials von Neumark-Nord (Geiseltal). – Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte in Halle, 43: 9–130.
- MANIA, D. (1992): Neumark-Nord – ein fossilreiches Interglazial im Geiseltal. – Cranium, 9 (2): 53–76.
- MANIA, D. (1994): Das Interglazialvorkommen von Neumark-Nord. – Altenburger naturwiss. Forschungen, 7: 324–327.
- MANIA, D. (2000): Zur Paläontologie des Interglazials von Neumark-Nord im Geiseltal. – Praehistoria Thuringica, 4: 67–94.
- MANIA, D. (2004): Neumark-Nord – Geologie eines Interglazials. – Praehistoria Thuringica, 10: 26–42.
- MANIA, D. (2010a): Mittelpaläolithische Funde (Frühglazial, Weichsel-Kaltzeit) aus dem Geiseltal in Verbindung mit der Fundgemeinschaft des Elbe-Saale-Gebietes. – Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt – Landesmuseum für Vorgeschichte, 62: 211–266.
- MANIA, D. (2010b): Zur Geologie, Paläontologie und Archäologie der Körbisdorfer Schotter (Geiseltal) im mittelpleistozänen Holstein-Komplex des Elbe-Saale-Gebietes. – Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt – Landesmuseum für Vorgeschichte, 62: 81–119.
- MANIA, D. unter Mitarb. von ALTERMANN, M., BÖHME, G., BÖTTGER, T., BRÜHL, E., DÖHLE, H.-J., ERD, K., FISCHER, K., FUHRMANN, R., HEINRICH, W.-D., GRUBE, R., KARELIN, P. G., KOLLER, J., KREMENETSKI, K. V., LAURAT, T., VAN DER MADE, J., MAI, D. H., MANIA, U., MUSIL, R., PFEIFFER-DEML, T., PIETRZENIUK, E., SCHÜLER, T., SEIFERT-EULEN, M. & THOMAE, M. (2010): Quartärforschung im Tagebau Neumark-Nord, Geiseltal (Sachsen-Anhalt und ihre bisherigen Ergebnisse. – Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt – Landesmuseum für Vorgeschichte, 62: 11–69.
- MANIA, D., ALTERMANN, M., BÖHME, G., ERD, K., FISCHER, K., HEINRICH, W.-D., KREMENTZKI, C., V. D. MADE, J., MAI, D. H., MUSIL, R., PIETRZENIUK, E., SCHÜLER, T., VLCEK, I. & STEINER, W. (2003): Die Travertine in Thüringen und im Harzvorland. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B, Beiheft 17: 1–82.
- MANIA, D. & MAI, D. H. (1969): Warmzeitliche Mollusken- und Pflanzenreste aus dem Mittelpleistozän des Geiseltals (südlich von Halle). – Geologie, 18: 674–690.
- MANIA, D., MANIA, U. & THOMAE, M. (2003): Im Wildparadies des Geiseltals vor 200 000 Jahren. – Interessen- und Förderverein „Geiseltalsee“ e. V., 41 S.; Mücheln.
- MANIA, D. & THOMAE, M. (1987): Neumark-Nord – Fundstätte eines interglazialen Lebensraumes mit anthropogenen Besiedlungsspuren. Ein Vorbericht. – Technische Kurzinformation, 23 (H. 43): 32–51; Braunkohlenwerk Geiseltal.
- MANIA, D. & THOMAE, M. unter Mitarb. von ALTERMANN, M., HEINRICH, W.-D., VAN DER MADE, J., MAI, D. H. & SEIFERT-EULEN, M. (2008): Zur stratigraphischen Gliederung der Saalezeit im Saalegebiet und Harzvorland. – Praehistoria Thuringica, Sonderheft: 1–44.
- MCCREA, J. M. (1950): On the Isotopic Chemistry of the carbonates and a paleotemperature scale. – Journal of Chemical Physics, 18: 849–857.
- MENG, S., NUGLISCH, K., SCHARF, B. & BECKER, A. (2004): Neue Daten zur holozänen Faunengeschichte (Foraminifera, Ostracoda, Mollusca: Gastropoda) des Süßen Sees bei Halle/Saale (Sachsen-Anhalt) mit einigen Bemerkungen zur Seegenese. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, B 26: 119–134.
- MENKE, B. & TYNNI, R. (1984): Das Eem-Interglazial und das Frühweichselglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. – Geologisches Jahrbuch, A 76: 3–120.
- MERKT, J., LÜTTIG, G. & SCHNEEKLOTH, H. (1971): Vorschlag zur Gliederung und Definition limnischer Sedimente. – Geologisches Jahrbuch, 89: 607–623.
- MEUSEL, H. (1970): Verbreitungsgrenzen südlicher Florenelemente in Mitteldeutschland. – Feddes Repertorium, 81: 289–309.
- MEYER, K.-D. (2005): Zur Stratigraphie des Saale-Glazials in Niedersachsen und zu Korrelationsversuchen mit Nachbargebieten. – Eiszeitalter und Gegenwart, 55: 25–42.

- MOORE, D. M. & REYNOLDS, R. C., JR. (1997): X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. – 378 S.; Oxford.
- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eemzeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. – *Geologisches Jahrbuch*, A 21:149–169; Hannover.
- MURRAY, A. S. & WINTLE, A. G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – *Radiation Measurements*, 33: 57–73.
- OCHES, E. A. & MCCOY, W. D. (1995): Amino acid geochronology applied to the correlation and dating of central European loess deposits. – *Quaternary Science Reviews*, 14 (7–8): 767–782.
- OCHES, E. A. & MCCOY, W. D. (2001): Historical developments and recent advances in amino acid geochronology applied to loess research: examples from North America, Europe, and China. – *Earth Science Reviews*, 54 (1–3): 173–192.
- OCHES, E. A., MCCOY, W. D. & CLARK, P. U. (1996): Amino acid estimates of latitudinal temperature gradients and geochronology of loess deposition during the last glaciation, Mississippi Valley, United States. – *Geological Society of America Bulletin*, 108: 892–903.
- OCHES, E. A., MCCOY, W. D. & GENIESER, D. (2000): Aminostratigraphic correlation of loess - paleosol sequences across Europe. – In: Goodfriend, G., Collins, M., Fogel, M., Macko, S. & Wehmiller, J. F.: *Perspectives in Amino Acid and Protein Geochemistry*, 331–348; Oxford, New York (University Press).
- PREUSSER, F., DEGERING, D., FUCHS, M., HILGERS, A., KADEREIT, A., KLASSEN, N., KRIBETSCHKE, M., RICHTER, D. & SPENCER, J. Q. G. (2008): Luminescence dating: basics, methods and applications. – *Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal)*: 57 (1/2): 95–149.
- RAPPSILBER, I. (2004a): Neumark-Nord – Auswertung von Georadarmmessungen zur Untersuchung des geologischen Untergrundes. – unveröff. Bericht, Archiv LAGB Sachsen-Anhalt.
- RAPPSILBER, I. (2004b): Neumark-Nord – Auswertung geoelektrischer Messungen zur Untersuchung des geologischen Untergrundes. – unveröff. Bericht, Archiv LAGB Sachsen-Anhalt.
- REYNOLDS, R. C., JR. (1984): Interstratified clay minerals. – In: Brindley, G. W. & G. Brown (eds.): *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. – Mineralogical Soc., 249–303; London.
- RUSKE, R. (1961): Gliederung des Pleistozäns im Geiseltal und in seiner Umgebung. – *Geologie*, 10: 152–168.
- SCHULZ, W. (1962): Gliederung des Pleistozäns in der Umgebung von Halle (Saale). – *Geologie, Beih.* 36: 1–69.
- SEIFERT, M. (1990): Ein Interglazial von Neumark-Nord (Geiseltal) im Vergleich mit anderen Interglazialvorkommen in der DDR. – *Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte in Halle*, 43: 149–158.
- SEIFERT-EULEN, M. (2010): Vegetationsgeschichte des Interglazials von Neumark-Nord (Becken N.-N. 1). – *Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt – Landesmuseum für Vorgeschichte*, 62: 267–272.
- STRAHL, J. (2004): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Kernbohrungen Ww 3/03 (KB Tschernitz SN-3/2003) und Ww 5/03 (KB Tschernitz SN-5/2003), Land Brandenburg. – unveröff. Bericht, LBGR Kleinmachnow vom 15.10.2004.
- STRAHL, J. (2007): Pollenanalytische Revisionsbearbeitung der Bohrungen Nedlitz 1/87, 1A/87 und 3/88 (Land Sachsen-Anhalt). – unveröff. Bericht, LBGR Kleinmachnow vom 06.02.2007.
- STRAHL, J. & HERMSDORF, N. (2008): Karte der Eem-Vorkommen des Landes Brandenburg. – *Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge*, 15 (1): 23–55.
- THOMAE, M. (1986): Zur Genese pleistozäner Lagerungsstörungen im oberen Deckgebirge des Geiseltales. – *Technische Kurzinformation*, 22 (H. 41): 20–26; Braunkohlenwerk Geiseltal.
- THOMAE, M. (1990): Geologischer Bau und Lagerungsverhältnisse des Quartärprofils von Neumark-Nord. – *Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte in Halle*, 43: 131–143.
- THOMAE, M. (2003): Mollisoldiapirismus – Ursache für die Erhaltung der Fundstätte Neumark-Nord (Geiseltal). – In: Justus, A., Fiedler, L., Burdukiewicz, J. M., Heinrich, W.-D. & Brühl, E. (Hrsg.): *Erkenntnisjäger: Kultur und Umwelt des frühen Menschen*. Festschrift für Dietrich Mania, *Veröffentlichungen des Landesamtes für Archäologie Sachsen-Anhalt*, 57 (II): 509–535.
- THOMAE, M. & RAPPSILBER, I. (2010): Beitrag zur Klärung der Lagerungsverhältnisse des Quartärs im Tagebau Neumark-Nord. – *Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt – Landesmuseum für Vorgeschichte*, 62: 211–266.
- TOEPFER, V. (1957): Die Mammutfunde von Pfännerhall im Geiseltal. – *Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte in Halle*, 16: 1–58.
- TRAUTMANN, T., KRIBETSCHKE, M. R., DIETRICH, A. & STOLZ, W. (1999): Feldspar radioluminescence: A new dating method and its physical background. – *Journal of Luminescence*, 85: 45–58.
- VAN DER MADE, J. (2003): *Megaloceros giganteus* from the Middle Pleistocene of Neumark Nord. – In: Justus, A., Fiedler, L., Burdukiewicz, J. M., Heinrich, W.-D. & Brühl, E. (Hrsg.): *Erkenntnisjäger: Kultur und Umwelt des frühen Menschen*. Festschrift für Dietrich Mania, *Veröffentlichungen des Landesamtes für Archäologie Sachsen-Anhalt – Landesmuseum für Vorgeschichte*, 57 (II): 373–378.
- VAN DER MADE, J. (2010): The rhinos from the Middle Pleistocene of Neumark Nord (Saxony-Anhalt). – *Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt – Landesmuseum für Vorgeschichte*, 62: 433–527.
- WANSCHA, S. (2008): Zeitz-Glaziär-Formation. – In: *LithoLex [Online-Datenbank]*; Hannover (BGR).
- WANSCHA, S. & RADZINSKI, K.-H. (2004): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt 1 : 25 000, Blatt 4636 Mueheln (Geiseltal). – 143 S.; Halle.
- WEHMILLER, J. F. & MILLER, G. H. (2000): *Aminostratigraphic Dating Methods in Quaternary Geology: Methods and Applications*. – AGU reference shelf (ed.): 187–222; AGU, Washington, D. C.
- WINTLE, A. G. (1997): Luminescence dating: Laboratory procedures and protocols. – *Radiation Measurements*, 27: 769–817.
- WINTLE, A. G. (2008): Luminescence dating: where it has been and where it is going. – *Boreas*, 37: 471–482.
- ZÖLLER, L. (2010): New approaches to European loess: a stratigraphic and methodical review of the past decade. – *Central European Journal of Geosciences*, 2 (1): 19–31.

## Erwiderung: Zur Struktur und Entstehung von Eiskeil-Großformen in Lieth/Elmshorn (Schleswig-Holstein)

Zum Kommentar von J. Vandenberghe in *E&G – Quaternary Science Journal* 58/1: 107–109

Alf Grube

[Reply: Structure and development of ice-wedge pseudomorphs in the Lieth lime quarry/Elmshorn (Schleswig-Holstein) – Comment by J. Vandenberghe in *Eiszeitalter & Gegenwart – Quaternary Science Journal* 58/1: 107–109.]

**Address of author:** A. Grube, Dezernat Geologie, Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein (LLUR), Hamburger Chaussee 25, D-24220 Flintbek. E-Mail: alf.grube@llur.landsh.de

Im Folgenden wird zur Gegendarstellung von PROF. JEF VANDENBERGHE (Comment JEF VANDENBERGHE ON A. GRUBE (2007) *E&G – Quat. Science J.* 56/4: 283–294) in *E&G – Quaternary Science Journal* 58/1: 107–109 Stellung bezogen. Im Zentrum des Beitrages steht die Frage, ob die vom Autor als Eiskeil-Pseudomorphosen (im Folgenden Eiskeile genannt) interpretierten Strukturen auch anderer Entstehung (tektonisch bedingte Störungen, Verkarstungs-Erscheinungen) sein könnten.

Zunächst spricht die geologische Umgebung für eine Bildung der Strukturen als Eiskeile. Die Strukturen treten in einer Hochlage der Zechsteinasche auf, bei der keine randlichen Abfälle zu verzeichnen sind, die wiederum Spaltenbildungen hervorrufen können (Punkt 1 bei VANDENBERGHE). In den Wandzeichnungen ist die periglaziäre Überprägung der oberflächennahen Schichten im Bereich der Liether Kalkgrube dokumentiert. Hierzu gehören bis in ca. 2,5 Meter Tiefe unter GOK reichende, lehrbuchhaft ausgeprägte Tropfenböden und Diapire. Dabei sind auch die oberen Bereiche der Eiskeile intensiv periglaziär überformt worden (Punkt 5 bei VANDENBERGHE), wobei auch hier typische Kryoturbationen und Diapir-Formen auftreten. Subrosiv hervorgerufene Verstellungen treten nur im nördlichen Eiskeil auf. Von Bedeutung sind weiterhin unregelmäßige Frostspalten mit einer Öffnungs-Breite von bis zu wenigen Zentimetern, die den gesamten aufgeschlossenen Bereich der Zechsteinaschen bis zur Sohle der Wand (ca. 3 Meter) komplex durchziehen. In Abbildung 2 des Aufsatzes sind hierbei nur die größten Strukturen angedeutet, die Überprägung ist jedoch flächhaft vorhanden. Insgesamt ist also eine sehr intensive periglaziäre Überprägung des ausgeschlossenen Profils vorhanden.

Grabenbruchähnliche Strukturen am oberen Rand von Eiskeilen sind nach den Erfahrungen des Autors in Nordwestdeutschland nicht sehr häufig intensiv ausgebildet. Denkbar ist zudem, dass sich entsprechende Verstellungen aufgrund der besonderen bodenmechanischen Eigenschaften der Zechsteinasche nicht bilden konnten. Auch muss berücksichtigt werden, dass durch die intensive Verbrodelung des trichterförmigen Öffnungsbereiches der Eiskeile entspre-

chende, ehemals vorhandene Strukturen zerstört worden sein könnten.

Grundsätzlich sind viele Eiskeile in Nordwestdeutschland nicht an Polygonnetze gebunden (Punkte 2, 3 bei VANDENBERGHE), sondern treten unabhängig auf. Empirische Daten zu den Dimensionen typischer Polygonnetzen bzw. Eiskeilbildungen, wie von JEF VANDENBERGHE zitiert, müssen hier, an einem Standort mit ohne Zweifel ungewöhnlichen geologischen und bodenmechanischen Verhältnissen, nicht zwingend zutreffen. Im Aufsatz des Autors wird im Übrigen deutlich darauf hingewiesen, dass die Anlage der Eiskeile durch die salttektonische Prägung bzw. entsprechende Störungssysteme vorgezeichnet sein dürften.

Die unregelmäßige Form der Eiskeil-Bildungen wird auf die besonderen Eigenschaften des Wirtsmaterials zurückgeführt (Punkt 4 bei VANDENBERGHE).

Ein weiteres wesentliches Argument für die Einstufung der Strukturen als Eiskeilbildungen ist die verhältnismäßig regelmäßige Ausbildung der parallel-schichtigen Internstruktur. Bei (salinar-) tektonisch bedingten Spaltenbildungen oder Verkarstungs-Strukturen ist ein wiederholtes, mehr oder minder gleichförmiges Öffnen, das durch die parallelen Einheiten mit ähnlicher bis gleicher Schichtmächtigkeit belegt ist, nicht zu erwarten. Vielmehr würde bevorzugt episodisch ein Aufreißen und eine folgende einbruchhafte Verfüllung erfolgen, woraus sich eine deutlich heterogenere Internstruktur ergeben würde. Bei Spaltenfüllungen wären zudem verstärkt horizontale verfüllte Abschnitte vorhanden. Diese fehlen in den dokumentierten Abschnitten der Eiskeile. Die Bildung von salinartektonischen bzw. Karst-Einbrüchen mit einer seitlichen Neigung, wie sie bei den Eiskeil-Bildungen in Lieth zu erkennen ist, ist nicht vorstellbar, da entsprechende Strukturen nicht standfest wären und kollabieren würden. Zudem wäre zu erwarten, dass verstärkt verstürzte Bruchstücke von den umgebenden Perm-Gesteinen in den Spaltenfüllungen vorhanden sind, u.a. Zechsteinkalke, Stinkkalke. Entsprechende massive Verstürze fehlen bei den Strukturen.

Die Eiskeile sind mit pleistozänen Sedimenten gefüllt. Eine tektonische bzw. durch Karst bedingte Spaltenbildung müsste verstärkt permisches sowie ggf. mesozoisches und/

oder tertiäres Material enthalten. Warum sollte eine Spaltenbildung erst während des Pleistozäns eingesetzt haben?

Die beschriebenen Eiskeile sind – zumindest im oberen, aufgeschlossenen Teil – vorwiegend in der Zechstein-Asche angelegt. Die Zechstein-Asche besteht aus Calcit und Dolomit. Nach den Beobachtungen vor Ort treten in den Aschen keine nennenswerten Verkarstungs-Strukturen auf, im Gegensatz zu den umliegenden Zechsteinkalken sowie Zechstein- und Rotliegend-Gipsen. Ein Grund hierfür dürfte sein, dass bei der Subrosion entstehende Hohlräume aufgrund des feinkörnigen Materials (82% Schluff- und Ton-Anteil) verhältnismäßig schnell wieder geschlossen werden. Hierzu trägt bei, dass das Material unter natürlichen Bedingungen weitgehend im Grundwasser liegt. Zudem sind Dolomite deutlich geringer löslich als Kalkstein. Die Durchlässigkeit des Materials für perkolierendes Wasser aufgrund der Kornzusammensetzung, der Zementierung und der Kompaktion ist deutlich reduziert. Eine Verkarstung wurde in dem aufgenommenen Aufschluss nur dort beobachtet, wo brecciöse Zechsteinkalke bis an die Oberfläche der Perm-Gesteine aufdrin-

gen (nördlicher Eiskeil). Bei den beiden anderen Strukturen sind keinerlei Anzeichen für eine Verkarstung zu entdecken. Die Strukturen reichen gleichförmig bis an die Oberfläche der umgebenden Perm-Gesteine, die wiederum keine Anzeichen eines Einbruchs zeigt. Darüber hinaus sind nirgendwo in den flächenhaft aufgeschlossenen Zechsteinablagerungen der gesamten Liether Kalkgrube Spaltenstrukturen aufgeschlossen gewesen (freundl. Mitt. DR. THOMAS VOLLMER, Hamburg). Es treten nur klassische Störungen auf.

Insgesamt stehen somit die beobachteten Strukturen einer Interpretation der Spalten als Eiskeil-Pseudomorphosen nicht entgegen. Naturgemäß verbleibt der Wunsch, dass die hier diskutierten Strukturen genauer untersucht werden sollten, da noch verschiedene Fragen offen bleiben. Hierzu sollten möglichst die Basisbereiche der Strukturen freigelegt werden (Wasserhaltung notwendig), um die Gesamtstrukturen sichtbar zu machen. Altersangaben, z.B. mittels OSL-Datierungen an Einzelkörnern, würden weitere wichtige Informationen zur Genese der Strukturen liefern.

# Instruction to Authors

Basically the manuscript shall be submitted in electronic form and has to include the name and the address of the first author. Please use a standard word processor in .rtf, .odt or .doc-format (LaTeX files on request). As character set please use the standard fonts Times Roman, Helvetica or Courier with 1.5 line spacing.

For the submission please use our online system at [www.quaternary-science.net](http://www.quaternary-science.net). After the login you can upload your manuscript as well as separate figures and tables.

## Manuscript style

The acceptable languages are English and German. Manuscripts in German have to contain an English subtitle, an abstract in English and English keywords. The rules of the new German spelling reform apply to German texts.

Manuscripts should be arranged in the following order:

- I Short but concise title
- II Full names, full address and e-mail
- III 5 to 10 keywords that describe the contents of your paper
- VI An abstract of up to 200 words in German and English.  
The translated abstract should carry the translated title in square brackets,
- V Clearly structured text. For chapter numbering use Arabic numerals.
- VI The reference list has to be arranged alphabetically and should conform to the examples given below.

References have to be inserted in the text as brief quotations, the name of the author has to be set in small CAPITALS, the year of publication in brackets e.g. MÜLLER (2006). If more than one publication of the same author in the same year is cited, identify each citation as follows: MÜLLER (2006a, 2006b). Where three or more authors are listed in the reference list, please cite in the text as MÜLLER et al. (2006). Papers with up to three authors should be cited as MÜLLER & MEYER (2006) or MÜLLER, MEYER & SCHULZ (2006). If a special page or figure of a paper should be cited, use following citation style: MÜLLER (2006: 14) or MÜLLER (2006, Fig. 14).

Scientific names of flora and fauna (*gender*, *sub-gender*, *species*, *sub-species*) have to be written in *italics*. Use small CAPITALS for the author (*Armeria maritima* WILLD.)

- Do not justify your text, use a ragged left alignment.
- Do not use automatic hyphenation.
- Do not use any automatic formatting.
- Do not use pagination.

Do not insert images, tables and photos into the text, it should be added as separate files. Captions of figures and tables in German and English should be placed at the end of the manuscript.

## Illustrations

Supply each figure as a separate file with the name of the author. Illustrations should be reducible to a column width (8.4 cm) or type area (17.2 x 26 cm). The lettering has to be easily readable after reduction. Where a key of symbols is required, include this in the figure, not in the caption of the figure. Avoid fine lines (hairlines) and grey-shading/halftones. All figures may be colored. There are no additional costs.

For printing all illustrations have to be supplied electronically. Please use for pixel-based images (photos) the .tif-format with a resolution of at least 450 dpi and for vector-based illustrations (graphs, maps, tables) the .eps-format. Greatly reduced .jpg-files or .pdf-files or figures included in word documents are not accepted.

## References [examples]

### Papers:

- SCHWARZBACH, M. (1968): Neue Eiszeithypothesen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19: 250–261.
- EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1979): Leitlinien der Quartärenentwicklung im norddeutschen Tiefland. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 7: 451–462.
- ZAGWIJN, W.H. (1996): The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. – In: TURNER, C. (ed.): *The Middle Pleistocene in Europe*: 145–172; Rotterdam (Balkema).
- MAGNY, M. & HAAS, J.N. (2004): A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Ice man. – *Journal of Quaternary Science*, 19: 423–430. DOI: 10.1002/jqs.850

### Books:

- EHLERS, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. – 358 S.; Stuttgart (Enke).

Please do not use abbreviations of the journal names.

## Specimen copies

Authors receive 2 printed specimen copies. The electronic version is available as download free.

For further questions about the submission of manuscripts please contact the production editor.

Das Manuskript ist grundsätzlich in elektronischer Form einzureichen und muss mit Namen und Adresse des Erstautoren versehen sein. Bitte benutzen Sie eine Standard-Textverarbeitung im .rtf, .odt oder .doc-Format (LaTeX-Dateien auf Anfrage). Als Zeichensatz verwenden Sie bitte die Standard-Fonts Times Roman, Helvetica oder Courier mit einem 1,5-fachen Zeilenabstand.

Zur Einreichung nutzen Sie bitte unser Online Submission System unter [www.quaternary-science.net](http://www.quaternary-science.net). Nach dem Login steht Ihnen hier eine Upload-Funktion für das Manuskript und die Abbildungs-Dateien zur Verfügung.

### Manuskriptform

Als Publikationssprachen sind Englisch und Deutsch zugelassen. Manuskripte in deutscher Sprache müssen einen englischen Untertitel tragen sowie eine englische Kurzfassung und englische Keywords beinhalten. Für die deutschen Texte gelten die Regeln der neuen Rechtschreibreform.

Die Manuskripte sollen folgendem Aufbau entsprechen:

- I Kurze, aber prägnante Überschrift
- II Ausgeschriebener Vor- und Nachname, Post- und E-Mail-Adresse
- III 5 bis 10 englische Keywords, die den Inhalt des Manuskriptes widerspiegeln.
- IV Deutsche und englische Kurzfassung des Textes mit einer Länge von bis zu 200 Wörtern. Der englische Untertitel des Manuskriptes ist der englischen Kurzfassung in eckigen Klammern voranzustellen.
- V Klar gegliederter Text. Kapitelnummerierungen sind mit arabischen Ziffern zu versehen.
- VI Alphabetisch geordnete Literaturliste. Die Zitierweise muss der unten angegebenen Form entsprechen.

Im fortlaufenden Text sind Literaturhinweise als Kurzzitate einzufügen, der oder die Autorennamen sind in KAPITÄLCHEN-Schrift zu setzen, das Erscheinungsjahr in Klammern, z. B. MÜLLER (2006). Werden von einem Autor mehrere Arbeiten aus einem Jahr zitiert, so sind diese durch Buchstaben zu unterscheiden: MÜLLER (2006a, 2006b). Bei mehr als drei Autoren kann et al. verwendet werden: MÜLLER et al. (2006). Arbeiten mit bis zu drei Autoren werden folgendermaßen zitiert: MÜLLER & MEYER (2006) oder MÜLLER, MEYER & SCHULZ (2006). Sind mit der Zitierung bestimmte Seiten oder Abbildungen gemeint, müssen diese genau angegeben werden: MÜLLER (2006: 14) oder MÜLLER (2006: Fig. 14).

Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (*Gattungen*, *Untergattungen*, *Arten*, *Unterarten*) sind kursiv zu schreiben. Die den biologischen Namen folgenden Autoren werden in KAPITÄLCHEN gesetzt (*Armeria maritima* WILLD.).

Bitte keinen Blocksatz verwenden, sondern linksbündigen Satz.  
Bitte keine automatische Silbentrennung verwenden.  
Bitte alle automatischen Formatierungen in Ihrer Textbearbeitung deaktivieren.  
Bitte keine Seitenzählung.

Abbildungen, Tabellen und Fotos nicht in den Text einbauen, sondern separat als Datei beifügen. Abbildungsunterschriften in Deutsch und Englisch am Ende des Manuskripttextes platzieren.

### Abbildungen

Bitte fügen Sie jede Abbildung als separate Datei mit einem eindeutigen Namen bei. Alle Grafiken müssen eine Verkleinerung auf Spaltenbreite (= 8,4 cm) oder Satzspiegel (= 17,2 x 26 cm) zulassen. Die Beschriftung muss nach der Verkleinerung noch gut lesbar sein. Sollte eine Legende nötig sein, so binden Sie diese in die Abbildung ein. Bitte vermeiden Sie Haarlinien oder Grauwerte. Alle Abbildungen können farbig sein. Es entstehen keine Mehrkosten.

Für die Drucklegung müssen alle Abbildungen in elektronischer Form eingereicht werden. Bitte verwenden Sie für pixelbasierte Abbildungen (Fotos) das .tif-Format mit einer Auflösung von mindestens 450 dpi und für vektorbasierte Abbildungen (Diagramme, Maps, Tabellen) das .eps-Format. Stark reduzierte .jpg oder .pdf-Dateien sowie in Text-Dokumente eingebundene Abbildungen werden nicht akzeptiert.

### Zitierweise (Beispiele)

#### Aufsätze:

SCHWARZBACH, M. (1968): Neue Eiszeithypothesen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19: 250–261.

EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1979): Leitlinien der Quartärentwicklung im norddeutschen Tiefland. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 7: 451–462.

ZAGWIJN, W.H. (1996): The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. – In: TURNER, C. (ed.): *The Middle Pleistocene in Europe*: 145–172; Rotterdam (Balkema).

MAGNY, M. & HAAS, J.N. (2004): A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Ice man. – *Journal of Quaternary Science*, 19: 423–430. DOI: 10.1002/jqs.850

#### Monographische Werke, Bücher:

EHLERS, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. – 358 S.; Stuttgart (Enke).

Bitte keine Abkürzungen der Zeitschriftentitel verwenden.

### Belegexemplare

Autoren erhalten 2 gedruckte Belegexemplare. Die elektronische Version steht zum kostenlosen Download zur Verfügung.

Bei weiteren Fragen zur Manuskripteinreichung wenden Sie sich bitte an die technische Redaktion (s. Impressum).

## AKTUELLE VERÖFFENTLICHUNGEN



### **Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern**

*Exkursionsführer zur DEUQUA-Tagung 2010*

Hrsg.: Reinhard Lampe, Sebastian Lorenz

DIN A4 / 164 Seiten / Softcover / 34,- € / 2010

ISBN: 978-3-941971-05-9



### **Zur Landschafts- und Gewässergeschichte der Müritz**

*Umweltgeschichtlich orientierte Bohrungen 2004–2006 zur Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Entwicklung*

Hrsg.: Nationalparkamt Müritz

DIN A4 / 94 Seiten + 1 Faltblatt / Softcover / 29,- € / 2010

ISBN: 978-3-941971-00-4

## IN VORBEREITUNG

### **Die spätpleistozäne und holozäne Gewässernetzentwicklung im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage Mecklenburgs**

Autor: Sebastian Lorenz

DIN A4 / Softcover / Vorbestellungen möglich

ISBN: 978-3-941971-03-5

## BESTELLUNG



Geozon Science Media  
Postfach 3245  
D-17462 Greifswald  
Germany

Tel. 03834-80 40 80  
Fax 03834-80 40 81  
E-Mail: info [at] geozon.net  
www.geozon.net

## Reorder / Nachbestellung

The volumes 6–7, 11–17, 19–28 and 30–58 are currently available. All other volumes are sold out. A reduced special price of 10,- € per edition is up to and including volume 55. The regular retail price applies from vol. 56/1–2. A complete table of contents is downloadable at [www.deuqua.org](http://www.deuqua.org).

### 1951–2006

---

Vol. 6–7, 11–17, 19–28, 30–55 each volume 10,- €

2007	Topics	Price
------	--------	-------

---

Vol. 56 No 1–2	Special issue: Startigraphie von Deutschland – Quartär	54,- €
Vol. 56 No 3	Pfälzerwald, pollen types and taxa, Oberösterreich, Riß-Iller, Schatthausen	27,- €
Vol. 56 No 4	Nußloch, Rangsdorfer See, Lieth/Elmshorn, Gardno Endmoräne/Debina Cliff	27,- €

2008	Topics	Price
------	--------	-------

---

Vol. 57 No 1–2	Special issue: Recent progress in Quaternary dating methods	54,- €
Vol. 57 No 3–4	Special issue: The Heidelberg Basin Drilling Project	54,- €

2009	Topics	Price
------	--------	-------

---

Vol. 58 No 1	Surface Exposure Dating, Bodensee, Living Fossil, Hochgebirgsböden	27,- €
Vol. 58 No 2	Special issue: Changing environments – Yesterday, Today, Tomorrow	27,- €

2010	Topics	Price
------	--------	-------

---

Vol. 59 No 1–2	Baltic Sea Coast, Rodderberg Crater, Geiseltal, Wettersteingebirge, Møn, Argentina	54,- €
----------------	--	--------

The prices are understood plus shipping costs. VAT is included.

## Subscription / Abonnement

Title: E&G – Quaternary Science Journal  
Print-ISSN: 0424-7116  
Issues per volume: 4

### Prices [EUR] print per volume

---

End customers: 100,92 € (Free for DEUQUA-Members)  
Wholesalers, booksellers: 65,60 €  
Scientific libraries: 95,87 €

VAT is not included.

### Postage [EUR] per volume

---

within Germany: 5,00 €  
Europe (Surface): 12,40 €  
Europe (Airmail): 15,20 €  
World (Surface): 20,80 €  
World (Airmail): 25,60 €

### Special offer

---

Libraries which subscribe our journal can receive the volumes 1951–2006 for free. Only shipping costs have to be paid.

### Order address

---

Geozon Science Media  
po box 3245  
D-17462 Greifswald  
Germany

tel.: +49 (0)3834-80 40 80  
fax: +49 (0)3834-80 40 81

e-mail: [info \(at\) geozon.net](mailto:info@geozon.net)  
web: [www.geozon.net](http://www.geozon.net)

## German Quaternary Association

The German Quaternary Association (DEUQUA) eV is an association of German-speaking Quaternary Scientists. The aim of the association is to promote the Quaternary Science, to represent it in public, to intensify the contact to applied science as well as to advice public and political boards in quaternary issues.

Furthermore, the association has set itself the task of operating the contacts between the Quaternary Scientists and related organizations at home and abroad.

The DEUQUA published annually several editions of "E&G – Quaternary Science Journal". In that journal research results from the field of Quaternary Science are published. In addition, developments in the DEUQUA are announced in the "Geoscience messages" (GMIT). GMIT is published quarterly.

Every two years, the German Quaternary Association held the DEUQUA-Conference. At this conference the latest research results of the Quaternary Science are presented and discussed.

## Deutsche Quartärvereinigung

Die Deutsche Quartärvereinigung (DEUQUA) e.V. ist ein Zusammenschluss deutschsprachiger Quartärwissenschaftler und wurde 1949 gegründet. Der Verein hat zum Ziel die Quartärwissenschaft zu fördern, sie in der Öffentlichkeit zu vertreten, den Kontakt zu angewandter Wissenschaft zu intensivieren sowie öffentliche und politische Gremien in quartärwissenschaftlichen Fragestellungen zu beraten. Desweiteren hat der Verein sich zur Aufgabe gemacht, die Kontaktpflege der Quartärforscher untereinander und zu verwandten Organisationen im In- und Ausland zu betreiben.

Die DEUQUA veröffentlicht jährlich mehrere Ausgaben von „E&G – Quaternary Science Journal“. Dort werden Forschungserkenntnisse aus dem Bereich der Quartärwissenschaft publiziert. Zusätzlich werden Entwicklungen in der DEUQUA vierteljährlich in den Geowissenschaftlichen Mitteilungen (GMIT) bekannt gemacht.

Im zweijährigen Turnus veranstaltet die Deutsche Quartärvereinigung e.V. die DEUQUA-Tagung. Diese bietet ein Forum, in welchem aktuelle Forschungsergebnisse aus dem Bereich der Quartärwissenschaften vorgestellt und diskutiert werden.

## Committee / Vorstand



### PRESIDENT / PRÄSIDENTIN

PROF. DR. MARGOT BÖSE  
Freie Universität Berlin  
Malteserstr. 74-100  
D-12249 Berlin, Germany  
Tel.: +49 (0)30-838-70 37 3  
E-Mail: m.boese [at] fu-berlin.de

### VICE PRESIDENTS / VIZEPRÄSIDENTEN

UNIV.-PROF. MAG. DR. CHRISTOPH SPÖTL  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Universität Innsbruck  
Innrain 52  
A-6020 Innsbruck, Österreich  
Tel.: +43 (0)512-507-5593  
Fax: +43 (0)512-507-2914  
E-Mail: christoph.spoetl [at] uibk.ac.at

PROF. DR. LUDWIG ZÖLLER  
Fakultät II – Lehrstuhl für Geomorphologie  
Universität Bayreuth  
Universitätsstrasse 30  
D-95440 Bayreuth, Germany  
Tel.: +49 (0)921-55 2266  
Fax: +49 (0)921-55 2314  
E-Mail: ludwig.zoeller [at] uni-bayreuth.de

### TREASURER / SCHATZMEISTER

DR. JÖRG ELBRACHT  
Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie  
Stilleweg 2  
D-30655 Hannover, Germany  
Tel.: +49 (0)511-643-36 13  
E-Mail: joerg.elbracht [at] lbeg.niedersachsen.de

### EDITOR-IN-CHIEF / SCHRIFTFÜHRUNG (E&G)

PD DR. HOLGER FREUND  
ICBM – Geoecology  
Carl-von-Ossietzky Universitaet Oldenburg  
Schleusenstr 1  
D-26382 Wilhelmshaven, Germany  
Tel.: +49 (0)4421-94 42 00  
E-Mail: holger.freund [at] icbm.terramare.de

### ARCHIVIST / ARCHIVAR

DR. STEFAN WANSA  
Landesamt für Geologie und Bergwesen  
Sachsen-Anhalt  
Postfach 156  
D- 06035 Halle, Germany  
Tel. +49 (0)345-5212-12 7  
E-Mail: wansa [at] lagb.mw.sachsen-anhalt.de

### ADVISORY BOARD / BEIRAT

DR. CHRISTIAN HOSELMANN  
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie  
Postfach 3209  
D-65022 Wiesbaden, Germany  
Tel.: +49 (0)611-69 39 92 8  
E-Mail: christian.hoselmann [at] hlug.hessen.de

DR. DANIELA SAUER  
Institut für Bodenkunde und Standortslehre  
Universität Hohenheim  
Emil-Wolff-Str. 27  
D-70593 Stuttgart, Germany  
Tel.: +49 (0)711-459-22 93 5  
E-Mail: d-sauer [at] uni-hohenheim.de

DR. FRANK PREUSSER  
Geologisches Institut  
Universität Bern  
Baltzerstr. 1-3  
CH-3012 Bern, Switzerland  
Tel.: +41-31-631 87 70  
E-Mail: preusser [at] geo.unibe.ch

PROF. DR. REINHARD LAMPE  
Institut für Geographie und Geologie  
Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald  
Friedrich-Ludwig-Jahn-Strasse 16  
D-17487 Greifswald, Germany  
Tel: +49 (0)3834-86-45 21  
E-Mail: lampe [at] uni-greifswald.de

PROF. DR. BIRGIT TERHORST  
Geographisches Institut  
Universität Würzburg  
Am Hubland  
D-97074 Würzburg, Germany  
Deutschland  
Tel. +49 (0)931-88 85 58 5  
E-Mail: birgit.terhorst [at] uni-wuerzburg.de



## Contents

- 3 DOI 10.3285/eg.59.1-2.01  
**Relative sea-level development and isostasy along the NE German Baltic Sea coast during the past 9 ka.**  
*Reinhard Lampe, Elisabeth Endtmann, Wolfgang Janke, Hinrich Meyer*
- 21 DOI 10.3285/eg.59.1-2.02  
**Late Quaternary morphodynamics in the Quebrada de Purmamarca, NW Argentina**  
*Jan-Hendrik May, Ramiro Daniel Soler*
- 36 DOI 10.3285/eg.59.1-2.03  
**Aeolian sedimentation in the Rhine and Main area from the Late Glacial until the Mid-Holocene: New evidence from the Magdalenien site of Götzenhain [Hesse, Germany]**  
*Johann Friedrich Talksdorf, Knut Kaiser, Thomas Terberger, Nicole Klasen, Birgit Schneider, Peter Masberg*
- 44 DOI 10.3285/eg.59.1-2.04  
**Der Rodderbergkrater bei Bonn: Ein komplexes Geoarchiv**  
*Ludwig Zöller, Ulrich Hambach, Henrik Blanchard, Stefanie Fischer, Sven Köhne, Rüdiger Stritzke*
- 59 DOI 10.3285/eg.59.1-2.05  
**Relation of loess units and prehistoric find density in the Garzweiler open-cast mine, Lower Rhine**  
*Holger Kels, Wolfgang Schirmer*
- 66 DOI 10.3285/eg.59.1-2.06  
**Untersuchung einer Doline auf dem Zugspitzplatt: Ein palynologischer Beitrag zur holozänen Gletschergeschichte im Wettersteingebirge**  
*Eberhard Grüger, Hermann Jerz*
- 76 DOI 10.3285/eg.59.1-2.07  
**Indicator count methods tested out on Møn, Denmark**  
*Per Smed*
- 88 DOI 10.3285/eg.59.1-2.08  
**Mittel- und spätpleistozäne Stratigraphie und Morphogenese in Schlüsselregionen der Nordschweiz**  
*Oskar Keller, Edgar Krayss*
- 120 DOI 10.3285/eg.59.1-2.09  
**Geologie, Paläontologie und Geochronologie des Eem-Beckens Neumark-Nord 2 und Vergleich mit dem Becken Neumark-Nord 1 [Geiseltal, Sachsen-Anhalt]**  
*Jaqueline Strahl, Matthias R. Krbetschek, Joachim Luckert, Björn Machalet, Stefan Meng, Eric A. Oches, Ivo Rappsilber, Stefan Wansa, Ludwig Zöller*
- 168 DOI 10.3285/eg.59.1-2.10  
**Erwiderung: Zur Struktur und Entstehung von Eiskeil-Großformen in Lieth/Elmshorn [Schleswig-Holstein]: Zum Kommentar von J. Vandenberghe in E&G – Quaternary Science Journal 58/1: 107–109**  
*Alf Grube*