

Eiszeitalter und Gegenwart

Volume 56
Number 4
2007

E & G

Quaternary Science Journal



E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) – Stuttgart





www.deuqua.de

Deutsche Quartärvereinigung e.V. German Quaternary Association

Founded 1948

Office:

D-30655 Hannover, Stilleweg 2, P.O. 510153

E-Mail: deuqua@lbeg.niedersachsen.de

Web: www.deuqua.de

Bank accounts:

Postbank Hannover: Konto 45303 308, BLZ 250 100 30, BIC: PBNKDEFF, IBAN: DE84 2501 0030 0045 3033 08
Sparkasse Hannover: Konto 2000 806 311, BLZ 250 501 80, BIC: HANSDE2HXXX, IBAN: DE10 2505 0180 2000 8063 11

Executive board

(2006-2010)

President:	MARGOT BÖSE, Berlin
Vice-President:	MARKUS FIEBIG, Wien REINHARD LAMPE, Greifswald
Editor E&G:	HOLGER FREUND, Wilhelmshaven
Assistant Editor E&G:	LUDGER FELDMANN, Benningen
Editor GMit Newsletter:	CHRISTIAN HOSELMANN, Wiesbaden BIRGIT TERHORST, Wien
Treasurer:	JÖRG ELBRACHT, Hannover
Academic library:	STEFAN WANSÄ, Halle
Homepage:	JÜRGEN REITNER, Wien
Public relation	FRANK PREUSSER, Bern

Editorial Board E&G – Quaternary Science Journal: HOLGER FREUND, Wilhelmshaven, Editor

KARL-ERNST BEHRE, Wilhelmshaven	ELSE KOLSTRUP, Uppsala (Schweden)
HANS-RUDOLF BORK, Kiel	JAN PIOTROWSKI, Aarhus (Dänemark)
ARNT BRONGER, Kiel	LUDWIG REISCH, Erlangen
JÜRGEN EHLERS, Hamburg	JEF VANDENBERGHE, Amsterdam (Niederlande)
ETIENNE JUVIGNÉ, Liège (Belgien)	BERND ZOLITSCHKA, Bremen
WIGHART VON KOENIGSWALD, Bonn	

The subscription rates for DEUQUA membership are as follows:

Ordinary Members	45,- €
Student, retired and unwaged members	20,- €
Institutions	55,- €

In Germany subscription rates are paid by standing order. For all other members, subscription rates should be paid by bank transfer into one of the two accounts listed above prior to 1st March each year. If you would like to join DEUQUA or have questions regarding missing or past volumes of *Eiszeitalter und Gegenwart – Quaternary Science Journal*, please contact the DEUQUA office.

Manuscript Submission: Manuscripts for E&G – Quaternary Science Journal must be submitted to the editor: PD Dr. Holger Freund, ICBM – Marine Laboratory, Schleusenstr. 1, D-26382 Wilhelmshaven; E-Mail: holger.freund@icbm.terramare.de

Titelbild: Drei annähernd parallel verlaufende, bis zu mehr als 3 m tiefe und 0,5 m breite Eiskeil-Pseudomorphosen in der Kalkgrube Lieth bei Elmshorn. Sie sind in Zechstein-Aschen und -Kalken angelegt. Maßband = 1 m (Foto: Alf Grube 2005).

Front cover image: Three approximately parallel ice-wedge pseudomorphs with setting in Zechstein-ashes and –limestones in the former chalk quarry Lieth near Elmshorn. The width is about 0.5 m and the depth is more than 3 meters. Tape measure = 1 m (photo: Alf Grube 2005).

Forthcoming Volume of Eiszeitalter & Gegenwart

E&G
Quaternary Science Journal

Special issue 57/1-2 (printed in July 2008)

Recent Progress in Quaternary Dating Methods

Special issue editors: Frank Preusser, Irka Hajdas & Susan Ivy-Ochs

Including:

DEHNERT, A. & SCHLÜCHTER, C.: Sediment burial dating using terrestrial cosmogenic nuclides

GEYH, M.: The handling of numerical ages and their random errors

HAJDAS, I.: The radiocarbon dating method and its applications in Quaternary studies

PREUSSER, F. et al.: Luminescence dating: Basics, methods and applications

SHELLMANN, G. et al.: Electron spin resonance (ESR) dating of Quaternary materials

and others...

Authors are responsible for the content of their manuscripts.

E&G – Quaternary Science Journal is printed by Papierflieger Offsetdruck GmbH,
38678 Clausthal-Zellerfeld – E-Mail: papierflieger_offsetdruck@web.de

Eiszeitalter und Gegenwart

E & G

Quaternary Science Journal

Volume 56 Number 4

84 pages, 23 figures, 2 tables and 3 maps

Editor and publishing: Deutsche Quartärvereinigung e. V. Hannover

Editor: HOLGER FREUND

Distribution:



E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) – Stuttgart

2007

E&G

Quaternary Science Journal

Published for Deutsche Quartärvereinigung e. V.

Editor: Holger Freund

Contents

Das jungpleistozäne Lößprofil von Nußloch (SW-Wand)227

im Aufschluss der Heidelberger Zement AG

The Late Pleistocene loess profile Nussloch (SW wall)

Erhard Bibus, Manfred Frechen, Michael Kösel & Wolfgang Rähle

Neubewertung der geomorphologischen Entwicklung.....256

der Umgebung des Rangsdorfer Sees

Reassessment of the geological development of the Rangsdorf lake area

Christopher Lüthgens & Margot Böse

Zur Struktur und Entstehung von Eiskeil–Großformen.....283

in Lieth/Elmshorn (Schleswig-Holstein)

Structure and development of ice-wedge pseudomorphs

in the Lieth lime quarry/Elmshorn (Schleswig-Holstein)

Alf Grube

Weichselian red tills in the Gardno Phase End Moraine (Dębina Cliff)295

– criteria for distinction, origin and stratigraphic position,

and implications for the origin and course of the Baltic Ice Stream

Weichselzeitliche rote Moränen in der Gardno Endmoräne (Dębina Kliff)

– Besonderheiten, Herkunft und Chronostratigraphie, unter besonderer

Berücksichtigung des Verlaufs und der Quelle des Baltischen Eisstroms

Jarosław Jasiewicz



<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i> <i>Quaternary Science Journal</i>	56/4	227–255	Hannover 2007
--	------	---------	---------------

Das jungpleistozäne Lößprofil von Nußloch (SW-Wand) im Aufschluss der Heidelberger Zement AG

ERHARD BIBUS, MANFRED FRECHEN, MICHAEL KÖSEL & WOLFGANG RÄHLE ^{*)}

Kurzfassung: Im Aufschluss Nußloch südlich von Heidelberg ist ein neu aufgeschlossener Lößrücken paläopedologisch aufgenommen und ein Standardprofil mit verschiedenen Methoden untersucht worden. Im Einzelnen wurden Sedimentanalysen (Korngrößen, Kohlenstoff, Kalkgehalt) und die magnetische Suszeptibilität bestimmt, biomorphologische und malakologische Untersuchungen durchgeführt sowie 27 Proben mit der IRSL-Methode datiert. Stratigraphisch umfasst der untersuchte Abschnitt das Jungpleistozän mit einem mehrgliedrigen Eem-Boden und einem ungewöhnlich mächtigen Würmlöß (ca. 18 m).

Bodentypologisch wurden ein Bt-Horizont, eine Humuszone und zahlreiche Nassböden von unterschiedlicher Intensität mit und ohne Verbraunungszone nachgewiesen. Von den fünf ausgewiesenen Verbraunungszonen (WB2 - WB6) sind WB2, WB4 und WB5 aufgrund der Molluskenführung als interstadiale Bildungen anzusehen. Hinzu kommt noch eine der drei interstadialen Mosbacher Humuszonen (WB1) im stark reduzierten Altwürmabschnitt mit einem Alter von ca. 75 ka BP. Als kräftigster Interstadialboden ist der Bv-Horizont einer arktischen Braunerde erkannt worden (WB4), welcher aufgrund verschiedener Kriterien mit dem Lohner Boden bei ca. 30 ka BP parallelisiert wurde. Der im Hangenden des Lohner Bodens überlieferte Jungwürmlöß ist mit 12 m für Mitteleuropa sehr mächtig und von zahlreichen Nassböden (mindestens 10) untergliedert. Besonders aufgespaltet ist der Bereich des E2-Nassbodens, in dem auch die Böden WB5 und WB6 mit schwachen Verbraunungszonen liegen. Auch der jüngste Jungwürmlöß über dem Leithorizont des Eltviller Tuffs ist mit 4,5 m relativ mächtig und mehrgliedrig überliefert, so dass von einem E4/E5-Komplex gesprochen wird.

Die paläopedologischen Befunde stimmen hervorragend mit den Veränderungen in der Molluskenfauna und der Suszeptibilitätskurve überein, so dass detaillierte stratigraphische und paläoklimatische Rekonstruktionen möglich sind. Die absoluten Altersdatierungen bestätigen dabei weitgehend die vorgenommenen Altersstufungen.

Abschließend wird das neu bearbeitete Profil in Nußloch mit Ergebnissen von ANTOINE et al. (2001) verglichen, welche im gleichen Aufschluss an anderer Stelle erzielt worden sind.

[The Late Pleistocene loess profile Nussloch (SW wall)]

Abstract: At the Nussloch section located south of Heidelberg, a more recently exposed new loess wall was pedologically investigated. The profiles were investigated multidisciplinary including grain-size spectra, organic and carbonate content, magnetic susceptibility, as well as biomorphology and malacology and infrared optically stimulated luminescence (IRSL). The lower part of the Late Pleistocene includes the subdivided Eemian paleosol and the Wuermian loess about 18 m thick. A Bt horizon, a humic-rich horizon ("Humuszone") and several tundra gleysols ("Nassböden") of different intensity, with and without Bw horizons could be detected. Five brown soils (WB2 – WB6) are intercalated in the loess. The brown soils WB2, WB4 and

* Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. E. BIBUS, Geographisches Institut der Universität, Rümelinstraße 19-23, D-72070 Tübingen; Prof. Dr. M. FRECHEN, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA-Institut), Stilleweg 2, D-30655 Hannover; Dr. M. KÖSEL, RP Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, Dienstgeb. Stuttgart, Urbanstraße 53, D-70182 Stuttgart; Dr. W. RÄHLE, Staatliches Museum für Naturkunde, Rosenstein 1, D-70191 Stuttgart.

WB5 correlate to interstadial periods, as evidenced by the mollusc spectra. Furthermore, WB1 correlates to one of the three Early Wuermian interstadials ("Mosbacher Humuszone"). Soil WB1 with an age estimate of about 75 ka BP represents the reduced Early Wuermian sequence.

The most intensive brown soil (WB4) has the typical soil criteria of an arctic brown soil, which most likely correlates to the about 30 ka old Lohne Soil ("Lohner Boden"). The Late Wuermian loess covering the Lohne Soil is about 12 m thick and intercalated by at least ten tundra gleysols. The equivalent of the E2-Nassboden forms a tundra gley complex including also the weak brown soils WB5 and WB6. The youngest Upper Wuermian loess about 4.50 m thick covers the Eltville tephra and is designated to correlate to the E4/E5 complex.

The paleopedological results are in excellent agreement with the results and interpretation by means of malacology and magnetic susceptibility enabling detailed stratigraphic and paleoclimatic reconstruction.

Keywords: loess, paleosol, Late Pleistocene, absolute dating, loess snails, SW Germany, magnetic susceptibility

1 Einleitung

Im terrestrischen Bereich wird die letzte Kaltzeit besonders gut durch mächtige Lößablagerungen mit darin eingeschalteten Bodenbildungen überliefert. In Mitteleuropa sind mit dem Profil Schwalbenberg bei Sinzig am unteren Mittelrhein (BIBUS 1980, 1995; SCHIRMER 1990, 2000), den Profilen Schillo & Co. am Gräselberg (SEMMELE 1968: 15), in Schierstein bei Wiesbaden (SABEL & THEWS 1986) sowie in Nußloch bei Heidelberg (BENTE 1987; BENTE & LÖSCHER 1987; ZÖLLER 1995; ZÖLLER & LÖSCHER 1999; ANTOINE et al. 2001) Lokalitäten bekannt geworden, in denen der Würmlöß zwischen 15 und 20 m Mächtigkeit erreicht. In Nußloch ist zudem der Altwürmlöß nur rudimentär ausgebildet, so dass das knapp 20 m mächtige Profil vorwiegend den Mittel- und Jungwürmlöß repräsentiert. Da solche hochauflösenden Lößabfolgen wichtige Informationen zur Paläopedologie, Paläoklimaentwicklung, Paläoökologie und Stratigraphie liefern können, wurden von uns in den Deckschichten des Muschelkalksteinbruchs der Heidelberger Zement AG in Nußloch neue Untersuchungen durchgeführt. Es handelt sich dabei nicht um die bisher beschriebenen Profile (BENTE & LÖSCHER 1987; ZÖLLER 1995; ZÖLLER & LÖSCHER 1999; ANTOINE et al. 2001; ROUSSEAU et al. 2002; HATTÉ et al. 1999, 2001), sondern um den seit 1998 neu aufgeschlossenen SW-Bereich des Aufschlusses, in dem ein von Dellen flankierter Lößriedel durch den Abraumabbau

vollkommen durchschnitten wurde (vgl. Abb. 1). Der Riedel verläuft ungefähr in SE-NW-Richtung und setzt an einem ostexponierten Hang in ca. 205 m ü.NN an. Nach W erfolgt noch ein ca. 20 m hoher Anstieg zu einem flachen Wasserscheidenbereich in ca. 220 bis 225 m ü.NN, welcher NNW-SSE verläuft. ANTOINE et al. (2001: 212) haben die Fortsetzung dieses breiten Lößrückens als eine von NNW-Winden sedimentierte Lößdüne angesehen. Der von uns bearbeitete Riedel liegt somit als Kleinform rechtwinklig zu der als Lößdüne angesehenen Form vor. Von Bedeutung ist, dass die im Löß enthaltenen Horizonte die Riedeloberfläche nachzeichnen. Der Riedel ist deshalb nicht durch Eintiefung der flankierenden Dellen, sondern durch stetige Aufschüttung entstanden. Da der Aufschluss nur ca. 3 km von der östlichen Bruchstufe des Rheintalgrabens entfernt liegt, ist wegen der Nähe des Auswehungsgebietes mit einer stark sandigen Lößfazies zu rechnen. Der zentrale Bereich des aufgeschlossenen Riedels wurde durch zehn eingemessene Profile in seiner Gesamtheit aufgenommen (vgl. Abb. 2). An der Stelle mit der vollständigsten Gliederung ist ein Standardprofil erstellt und für verschiedene Analysen beprobt worden (vgl. Abb. 3 bis 6). Im Einzelnen erfolgten Sedimentanalysen (Korngröße, Kalkgehalt, organische Substanz) (BIBUS & KÖSEL), Schneckenbestimmungen (RÄHLE), gesteinsmagnetische Messungen (Suszeptibilität, Paläomagnetik) (APPEL), biomorphologische Analysen (GOLJEWJA) und Lumineszenz-Datierungen (IRSL) (FRECHEN).

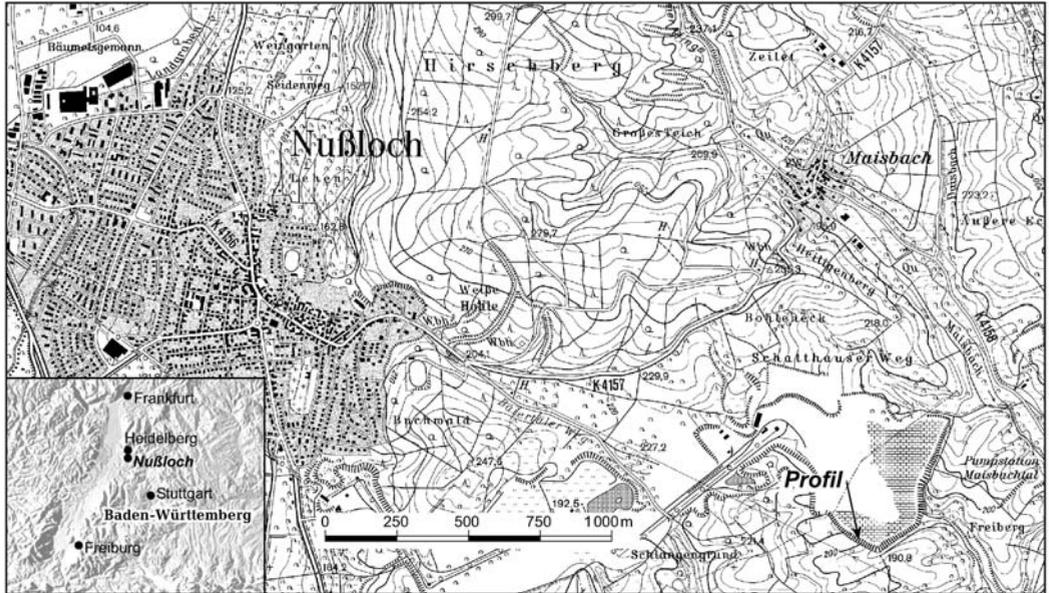


Abb. 1: Übersichtskarte mit Lage des bearbeiteten Lößbiedels im Aufschluss Nußloch. (Druck mit Genehmigung des Landesvermessungsamts Baden-Württemberg, Az. 5.12/1581)

Fig. 1: Map showing the position of the profile at the Nussloch section.

2 Beschreibung und Interpretation des Lößbiedels im zentralen Bereich

Das aufgenommene Profil beginnt an der Basis mit einem präeemzeitlichen sandigen Kies aus Lokalschottern. Darüber folgt ein 30 cm mächtiger, vernässter Lößlehm mit Rost- und Bleichbändern, der nach seiner Position in die Rißeiszeit einzustufen ist. Eine Überprägung durch eine Nassbodenbildung (Bruchköbeler Böden) i.S.v. BIBUS (1974) ist nicht auszuschließen. Abgeschlossen wird der rißeiszeitliche Lößlehm durch einen bis 1,70 m mächtigen, stellenweise mehrgliedrigen Bt-Horizont (Abb. 2, Abschnitt A, Schichten 46, 45, 44). In seinem oberen Bereich besteht der fossile Boden aus einem rötlichbraunen mittel schluffigen Ton mit vielen Sesquioxidkonkretionen und groben Polyedern, auf denen kräftige Tonüberzüge ausgebildet sind. Im mittleren Abschnitt (45) löst sich der Bt-Horizont in einen Lamellenstreifen-Horizont mit Bbt-Bändern auf. Dieser Zone folgt nach unten ein brauner lehmiger Schluff mit schwach polyedrischem Gefüge. In

diesem Bvt-Horizont (46) sind ebenfalls noch schwach ausgebildete Lamellenstreifen zu erkennen. Der gesamte B-Horizont wird dem Eem (MIS 5e) zugeordnet. Neben sehr vielen einheitlich ausgebildeten Bt-Horizonten sind entsprechende mehrgliedrige Unterböden der letztinterglazialen Parabraunerde vereinzelt auch an anderen Stellen in Baden-Württemberg beobachtet worden (z. B. Nußloch an anderer Stelle, ZÖLLER & LÖSCHER 1999; Reihen, BIBUS 2002; Bönnigheim, BIBUS 2002; Gundelfingen, BIBUS & STRAHL 2000: 221). Die Mehrgliedrigkeit wird von uns dadurch erklärt, dass der Eemboden einen vorstrukturierten Rißlöß z. B. mit Nassböden oder Bodensediment-Einlagerungen überprägt hat. ZÖLLER & LÖSCHER (1999: 41) diskutieren auch die Möglichkeit, dass der untere Teil des Bodenkomplexes dem vorletztinterglazialen Boden entspricht. Das Vorkommen der Mehrgliedrigkeit nur in gewissen Reliefpositionen, das Auskeilen des mittleren Horizontes innerhalb eines Aufschlusses sowie die Unterlagerung durch typisch gegliederten Rißlöß mit den Bruchköbeler Nassbö-

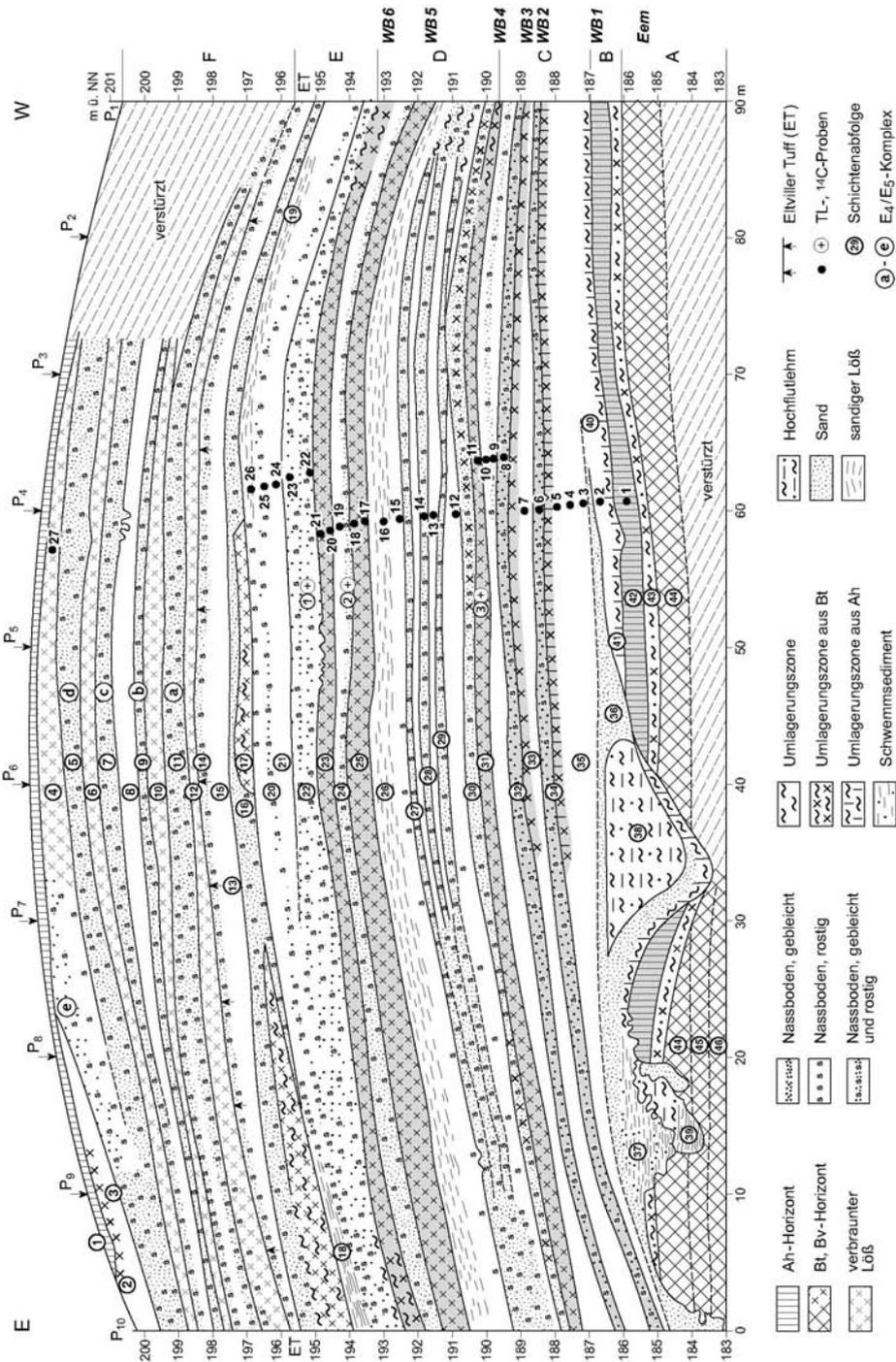


Abb. 2: Aufschlussprofil des zentralen Lößriedels im Aufschluss Nußloch.

Fig. 2: Sketch showing the profiles under study in the central part of the loess „Riedel“ at the Nussloch section.

Erläuterung zur Abb. 2

- 1 Ap-Horizont
 - 2 Btv-Horizont, rez. Parabraunerde
 - 3 Jüngster Jungwürmlöß
 - 4 Schwach verbraunter Löß, z.T. mit schwachen Vernässungserscheinungen
 - 5 Nassboden
 - 6 Sehr schwacher Bv-Horizont
 - 7 Nassboden
 - 8 Jungwürmlöß
 - 9 Nassboden
 - 10 Sehr schwacher Bv-Horizont
 - 11 Nassboden (E4)
 - 12 Sehr schwacher Bv-Horizont (E4)
 - 13 Eltviller Tuff (ET)
 - 14 Schwacher Nassboden, E3
 - 15 Jungwürmlöß zwischen E3 und E2
 - 16 Nassboden, z.T. mit umgelagerter Bt-Material (E2)
 - 17 Umgelagertes Bt-Material (Kolluvium)
 - 18 Feingebänderter Schwemmlöß
 - 19 Jungwürmlöß, oben sandstreifig
 - 20 Schwacher Nassboden
 - 21 Jungwürmlöß, z.T. schwach vernässt
 - 22 Nassboden, z.T. zweigeteilt
 - 23 Bv-Horizont, Boden WB6
 - 24 Vernässungszone (Nassboden)
 - 25 Bv-Horizont, Boden WB5
 - 26 Löß, oben sandstreifig
 - 27 Nassboden
 - 28 Nassboden, kräftig
 - 29 Nassboden, verlagert, mit liegendem Löß
 - 30 Vernässungszone (Nassboden)
 - 31 Kräftiger Bv-Horizont mit liegendem Löß, Boden WB4, Lohner Boden
 - 32 Nassboden mit schwachen Bv-Horizont, WB3, Gräselberger Boden 1
 - 33 Mittelwürmlöß
 - 34 Kräftiger Nassboden mit humosen Bv, WB2, Gräselberger Boden 2
 - 35 Mittelwürmlöß
 - 36 Sand
 - 37 Sand- u. Schluffbänder, wechsellagernd, Kiese
 - 38 Hochflutlehm
 - 39 Schluff- u. Lehmabänder, wechsellagernd
 - 40 Löß, schwach verbraunt
 - 41 Fließerde aus Ah-Material
 - 42 Mosbacher Humuszone, WB1
 - 43 Zweigeteilte, schmutzigbraune Fließerde, „Grauer Waldboden“
 - 44 1. fBt
 - 45 1. fBbt
 - 46 1. fBvt
- } E4 / E5 - Nassbodenkomplex
- } dreigeteilter Eemboden

den an einzelnen Lokalitäten spricht gegen die Auffassung von ZÖLLER & LÖSCHER (1999). Der letztinterglaziale Bt-Horizont ist im Profil gekappt und wird von einer zweigeteilten Fließerde überlagert (Abschnitt B, Schicht 43). Im unteren Bereich handelt es sich um einen rötlichbraunen sandig-schluffigen Lehm mit feinblättrigem Gefüge und einzelnen eingelagerten Holzkohlen. Auf den Aggregatflächen sind schwache schmutzigbraune Tonüberzüge ausgebildet, die ihrerseits wiederum von hellgrauem Feinstsand überzogen werden. Der obere Abschnitt der Fließerde hat eine graubräunliche Farbe. Hier fehlen die Toncutane, während das feinblättrige Gefüge mit den hellgrauen Feinstsandbelägen wie bei der unterlagernden Schicht entwickelt ist. Die zweigeteilte Fließerde steht in keiner genetischen Beziehung zum liegenden Bt-Horizont und kann deshalb nicht als Al-Horizont gedeutet werden. Dies lässt sich dadurch belegen, dass die Fließerde in einer flachen Mulde den Bt-Horizont kappt. Bei der Fließerde handelt es sich innerhalb des Profils um die erste nachweisbare Abtragungsphase nach dem Eem im Altwürm. Auch ZÖLLER (1995: 75) hat zunächst den beschriebenen Bereich als eine eigenständige Umlagerungszone angesehen. Nach einer späteren Ansicht (vgl. ANTOINE et al. 2001:217; vgl. auch FRECHEN et al. 2007) soll das Bodensediment von einem interstadialen Grauen Waldboden überprägt worden sein, der an der Oberfläche eine starke Kappung erfahren haben soll. Der Boden wird von ANTOINE et al. (2001: 222) in das Odderade-Interstadial (MIS 5a) gestellt, wofür es in Nußloch jedoch keine sicheren Belege gibt. Im Profil Mainz-Weisenau (BIBUS et al. 1996) mit seinem hervorragend gegliederten Altwürmabschnitt wird das Odderade-Interstadial sehr wahrscheinlich durch eine Humuszone repräsentiert, die sich als degradiertes Tschernosem deutlich von dem hier diskutierten so genannten Grauen Waldboden unterscheidet. Die Lessivierung im unteren Abschnitt des Bodensediments darf nach unserer Auffassung nicht überinterpretiert werden, da das Ausgangssubstrat

aus vorverwittertem und damit vermutlich kalkfreiem Bodensediment bestand.

Über der zweigeteilten Fließerde folgt der Ah-Horizont einer Mosbacher Humuszone (Abschnitt B, Boden WB1, Schicht 42). Die Humuszone ist schwarzbraun gefärbt, weitgehend entkalkt und weist lokal Krotowinen auf. Trotz der Degradation führt sie an einzelnen Stellen Schnecken. Die Humuszone ist im oberen Bereich umgelagert (41), was an einzelnen eingelagerten Steinen erkennbar ist. Zudem sind einzelne Ah-Butzen in den hangenden Löß aufgefroren. Im westlichen Teil des Aufschlusses wird die Humuszone von einem graubräunlichen, geschichteten und nach E einfallenden Sand (36) überlagert. Es handelt sich stratigraphisch bei der Umlagerungszone über der Humuszone und den hangenden Sanden um die stratigraphische Position der Niedereschbacher Zone (vgl. SEMMEL 1969), die mit erheblichen Diskordanzen verbunden sein kann. Dies zeigt sich auch im östlichen Bereich des Rückens, in dem sich mehrere Rinnen bis in den unteren Bereich des letztinterglazialen Bodens eingeschnitten haben (vgl. Abb. 2). Die westlichste Rinne wird an der Basis von der Fließerde aus Humuszonematerial nachgezeichnet (41). Daraus folgt, dass die Einschneidung unmittelbar vor der Entstehung der Fließerde stattgefunden hat. Sie ist anschließend von Sanden und einem grauen Hochflutlehm (38) verfüllt und von abschließenden Sanden überdeckt worden. In der mittleren Rinne lassen sich mehrere Erosions- und Verfüllungsphasen (37, 39) nachweisen. Die östlichste Rinne ist hingegen nur von Sand verfüllt worden. Geomorphologisch kann festgehalten werden, dass die Landschaft nach der Verfüllung der Rinnen wieder ihr altes Niveau erreicht hatte. Dennoch sind mit dem beginnenden Mittelwürm, welches mit der Fließerde über der Humuszone einsetzt (Beginn Abschnitt C, Schicht 41), markante landschaftliche Veränderungen abgelaufen (vgl. SEMMEL 1999). In diesem Zusammenhang muss erwähnt werden, dass im östlichsten Teil des Rückens (in Abb. 2 nicht dargestellt) der Altwürmabschnitt vollkommen fehlt. Hier liegt die Niedereschbacher Zone in typischer Ausbildung direkt auf dem

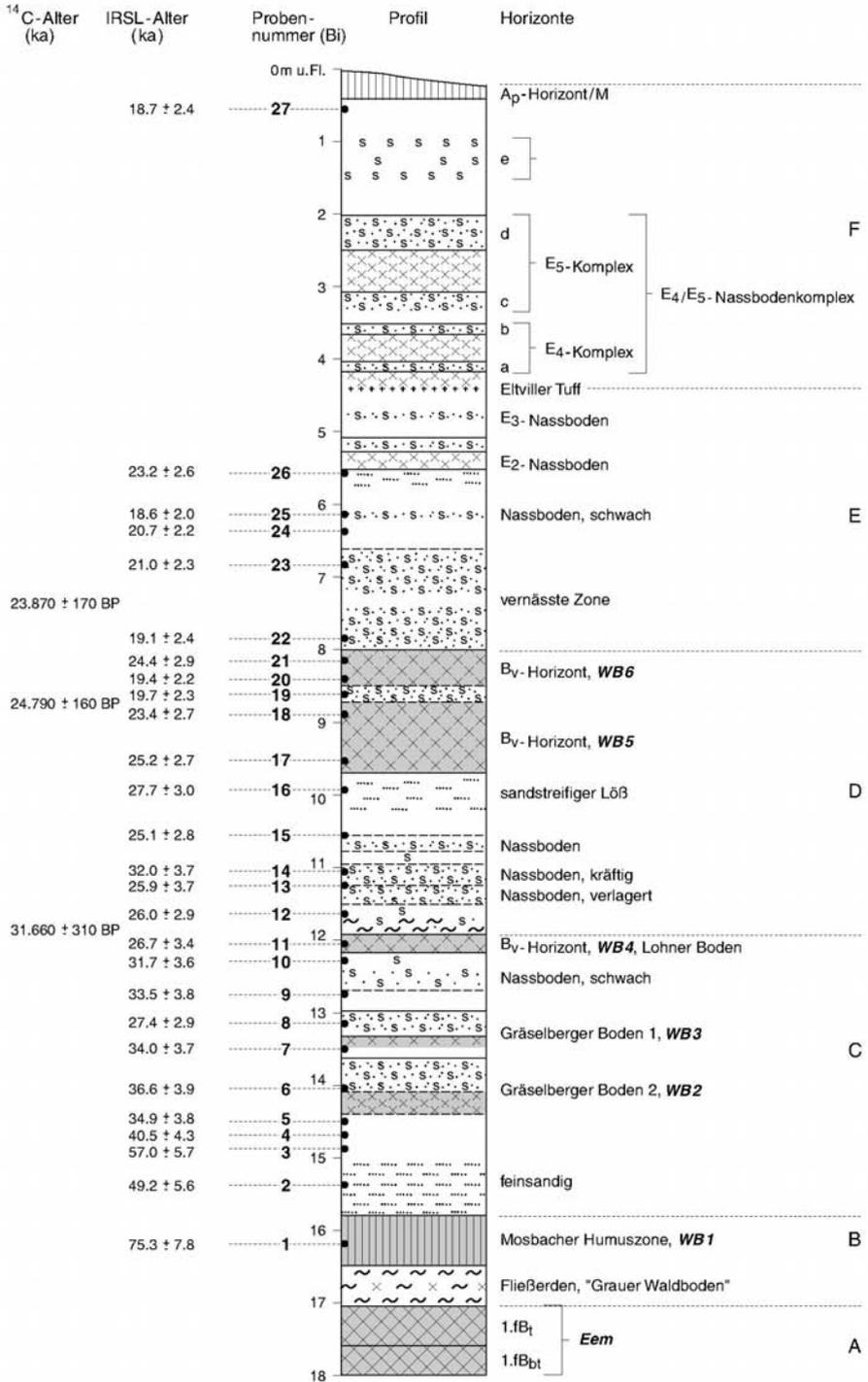


Abb. 3: Standardprofil mit IRSL- und ¹⁴C-Altern in Nußloch.

Fig.3: Loess/paleosol sequence including radiocarbon and IRSL ages from the Nussloch section.

letztingerglazialen Bt-Horizont. Zudem ist der Altwürmabschnitt in Nußloch nur teilweise überliefert, da an anderen Lokalitäten noch mindestens zwei weitere interstadiale Humuszonen nachzuweisen sind (vgl. SEMMEL 1968, 1996; BIBUS et al. 1996).

Über den frühmittelwürmzeitlichen Umlagerungsprodukten setzt Löß ein (Fortsetzung Abschnitt C, Schicht 40), dessen Sedimentation bis in die ausgehende Würmeiszeit anhielt. Im unteren Bereich ist zunächst ein sandiger Löß ausgebildet, der nach oben in typischen Schnecken führenden Löß (35) übergeht. In diesem sind zwei kräftige Nassböden mit z.T. basalen humosen Verbraunungszonen ausgebildet. Der obere Nassboden (WB 3, Schicht 32) ist rostbraun-grau gefleckt, von feinblättriger Struktur und von vielen Fe- und Mn-Knötchen durchsetzt. Lokal können auch rostbraune und graue Bänder ausgebildet sein.

Der untere Nassboden (WB2, Schicht 34) ähnelt sehr stark dem oberen, insgesamt ist er jedoch etwas kräftiger entwickelt. Die Verbraunungszone unter den beiden Nassböden ist schmutzigbraun bis schwach olivstichig gefärbt. Beim oberen Nassboden weist sie auch deutliche Vernässungsmerkmale auf. Kennzeichnend für die beiden Nassböden sowie den Löß unmittelbar darüber sind daumengroße Bleichflecken. Entsprechende Erscheinungen sind von BIBUS (2002) auch in anderen Profilen von Baden-Württemberg beschrieben und als Lauffener Zone (bzw. Nassboden) bezeichnet worden. Die Lauffener Zone ist somit in den basalen Nassbodenkomplex von Nußloch einzuordnen. Stratigraphische Position und Ausprägung der beiden vernässen Böden in Nußloch (WB2 u. WB3) entsprechen dem Gräselberger Boden, der erstmals von SEMMEL (1968) aus dem Rhein-Maingebiet beschrieben wurde. Die Doppelung kann einerseits mit der hohen Sedimentationsrate in Nußloch zusammenhängen; andererseits handelt es sich um einen Abschnitt, der in Lößprofilen sehr selten aufgeschlossen und überliefert ist. Ob es sich bei den von ZÖLLER (1995) als „Nußlocher Böden“ (zwei Böden in Muldenlage vom Typ arktischer Wiesenböden nach Ansprache von

VAN VLIET-LANOË) bezeichneten Horizonten um die hier beschriebenen verbrauchten Nassböden handelt, muss offen bleiben, da ZÖLLER (1995:73) die Nußlocher Böden älter als die Niedereschbacher Zone einstuft. Die beiden verbrauchten Nassböden sowie der gesamte Löß im unteren Profilabschnitt führen reichlich Mollusken, weshalb sich dieser Bereich besonders gut für malakologische Untersuchungen eignet (vgl. Kapitel 5). Der beschriebene Abschnitt ist an anderer Stelle in Nußloch nur durch einen Boden überliefert.

Über dem oberen Gräselberger Boden folgt nur im westlichen Aufschlussbereich eine geringmächtige schwache Nassbodenbildung, die nicht weiter berücksichtigt wird.

Der beschriebene Bereich des Mittelwürmlösses (Abschnitt C) wird von einem kräftigen, braungefärbten Bv-Horizont (Boden WB4, Schicht 31) abgeschlossen, der neben der Mosbacher Humuszone die markanteste Bodenbildung innerhalb des Würmlösses darstellt. Es handelt sich um einen schwach rötlichbraunen, lehmigen Schluff mit sehr vielen Mn- und Fe-Knötchen und -Nadelstichen im oberen Bereich. In dem kalkhaltigen Horizont sind viele Schnecken eingelagert. Er weist an einzelnen Stellen eine feine Frostblättrigkeit oder eine wellig-plattige Struktur mit schwachen Tonanflügen auf. Makroskopisch wie mikromorphologisch lassen sich keine Hinweise auf stärkere Umlagerung feststellen. Die wechselnde Struktur kann jedoch ein Hinweis auf lokale schwache Umlagerung sein. Die Durchgängigkeit des Horizontes, auch in anderen Aufschlussbereichen, spricht für eine eigenständige Bodenbildung. Aufgrund der deutlichen Verbraunung aber nur mäßigen Entkalkung und Verlehmung muss der Horizont typologisch als ein Übergang zwischen einem Cv- und Bv-Horizont angesehen werden. Aus Gründen der Vereinfachung werden im Folgenden verbrauchte Horizonte auch ohne Verlehmung als Bv-Horizonte angesprochen. Die stratigraphische Einstufung des Bv-Horizontes beruht auf Grund seiner tiefen Lage im Profil sowie seiner recht kräftigen Ausbildung Schwierigkeiten. Da der Boden aber lokal

die typischen Merkmale des Lohners Bodens besitzt (rostige Mn- und Fe-Nadelstiche, Fe-Knötchen, welligplattige Struktur, Tonanflüge, schwache diffuse Mn-Ausfällungen), wurde er letztendlich mit dem Lohner Boden parallelisiert. Auch eine Korrelation mit dem Böckinger Boden oder einer älteren mittelwürmzeitlichen Bildung wäre nicht auszuschließen. Dagegen sprechen jedoch die durchgeführten absoluten Datierungen (vgl. Kapitel 6).

Unmittelbar über dem als Lohner Boden angesehenen Bv-Horizont (WB4) liegt eine vernässte Umlagerungszone (Beginn Bereich Abschnitt D, Schicht 30), die mit dem unterlagernden Boden in keiner genetischen Beziehung steht. Es handelt sich um einen Nassboden, der von BIBUS (2002) als E0-Nassboden bezeichnet wird. Im darüber liegenden Löß folgen drei weitere Nassböden (29, 28, 27), die im Zentrum des Rückens klar durch Löß voneinander getrennt sind, im Randbereich jedoch zusammenlaufen und dann nur einen schlecht zu gliedernden Nassbodenkomplex bilden.

Der oberste Nassboden (27) ist am schwächsten ausgebildet und zudem sehr stark verflochten. Es handelt sich um eine vernässte Zone, in der die Bleichflecken schrägt gestellt sind. Lokal wurde unter diesem Nassboden ein sehr schwacher Ah-Horizont beobachtet.

Zwischen dem mittleren und dem unteren Nassboden sowie über dem oberen Nassboden ist der Löß (z.B. Schicht 26) aufgrund von Flugsandeinfluss stark sandstreifig ausgebildet. Nach oben abgeschlossen wird der beschriebene Abschnitt durch einen Bodenkomplex, der in der Regel durch zwei Nassböden mit einem jeweils darunter liegenden, undeutlichen Bv-Horizont zweigegliedert ist. Da an einer Stelle der untere Boden nochmals untergliedert werden konnte, muss sogar mit einer Dreiteilung gerechnet werden. Bei den Aufnahmen und Untersuchungen wurde diese Stelle jedoch nicht berücksichtigt.

Die beiden Böden sind sehr ähnlich ausgebildet. Der obere Bv-Horizont (Boden WB6, Schicht 23) wird von einer sehr kräftigen Vernässungszone (Ø 80 cm, Schicht 22) überlagert. Es handelt sich um einen fahlgrauen, feinsandigen

Schluff mit intensiven Rostflecken, -schlieren und -knötchen. Der Bv-Horizont des Bodens (Ø 50 cm, Schicht 25) ist schwach braun gefärbt und rostfleckig, hat eine wellig-blättrige Struktur mit Fe- und Tonanflügen und weist an der Obergrenze diffuse Mn-Flecken auf.

Der darunter liegende Bv-Horizont (Boden WB5, Ø bis 80 cm) ist mit einer olivbräunlichen Farbe kräftiger ausgebildet als der obere Bv-Horizont. Er ist etwas dichter gelagert und nur schwach frostblättrig. Typisch sind im oberen Bereich ebenfalls leuchtend rote Rostknötchen und diffuse Mn-Flecken. Die Vernässungszone über dem Boden (24) ist als fahlgrauer feinsandiger Schluff mit intensiven Fe- und Mn-Flecken kräftig ausgebildet.

Am Anfang unserer Untersuchungen hatten wir den oberen Bv-Horizont als den Lohner und den unteren Bv-Horizont als den Böckinger Boden angesehen. Von dieser Vorstellung sind wir aber deswegen abgekommen, weil die beiden Böden sehr schwach ausgebildet sind und sie eher eine feinblättrige statt eine wellig-plattige Struktur besitzen, wie dies beim Lohner und Böckinger Boden der Fall ist. Zudem haben die absoluten Datierungen jungwürmzeitliche Alter erbracht (vgl. Kapitel 6).

Ungefähr 90 cm über der vernässten Umlagerungszone des oberen Bv-Horizontes (Abschnitt E) ist in einem gelblichen Löß (21) ein geringmächtiger Nassboden (Ø 10 cm, Schicht 20) ausgebildet, der sich durch einzelne intensive Rostflecken und nach unten geöffnete Rosthalbmonde auszeichnet.

Im Hangenden folgt sandstreifiger Löß (19, 18) und ein weiterer, nunmehr sehr kräftiger, z.T. zweiseitiger Nassboden (16). Mächtigkeit und Intensität des Horizontes verändern sich in Nußloch sehr stark innerhalb des Aufschlusses. Bei schwacher Ausbildung ist er nur 20 cm mächtig (fahlrötlich-grauer Vernässungshorizont mit daumengroßen Rostflecken, z.T. halbmondartig, darunter schwach gelblichbrauner Bv, oben und unten vernässte Randsäume). Im östlichen Bereich des Aufschlusses liegt unter dem Nassboden umgelagertes, kräftig braun gefärbtes Material (17), welches offensichtlich aus einem Bt-Horizont stammt. Das Bodense-

diment ist durch Fließvorgänge im Zuge der Nassbodenbildung entstanden. Bemerkenswerterweise war auch in einem anderen Aufschlussbereich in gleicher stratigraphischer Position entsprechendes rötlichbraunes Bodensediment nachzuweisen. Der beschriebene Bereich liegt zweifelfrei im Abschnitt des E2-Nassbodens.

Darüber tritt im Löß (15) eine schwache Vernässung (14) auf, die als E3-Nassboden angesehen wird. Eine solche Zuordnung kann deshalb sicher erfolgen, weil unmittelbar im Hangenden der Eltviller Tuff (13) vorhanden ist. Das schwarzgraue, wellig verlaufende Tuffband (\emptyset 0,5-1cm) ist lokal zwei- oder dreigeteilt. Auf kurze Entfernung kann es in Flecken aufgelöst sein oder auch fehlen. Mit einem Alter von 19,5 - 20,6 ka (Altersmittelwert n. FRECHEN & PREUSSER 1996: 63, vgl. auch ANTOINE et al. 2001: 226) stellt der Eltviller Tuff die wichtigste, stratigraphisch sicher zuzuordnende Leitschicht innerhalb des Jungwürmlösses dar. Ohne ihn wäre in Nußloch aufgrund der differenzierten Ausbildung des obersten Jungwürmabschnitts eine sichere Zuordnung kaum möglich.

Über dem Eltviller Tuff liegt ein mehrere Meter mächtiger Nassbodenkomplex (Abschnitt F). Insgesamt lassen sich mindestens fünf Vernässungszonen mit z.T. schwachen unterlagernden Verbraunungshorizonten ausweisen. Die beiden oberen Nassböden sind am schwächsten ausgebildet. Der Eltviller Tuff liegt an der Untergrenze des untersten Bv-Horizontes (12). Dieser Boden entspricht einschließlich der hangenden Vernässungszone dem E4-Nassboden der Erbenheimer Böden i.S.v. SEMMEL (1968). Ob jedoch der nächst jüngere Nassboden aufgrund von starker Sedimentation und Spreizung auch noch zum E4 gehört oder bereits dem E5 zugeordnet werden muss, ist schwer zu entscheiden, zumal der E5-Nassboden sehr selten aufgeschlossen ist. ZÖLLER & LÖSCHER (1999: 49) haben in einem anderen Profil in Nußloch den „Maisbacher Boden“ als schwachen Bv-Horizont direkt zwischen einem als E4 und E5 angesehenen Nassboden ausgegliedert. Aufgrund des vorliegenden Profils mit wesentlich mehr Vernässungszonen und Bv-Horizonten kann

diese Interpretation nicht mehr aufrecht erhalten werden. Es soll deshalb im neu bearbeiteten Profil von einem E4/E5-Nassbodenkomplex gesprochen werden, wobei die einzelnen Nassböden mit a, b, c, d und e von unten nach oben durchnummeriert wurden (vgl. Abb. 2 u. 3). Da der gesamte Nassbodenkomplex auf stark sandigem Löß ausgebildet ist, erhebt sich für die jeweils im Liegenden der Nassböden ausgebildeten, sehr schwachen Bv-Horizonte die Frage, ob sie überhaupt pedogen sind und nicht durch das Substrat vorgetäuscht werden. Auch über dem E4/E5-Nassbodenkomplex ist der Löß (4) lokal schwach verbraunt und mit einzelnen Rostschlieren durchsetzt. Nur im östlichen Aufschlussbereich folgt als Abschluss ein jüngster graugelber Löß, auf dem noch lokal Reste des rezenten Bt-Horizontes erhalten sind. Im übrigen Aufschluss liegt als Folge der Bodenerosion eine Kultopararendzina vor.

Als Fazit bei der Interpretation des Würmlösses in Nußloch stellt sich das Problem, welcher der beschriebenen Verbraunungshorizonte dem Lohner Boden entspricht.

Wenn der Bv-Horizont (WB4) im unteren Profilabschnitt, wie wir es zuletzt getan haben, als Lohner Boden angesehen wird, dann ergibt sich die Schwierigkeit, dass der bis 8 m mächtige Abschnitt zwischen dem E3-Nassboden (bzw. dem Eltviller Tuff) und dem unteren kräftigen Bv-Horizont (WB4) dem Abschnitt E0 bis E2 entspricht, was aufgrund der großen Mächtigkeit doch sehr überrascht.

Würde der Bodenkomplex WB5/WB6 mit dem Lohner Boden und dem Böckinger Boden parallelisiert, dann könnte der hangende Löß mit den darin enthaltenen Nassböden relativ problemlos mit dem älteren Jungwürmabschnitt (E0, E1, E2) und der darunter liegende Löß mit dem Mittelwürmlöß und den darin vorkommenden Nassböden parallelisiert werden. Es ergäbe sich dabei allerdings die Frage, um welchen Boden es sich bei dem intensiv braunen Bv-Horizont (WB4) im unteren Profilabschnitt handelt. Er müsste dann einem älteren, bislang nicht bekannten, würminterstadialen Boden entsprechen.

3 Sedimentuntersuchungen im Profil Nußloch

Im sedimentologisch untersuchten Profil (vgl. Abb.4) tritt der höchste Tongehalt mit ca. 32 % im oberen Bereich des letztinterglazialen Bt-Horizontes auf. Zur Untergrenze sinken die Werte kontinuierlich bis auf einen Tongehalt von ca. 13 % ab. Die Korngrößenanalysen liefern somit kein Indiz für eine polygenetische Bildung mit mehreren Bt-Horizonten.

Die den letztinterglazialen Bt-Horizont überlagernde zweigliedrige Fließerde, der so genannte „Graue Waldboden“, weist, abgesehen von einer im Profil höher liegenden Sandlage, mit ca. 20 % den höchsten Sandgehalt (Durchschnitt ca. 5 %) auf. Dieser Sachverhalt könnte ein Hinweis dafür sein, dass es sich um ein umgelagertes Bodensediment handelt.

Die Mosbacher Humuszone (Boden WB1) besitzt mit 0,5 % einen relativ geringen Anteil an Kohlenstoff. Dieser Wert wird auch noch im Hangenden bei weiteren innerwürmzeitlichen Bodenbildungen erreicht. Oberhalb der Humuszone setzt an der Grenze vom Alt- zum Mittelwürm (Grenze Abschnitt B/C) der Kalkgehalt ein, der mit ca. 15 – 35 % eine relativ große Schwankungsbreite besitzt.

An der Basis des Mittelwürmprofils sind im Bereich der Niedererschbacher Zone zum Teil mit Sand verfüllte Rinnen vorhanden. Auch im hangenden Löß tritt ein deutlicher Sandanteil auf, der auf Flugsandbeimengungen zurückgeführt werden kann. Der Sandanteil liegt ansonsten, bis auf zwei Ausnahmen, im gesamten Würmlöß unter 5 %.

Im Abschnitt mit den Gräselberger Böden (WB2 und WB3) steigt die organische Substanz geringfügig an. Dieser Befund stimmt mit der etwas dunkleren Färbung der beiden Böden und dem dazwischen liegenden Löß überein.

Innerhalb der Laboranalysen sticht der kräftige Verbraunungshorizont (WB4), der mit dem Lohner Boden parallelisiert wurde, deutlich heraus. Er weist einen höheren Tongehalt (12,8 %) und geringere CaCO_3 -Anteile als der hangende und liegende Löß auf. Zudem besitzt

er mit 0,6 % den höchsten Anteil an organischer Substanz im gesamten Profil.

Im Jungwürmlöß sind bei den Laboranalysen keine Besonderheiten zu beobachten. Nur im Bereich der zwei schwachen verbraunten Nassböden (WB5, WB6) sowie in einem Abschnitt des E4/E5-Nassbodenkomplexes wurde ein geringfügig höherer Sandanteil registriert. Eine Sandstreifigkeit dieser Abschnitte wurde auch bei der Profilaufnahme festgestellt.

Das Standardprofil wurde lückenlos geophysikalisch untersucht, indem an 951 Proben die magnetische Suszeptibilität im Labor gemessen worden ist (vgl. Abb. 5). Die Suszeptibilität zeigt den Gehalt des ferrimagnetischen Materials sowie den Anteil der superparamagnetischen Bestandteile in einer Probe an. Durch pedogene Prozesse werden diese Minerale, vor allem die weichmagnetischen Teilchen, erhöht (vgl. HELLER & EVANS 1995), so dass die Suszeptibilität ein Parameter für Verwitterungsvorgänge und -intensität und damit für Klimaschwankungen ist. Die Bildung von pedogenen magnetischen Mineralen wird in günstigeren Klimaabschnitten durch anorganische (MAHER & THOMPSON 1995) und organische (z .B. bakteriologische Aktivitäten) Prozesse erklärt (vgl. FASSBINDER et al. 1990), wobei über die einzelnen Vorgänge im Boden wohl noch Unklarheit herrscht (vgl. auch MENG et al. 1997).

Die Suszeptibilitätskurve weist im Profil Nußloch einen wechselnden Verlauf mit z.T. starken Schwankungen auf. Es lassen sich drei Abschnitte ausgliedern.

Im oberen Abschnitt bis zur Obergrenze des Bodens WB6 (ca. 8 m u. Fl.) sind die Schwankungen gering und bewegen sich auf einem niedrigen Niveau. Es ist der Bereich der Löß- und Nassbodensequenzen im oberen Jungwürm. Eine typische Zuordnung der Suszeptibilität zu Nassböden ist nicht möglich. Nur der rezente Ap-Horizont sowie der Eltviller Tuff stechen durch starke Peaks heraus. Ab 8 m Profiltiefe mit der Obergrenze des Bodens WB6 erhöht sich die Suszeptibilität deutlich, aber auch hier sind die Schwankungen nicht signifikant. Die beiden Böden WB5 und WB6 zeichnen sich in der Kurve nicht ab. Anders

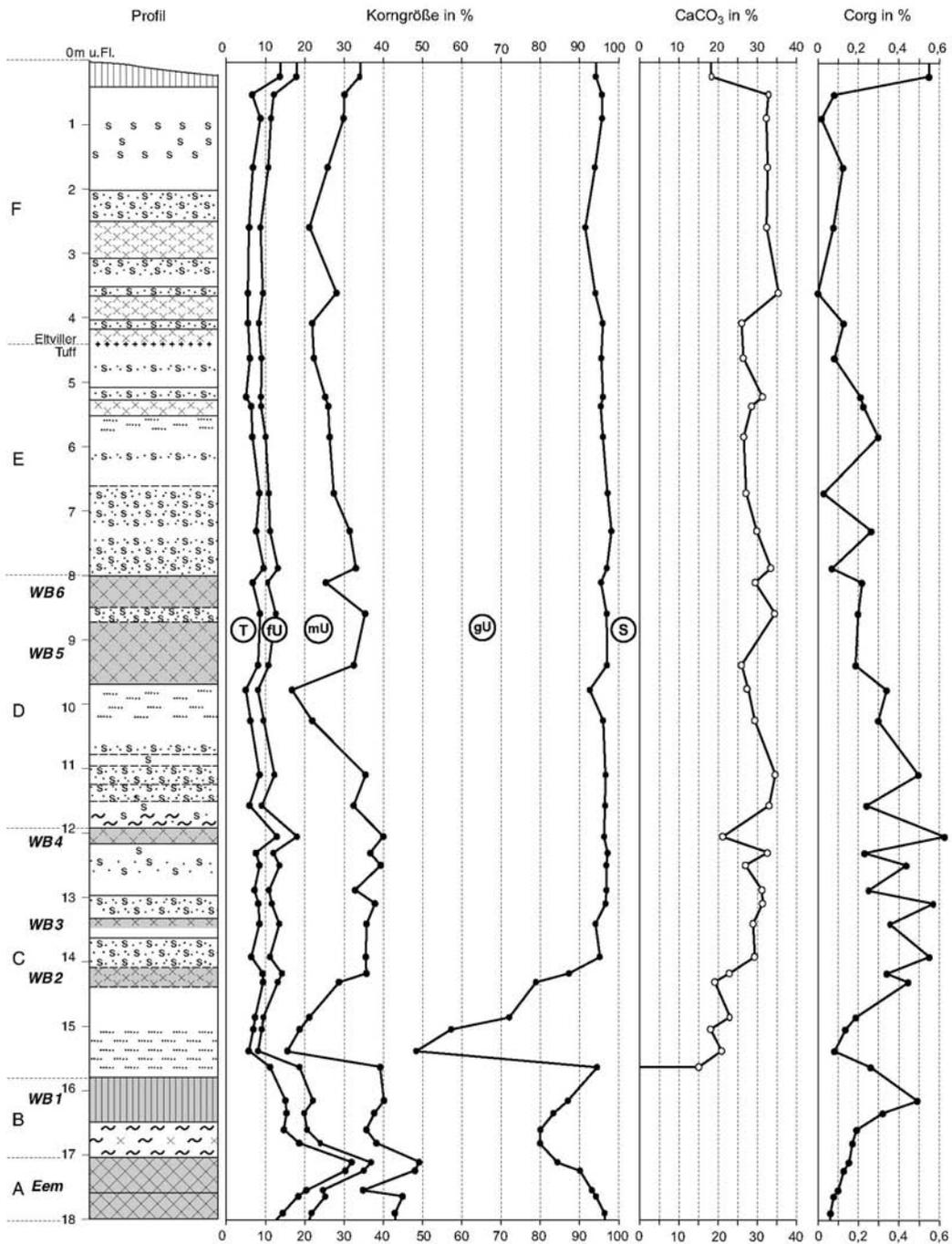


Abb. 4: Sedimentanalysen des untersuchten Standardprofils in Nußloch.

Fig. 4: Loess/paleosol sequence including sedimentological results from the Nussloch section.

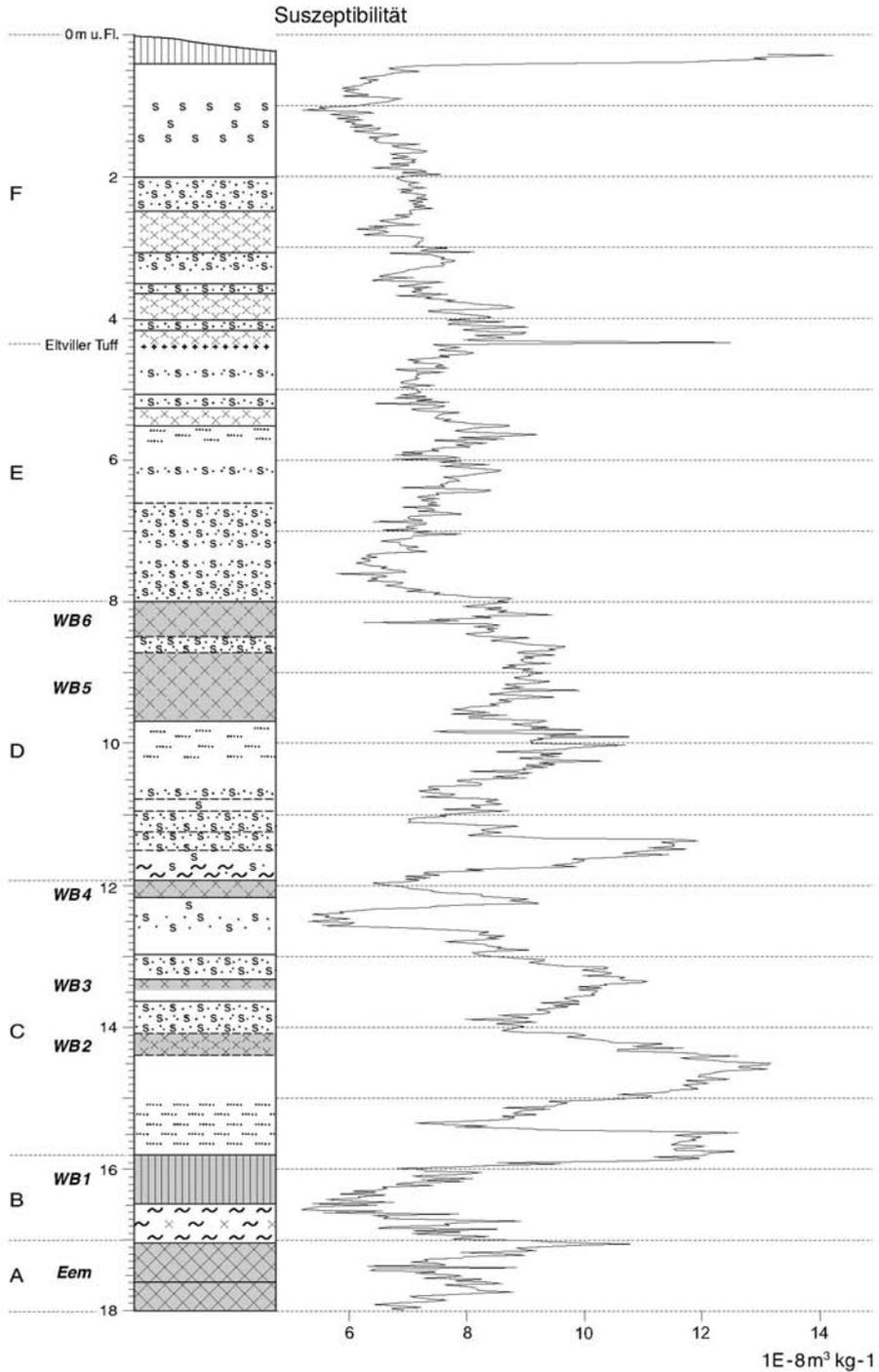


Abb. 5: Kurve der magnetischen Suszeptibilität im Jungpleistozän von Nußloch.

Fig. 5: Loess/paleosol sequence including results of magnetic susceptibility measurements from the Nußloch section.

wird die Situation ab 11,50 m unter Flur bis in den Bereich des Eembodens. Hier schwankt die Suszeptibilität sehr stark, wobei die Spitzen eindeutig den ausgegliederten interstadialen Böden des Mittelwürms zugeordnet werden können. Interessant ist dabei, dass die kräftigen Böden, wie z. B. der Lohner Boden (WB4), die Mosbacher Humuszone (WB1) und der letztinterglaziale Boden nicht die höchsten Werte besitzen. Für den letztinterglazialen Boden könnten wie in Mainz-Weisenau (vgl. BIBUS et al. 1996) oder in Schatthausen (TERHORST et al. 2001) sekundäre Staunäseeinflüsse mit Lösung ferrimagnetischer Bestandteile angenommen werden, zumal häufig Sesquioxidkonkretionen im Solummaterial auftreten. Doch sind die Pseudovergleyungsmerkmale insgesamt gering und die Suszeptibilitätswerte an der Obergrenze des Bodens am höchsten. Schwer zu erklären ist weiterhin, warum der z.T. verlagerte Nassboden (11,50 m unter Flur) über dem Lohner Boden (WB4) einen Spitzenwert bei der Suszeptibilität besitzt, da sich die Nassböden doch zumeist durch niedrige Werte auszeichnen. Eine Erklärung wäre es, dass in diesem Abschnitt vulkanisches Material des Rambacher Tuffis aufgearbeitet wurde, der in hessischen Profilen dicht über dem Lohner Boden gefunden worden ist (SEMMELE 1967; BIBUS 1973: 351).

Für das stark durch Diskordanzen geprägte Profil Schatthausen haben TERHORST et al. (2001) bei gesteinsmagnetischen Untersuchungen zeigen können, dass die zwischen Mosbacher Humuszone und Eemboden liegende, schwach lessivierte Verlagerungszone (so genannter Grauer Waldboden) im mittleren und unteren Teil die höchsten Suszeptibilitätswerte besitzt. Im Profil Nußloch können wir diese Ergebnisse nicht bestätigen. Übereinstimmung herrscht dagegen in dem Befund, dass im oberen Bereich des Grauen Waldbodens (EBt-Horizont nach TERHORST et al. 2001) mit die niedrigsten Suszeptibilitätswerte in der Eem-/Würmabfolge auftreten. Eine an anderer Stelle von ANTOINE et al. (2001) in Nußloch erstellte Suszeptibilitätskurve lässt sich nur schwer mit unseren Befunden parallelisieren, zumal die

stratigraphischen Korrelationen zwischen den Profilen nicht sicher sind. Insgesamt lässt sich jedoch in dem von uns untersuchten Profil zeigen, dass gesteinsmagnetische Parameter eine hilfreiche Bestätigung der im Gelände erkannten schwächeren Paläoböden sein können. Es fehlen jedoch systematische Untersuchungen über unterschiedliche Löss, Paläoböden und Klimaprovinzen. Es kann deshalb auch bezweifelt werden, dass es künftig in Mitteleuropa möglich sein wird, anhand der Suszeptibilität quantitative Klimaaussagen zu machen, wie dies in chinesischen Lössen versucht worden ist (HELLER et al. 1993; MAHER et al. 1994; MAHER & THOMPSON 1995; FLORINDO et al. 1999). Im Profil Nußloch wurden außerdem in ausgewählten Abschnitten paläomagnetische Messungen mit dem Ziel durchgeführt, den in Sedimenten des Nordatlantiks nachgewiesenen Mono Lake- und den Laschamp-Event zu finden (LAJ et al. 2000). Leider haben diese Untersuchungen keine positiven Ergebnisse erbracht.

4 Biomorphologische Ergebnisse im Profil Nußloch

An 25 Proben aus dem Profil wurden von A. Goljewa (Geogr. Institut, Moskau, schriftl. Mitteilung) biomorphologische Untersuchungen durchgeführt. Es sind die oberen Bereiche der unterschiedlichen Paläoböden sowie die unmittelbar hangenden Sedimente beprobt worden. Da für eine statistische Auswertung keine genügende Anzahl von biomorphen Bestandteilen vorhanden war, können nur qualitative und halbquantitative Aussagen gemacht werden. Es muss zudem berücksichtigt werden, dass die ursprüngliche Oberfläche der Böden zumeist gekappt wurde, was für die biomorphologischen Untersuchungen nachteilig ist. Im obersten, bereits mit Lößbutzen durchsetzten Bereich der Mosbacher Humuszone (Boden WB1) treten Detritus und Opalphytolithe auf, bei denen die Wiesengräser (Süßgräser, Riedgräser) dominieren. Es muss von einer unterschiedlich zusammengesetzten Wiesenvegetation zum Ende der Schwarzerdebildung

ausgegangen werden. Im überlagernden Löß sind keine Phytolithe enthalten. Im oberen Bereich des Ah-Horizontes ist eine ähnliche Zusammensetzung von Detritus und Phytolithen wie im darüber folgenden „Vermischungshorizont“ vorhanden, doch nimmt die Anzahl der Phytolithe ab. In der Mitte der Mosbacher Humuszone konnten hingegen keine Phytolithe nachgewiesen werden. Dies könnte für eine länger anhaltende Schwarzerdebildung ohne in die Tiefe gehende Vermischungsprozesse sprechen, was allerdings den Vorstellungen einer Schwarzerdebildung widerspricht. Die zweigeteilte Fließerde zwischen der Mosbacher Humuszone und dem letztinterglazialen Bt-Horizont, der so genannte „Graue Waldboden“, führt im obersten, noch von der Humuszone überprägten Abschnitt viel Detritus und Phytolithe. Mit abnehmender Häufigkeit treten Phytolithe von Moosen, Farnen, Wiesengräsern und vereinzelt von Waldgräsern auf. Es ergibt sich damit das Vegetationsbild eines lichten Laubwaldes. Eine tiefer liegende Probe aus dem „Grauen Waldboden“ erbrachte eine ähnliche Phytolith-Zusammensetzung. Allerdings konnten hier keine Waldgräser-Phytolithe nachgewiesen werden, was für eine offene Vegetation spricht. Diese Befunde zeigen, wie auch die Horizontabfolge, einen komplexeren Aufbau des basalen Würmabschnitts. Die Ergebnisse stehen etwas im Widerspruch zu der Tatsache, dass in dem „Grauen Waldboden“ in anderen Profilen oft Holzkohlebröckchen von Koniferen gefunden wurden. FRECHEN et al. (2007) führen diese in dem benachbarten Profil Schatthausen auf Umlagerung zurück und diskutieren ausführlich die Komplexität des Altwürmabschnitts. Eine Probe aus dem kräftigen, als Lohner Boden angesprochenem Bv-Horizont (Boden WB4) führte wenige Phytolithe, vor allem von Wiesengräsern, während Waldformen nicht nachzuweisen waren.

Bei den beiden schwach verbräunten Nassböden im mittleren Profilabschnitt (Böden WB5 und WB6) führen die vernässten Horizonte keine Phytolithe. In dem oberen Bereich der beiden Bv-Horizonte treten wenige, nicht näher zu identifizierende Phytolithe auf. Of-

fensichtlich waren Wald-, Wiesen- und Riedgräser abwesend. Wahrscheinlich war eine Tundravegetation ausgebildet. Anders sind jedoch die Verhältnisse an der Obergrenze des Bv-Horizontes vom E4-Nassbodens. Es treten in etwa mit gleichen Anteilen Phytolithe von Wiesen-, Wald- und Riedgräsern sowie Moosen und Dikotyledonen auf, die zu einem lichten Laubwald mit gut entwickelter Gras- und Moosschicht passen könnten.

Die biomorphologischen Untersuchungen durch GOLJEWА haben gezeigt, dass in den untersuchten Vernässungszonen von Nassböden sowie im reinen Löß keine Opalphytolithe vorhanden sind. Die kräftigen würmzeitlichen Böden haben hingegen, obwohl sie z.T. oberflächlich etwas erodiert sind, Hinweise auf die zur Bodenbildungszeit vorhandene Vegetation gegeben, wobei Differenzierungen möglich sind.

5 Malakozoologische Befunde in Nußloch

5.1 Molluskenführung

Für das Studium der Molluskenfaunen wurde der Mittel- und Jungwürmlöß des in dieser Arbeit beschriebenen Profils horizontiert, aber nicht immer in regelmäßigen Abständen, an 63 Stellen beprobt. Die Entnahmestellen der Proben sind der Abbildung 6 zu entnehmen. Weitere Proben enthielten entweder nur schlecht erhaltenes, nicht näher identifizierbares Material (Mosbacher Humuszone) oder überhaupt keine Fossilien (Abschnitte c-e des E4/E5-Nassbodenkomplexes).

Das Schalenmaterial in den jeweils 8 Liter umfassenden Sedimentproben wurde nach dem Schlämmen (Maschenweite der Siebe: 0,8 mm) unter dem Stereomikroskop quantitativ ausgelesen und bestimmt. Anschließend wurde nach den üblichen Methoden für die einzelnen Arten die Mindestzahl der in einer Probe vorhandenen Individuen ermittelt. Für die Wiedergabe der Häufigkeit der einzelnen Arten sowie der Summe der in einer Probe festgestellten Individuen wurde in Abbildung 6 eine duallogarithmische Darstellung gewählt.

Insgesamt konnten Reste von 22 Schnecken-

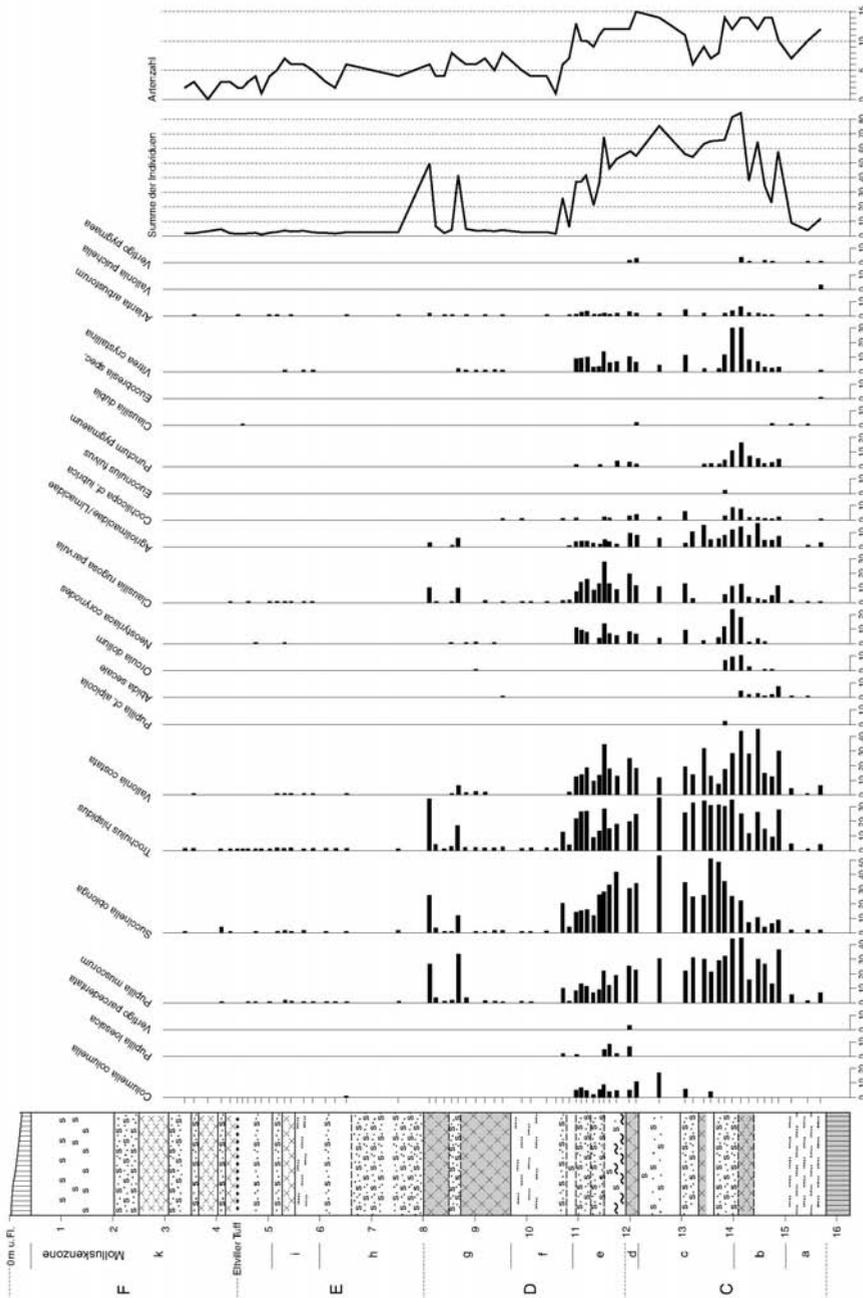


Abb. 6: Struktur der Molluskenfaunen im jungpleistozänen Lößprofil von Nußloch. Wiedergabe der Häufigkeit der Arten in duallogarithmischer Darstellung, d.h. die angegebenen Werte entsprechen den Quadratwurzeln der tatsächlich festgestellten Individuenzahlen.

Fig. 6: Mollusc assemblages in the wuermian loess profile of Nussloch. The abundance of the species in the samples is expressed by the square roots of the really counted individuals.

arten nachgewiesen werden. Maximal waren in einer Probe 15 Arten zu finden. Besonders zahlreich und zuweilen geradezu massenhaft traten Schnecken im unteren Drittel der Abfolge auf. Dagegen war im jüngeren Löss, von zwei Horizonten einmal abgesehen, die Ausbeute eher spärlich. Selten konnten dort mehr als zehn Individuen in einer Sedimentprobe registriert werden.

Die Faunen setzen sich aus Offenlandarten sowie anpassungsfähigen Ubiquisten zusammen und bezeugen für sämtliche Abschnitte des Profils eine Landschaft ohne höhere Vegetation. Den Grundstock der Faunen bilden die kaltzeitlichen Häufigkeitsarten *Pupilla muscorum*, *Succinella oblonga* und *Trochulus hispidus* (früher: *Trichia hispida*). Sie sind in den allermeisten Horizonten zu finden, und ihr Anteil an der Gesamtzahl der ausgelesenen Individuen beträgt selten weniger als 50 %. Häufig entfallen sogar mehr als 80 % auf diese drei Arten.

Eine Differenzierung erfahren die Lößfaunen in erster Linie durch Begleitarten, deren Auftauchen oder Verschwinden Rückschlüsse auf klimaökologische Veränderungen zulässt. Hier sind an erster Stelle die hoch kaltzeitlichen Indexarten *Columella columella*, *Vertigo parcedentata* und *Pupilla loessica* zu nennen, sowie einige Arten, die zwar vorwiegend in Warmzeiten auftreten, aber auch in milderer Abschnitten von Kaltzeiten anwesend sein können (*Vertigo pygmaea*, *Vallonia pulchella*). Die mit Interstadialen verbundenen wärmeren Schwankungen waren zu schwach oder zu kurz, um gravierende Veränderung in der Malakofauna, geschweige denn eine Auslöschung der etablierten kaltzeitlichen Fauna zu bewirken. Deshalb ist das vielfach zu beobachtende Nebeneinander von hoch kaltzeitlichen Elementen und klimatisch anspruchsvolleren Arten geradezu charakteristisch für Molluskenfaunen aus Interstadialen. Besondere Aufmerksamkeit verdient in diesem Zusammenhang auch die Anwesenheit alpiner Faunenelemente wie *Orcula dolium* oder *Neostyriaca corynodes* in Teilen des Profils, sowie das Auftreten von *Abida secale* (s. u.). Schlussfolgerungen klimaökologischer Art lassen sich unter Umständen auch aus der Armut oder dem

Reichtum an Arten oder aus den unterschiedlich hohen Individuenzahlen in den einzelnen Proben ziehen.

5.2 Paläoökologische Analyse der Molluskenfaunen

Mit Hilfe der Molluskenfaunen und deren Zusammensetzung lässt sich das vorliegende Lößprofil in mindestens 10 Zonen einteilen (Abb. 6, Molluskenzonen a - k). Was die Abgrenzung dieser Zonen angeht, so sind nicht immer, aber doch in den meisten Fällen deutliche Beziehungen zur paläopedologischen Gliederung der Abfolge in die Abschnitte B bis F (Abb. 3) zu erkennen.

Zone a: Niedereschbacher Zone

In diesem frühen mittelwürmzeitlichen Abschnitt wurden insgesamt 14 Schneckenarten festgestellt. Die Individuenzahlen sind erheblich geringer als in dem darüber einsetzenden Löß. Die Anwesenheit von klimaempfindlicheren Faunenelementen wie *Vertigo pygmaea* und *Vallonia pulchella* lassen auf einen eher milden Abschnitt der Kaltzeit schließen.

Zone b: Mittelwürmlöß einschließlich Verbraunungszone an der Basis des Nassbodens WB2

Besonders bezeichnend für diesen Profilabschnitt ist das regelmäßige Vorkommen von *Abida secale*, einer alpin-südwesteuropäischen Art. Sie tritt in der gesamten Abfolge nur noch einmal im oberen Bereich des Profils (WB5) auf. Die ökologische Amplitude von *A. secale* ist weit gespannt. Die Kalk liebende Schnecke lebt sowohl in lichten Wäldern als auch an Felsen und auf trockenen Rasenflächen. Im höheren Bergland verhält sie sich deutlich thermophil. Insgesamt ist anzunehmen, dass *A. secale* zu den anspruchsvollsten Arten aus dem Nußlocher Lößprofil zählt und als Indexart für mildere Abschnitte der Kaltzeit den schon genannten Formen *Vertigo pygmaea* und *Vallonia pulchella* an die Seite zu stellen ist.

Neben dem gelegentlichen Auftreten des klimempfindlichen *Vertigo pygmaea* fällt in diesem Profilabschnitt die Häufigkeit von Schnecken mit geringem Feuchtigkeitsbedürfnis auf (u. a. *Pupilla muscorum*, *Vallonia costata*, *Clausilia rugosa parvula*). Ihr Anteil kann bei den Individuenzahlen zuweilen mehr als 75 % erreichen (WB2). *Vallonia costata*, eine Art, die zwar nicht gerade zu den klimatisch anspruchsvollsten Schnecken gehört, aber deutlich die milderen Phasen der Kaltzeiten bevorzugt (ROUSSEAU 1989), ist fast überall reichlich und zuweilen geradezu massenhaft zu finden. Außerordentlich gering sind dagegen die Anteile der hygrophilen Lößschnecke *Succinella oblonga*.

Insgesamt entspricht die Zusammensetzung der Schneckenfauna einem relativ milden und überwiegend trockenen Abschnitt des Mittelwürms. Erst gegen Ende dieser Phase (im Übergangsbereich zu Molluskenzone c) ist eine allmähliche Verbesserung des Feuchtigkeitsangebotes festzustellen. An dieser Stelle wurden die mit Abstand höchsten Individuenzahlen des gesamten Profils registriert. Die Feuchte liebende Art *Vitrea crystallina* erreicht hier mit Anteilen von mehr als 13 % besonders hohe Abundanzwerte (Abb. 6).

Zone c: Nassböden und Löße im Liegenden des Bv-Horizontes WB4

Die Individuenzahlen in diesem Profilabschnitt sind nach wie vor hoch. Es deutet sich jedoch mit dem Verschwinden anspruchsvollerer Arten (*Vertigo pygmaea*, *Abida secale*) sowie in der deutlichen Abnahme der Artenzahlen eine Klimaverschärfung an, die in der Zeit zwischen der Bildung der beiden Nassböden WB2 und WB3 einen ersten Höhepunkt erreicht zu haben scheint. Hier tritt im Profil mit *Columella columella* erstmals eine Schneckenart der subarktischen Tundra auf. Von dem als Gräselberger Boden 1 bezeichneten Nassboden (WB3) bis in die Molluskenzonen d und e ist diese hoch kaltzeitliche Index-Art ohne Unterbrechung nachzuweisen (Abb. 6).

Die beiden alpinen Arten *Orcula dolium* und *Neostyriaca corynodes* erfahren nacheinander

auffallende Bestandseinbußen. *Orcula* erlischt und tritt weiter oben nur noch einmal auf (WB5). Dagegen erreicht *Neostyriaca* im Hangenden erneut beachtliche Dominanzwerte.

Die Häufigkeit von Arten mit mehr oder weniger großem Feuchtigkeitsbedürfnis, in erster Linie *Succinella oblonga*, nimmt in der Verlässungszone über WB2 kontinuierlich zu. Im Löß zwischen WB2 und WB3 entfallen etwa 85 % der Individuen auf diese Artengruppe. Dem entspricht ein drastischer Rückgang der Individuenzahlen bei den trockenresistenten Formen (*Pupilla muscorum*, *Vallonia costata*, *Clausilia rugosa*). Lediglich an der Basis von WB3 ist eine leicht gegenläufige Entwicklung festzustellen. Auch das Fehlen von *Columella columella* in diesem Profilabschnitt spricht für die Annahme einer trockeneren Schwankung innerhalb einer generell kalten und feuchten Phase des Mittelwürms.

Zone d: Bv-Horizont WB4 (Lohner Boden)

Das Auftreten einer vorwiegend warmzeitlichen Schneckenart (*Vertigo pygmaea*) neben hoch kaltzeitlichen Elementen (*Columella columella*, *Pupilla loessica*, *Vertigo parcedentata*) weist diesen stratigraphisch besonders markanten Horizont als interstadiale Bildung aus. Die Artenzahl (insgesamt 16) ist höher als in irgendeinem anderen Abschnitt des Profils. Auch das ist ein Hinweis auf besonders günstige Klimaverhältnisse.

Zonen e und f: Umlagerungszone und Löß mit drei Nassböden zwischen WB4 und WB5

Die Faunen aus der unteren Hälfte dieses Profilabschnittes (Abb. 6, Zone e) sind einander sehr ähnlich. Die hochglaziale Index-Art *Columella columella*, zuweilen in Gesellschaft von *Pupilla loessica*, ist überall vertreten. Auffallend häufig mit Anteilen bis zu 21,5 % an der Gesamtzahl der Individuen sind, wie schon im oberen Bereich von WB4, die beiden Schließmundschnecken *Clausilia rugosa* und *Neostyriaca corynodes*. Insgesamt lassen die Artenspektren sowie der nach wie vor große

Arten- und Individuenreichtum auf eine mehr oder weniger gleichförmige und weniger extreme kaltzeitliche Klimaentwicklung mit noch günstigen Lebensbedingungen für Schnecken schließen.

Gegen Ende der Phase e ist bei *Pupilla muscorum* eine auffallende Zunahme der durchschnittlichen Schalenmaße festzustellen, eine Erscheinung, die ursächlich mit langsamerem und verlängertem Wachstum der Tiere unter allmählich rauer werdenden Klimabedingungen in Verbindung gebracht werden kann (ROUSSEAU 1989). Der Übergang zu lebensfeindlichen Umweltverhältnissen spiegelt sich dann auch deutlich in den aus der oberen Hälfte dieses Profilabschnitts (Abb. 6, Zone f) überlieferten Schneckenfaunen wider. Die Artenzahl geht drastisch zurück, ebenso die Individuenzahlen. Lediglich am Beginn dieser Phase f zeichnet sich durch ein nochmaliges kräftiges Anwachsen der Individuenzahlen eine kurzzeitige, leichte Verbesserung der Lebensbedingungen ab. Arten, die zwar wenig anspruchsvoll sind, aber doch deutlich die milderen Phasen von Kaltzeiten zu bevorzugen scheinen, wie *Vallonia costata* oder *Neostyriaca corynodes*, waren nicht mehr nachzuweisen. Auch *Vitrea crystallina* fällt vollkommen aus.

Zone g: Bereich der Bv-Horizonte
WB5 und WB6

Unter den wenigen Fossilien aus dem unteren der beiden schwachen Bv-Horizonte (WB5) befinden sich mit *Abida secale* und *Orcula dolium* zwei Schneckenarten, die als Indexarten für mildere Abschnitte der Kaltzeit angesehen werden können. Auch *Vallonia costata*, *Vitrea crystallina* und *Neostyriaca corynodes*, die in dem vorigen Abschnitt fehlen, sind wieder vorhanden. Die Fauna aus dem Bv-Horizont WB6 ist ganz ähnlich zusammengesetzt. Klimaempfindlichere Formen fehlen allerdings.

In der Zone g ist ein zweimaliger, kräftiger Anstieg der Individuenzahlen bemerkenswert. Die Maxima liegen direkt über WB5 sowie im obersten Abschnitt von WB6 (Abb. 3 und 6). Dazwischen sind, wie zuvor und danach, die

Individuenzahlen sehr gering. Es sind in erster Linie die drei kaltzeitlichen Häufigkeitsarten *Pupilla muscorum*, *Succinella oblonga* und *Trochulus hispidus*, die für die hohen Individuenzahlen in den beiden Abundanzgipfeln verantwortlich sind. In Bereich von WB5 ist *Pupilla muscorum* hoch dominant, was auf relativ trockene Verhältnisse schließen lässt. Im Falle von WB6 spricht die Dominanz von *Trochulus hispidus* und *Succinella oblonga* für ein erhöhtes Feuchtigkeitsangebot.

Zone h: Vernässungszone,
gelblicher Löß und Nassboden

Aus diesem Bereich liegen nur einige wenige Schalenreste vor, die von 6 Arten stammen. Unter diesen befindet sich mit *Columella columella* eine Leitart für hochglaziale Klimaverhältnisse.

Zone i: Sandstreifiger Löß und E2-Nassboden

Auch in diesem Profilabschnitt wurden nur wenige Fossilien gefunden. Die Diversität der Fauna ist mit insgesamt 8 Arten jedoch etwas größer. Einige akzessorische Lößarten wie *Vallonia costata*, *Clausilia rugosa*, *Neostyriaca corynodes* und *Vitrea crystallina* erreichen letztmals nennenswerte Anteile. Ihre Anwesenheit lässt auf eine leichte Abschwächung eines mit Zone h einsetzenden, extremen Glazialklimas schließen.

Zone k: Löß mit E3-Nassboden,
Eltviller Tuff und E4/E5-Nassbodenkomplex

In den obersten Partien des Profils hat eine Sedimentprobe selten mehr als zwei bis drei Fossilien geliefert. Eine Probe aus dem Abschnitt a des E4/E5-Nassboden-Komplexes (Abb. 3), in welcher die hygrophile Art *Succinella oblonga* etwas zahlreicher vorkommt (Abb. 6), bildet eine Ausnahme.

Welche Faktoren letztlich für die auffallend geringen Abundanzwerte in den meisten Abschnitten des Jungwürmlösses von Nußloch verantwortlich sind, ist schwer zu sagen. Sie

sind selbst für hochglaziale Verhältnisse ungewöhnlich und hängen vielleicht mit den besonderen Standortbedingungen auf dem exponierten, wachsenden Lößriedel zusammen. Hierbei ist insbesondere an extreme Austrocknung zu denken.

5.3 Zusammenfassende Diskussion der malakozologischen Ergebnisse

Der Arten- und Individuenreichtum der mittelwürmzeitlichen Faunen lässt auf generell weniger extreme klimatische und ökologische Bedingungen schließen (siehe auch MOINE et al. 2005). Neben dem Lohner Boden führen noch drei weitere Horizonte thermisch anspruchsvollere Schnecken und damit wärmer getönte Faunen. Einen deutlich interstadialen Charakter hat in dem von uns bearbeiteten Profil die Fauna der Niedereschbacher Zone (Molluskenzone a). Auch aus dem Liegenden des Gräselberger Bodens vom Gräselberg bei Wiesbaden (REMY 1969: 113 und Tab.1, 62-56) und aus der Niedereschbacher Zone des Lößprofils von Heilbronn-Böckingen (BIBUS & RÄHLE 1986; RÄHLE 2004) sind solche Schneckengemeinschaften bekannt. Betrachtet man das Artenspektrum, dann ist die Fauna aus der Niedereschbacher Zone unseres Profils derjenigen Interstadial-Fauna sehr ähnlich, welche MOINE et al. (2005) aus dem so genannten „Nußlocher Boden“ beschrieben haben. Kennzeichnend sind unter anderem die Häufigkeit von *Vallonia pulchella* und das Fehlen von *Neostyriaca corynodes*, welche im Nußlocher Löß offenbar erst später auftritt.

Von den beiden Nassböden zwischen Niedereschbacher Zone und Lohner Boden, die vorläufig als „Gräselberger Boden 2 und 1“ bezeichnet werden, führt nur der untere (WB2) eine für Interstadiale charakteristische Fauna. Sie weist trotz einiger Differenzen, die auf unterschiedliche standörtliche Gegebenheiten zurückgeführt werden können, eine bemerkenswert ähnliche Zusammensetzung auf wie diejenige, welche MOINE et al. (2005) in Nußloch aus einem ebenfalls als „Gräselberger Boden“ bezeichneten Horizont beschrieben

haben. Die Faunen stimmen in folgenden Merkmalen überein: (1) *Abida secale* tritt zum letzten Mal in nennenswerter Anzahl auf, (2) bei den Schließmundschnecken ist *Neostyriaca corynodes* deutlich häufiger als *Clausilia rugosa parvula*, nicht umgekehrt wie in allen übrigen Teilen der Lößsequenz, (3) *Orcula dolium* ist nirgends so häufig wie in diesem Profilschnitt und (4) *Vallonia costata* erreicht höchste Dominanzwerte.

Die gleichfalls wärmer getönte Fauna, die aus dem Löß im Liegenden von WB2 vorliegt, stammt möglicherweise aus derselben wärmeren Schwankung, welche MOINE et al. (2005) in stratigraphisch ähnlicher Position bei ihren Untersuchungen in Nußloch nachgewiesen haben. Der faunistische Befund, dass hier erstmals im Profil *Neostyriaca corynodes* auftaucht, spricht für eine derartige Korrelation.

Die artenreichste Fauna liegt aus dem Lohner Boden (WB4) vor. Sie wird im Hangenden von ausgesprochen arten- und meistens auch sehr individuenarmen Molluskenbeständen aus dem Jungwürmlöß abgelöst. Der Faunenwandel erfolgt jedoch nicht abrupt, sondern schrittweise über zwei mildere Phasen, welche in ihrer Intensität von unten nach oben stark abnehmen (Molluskenzone e).

Von besonderem Interesse sind die beiden Abundanzgipfel, die deutliche Beziehungen zu den beiden schwachen Bv-Horizonten WB5 und WB6 aufweisen (Molluskenzone g). Sie sind in einer fast identischen stratigraphischen Position auch in einem benachbarten Nußlocher Lößprofil nachgewiesen worden (MOINE et al. 2002), und stellen eine wertvolle Hilfe bei der Parallelisierung beider Profile dar.

Die im Bereich des E2-Nassbodens (Molluskenzone i) registrierte leichte Zunahme der Artenzahl (nicht der Individuenzahl) lässt vielleicht auf einen weiteren, weniger lebensfeindlichen Zeitabschnitt schließen.

Insgesamt gesehen ergeben die paläoökologischen Untersuchungen in Nußloch ein erheblich differenzierteres Bild vom Ablauf der Klimaentwicklung im Jungwürm als früher bearbeitete, bedeutende südwestdeutsche Lößprofile wie Heilbronn-Böckingen (RÄHLE

2004) oder vom Hainerberg bei Wiesbaden (REMY 1969), die lediglich den wenig präzisen Befund geliefert haben, dass im Bereich des E2-Nassbodens etwas anspruchsvollere Faunen auftreten. Gut vergleichen lässt sich das von uns bearbeitete Profil hingegen mit der von ANTOINE et al. (2001) untersuchten Nußlocher Lößsequenz. Die von dort vorliegenden malakozoologischen Befunde (MOINE et al. 2002) stimmen mit unseren Ergebnissen weitgehend überein.

6. Befunde der Lumineszenz-Datierungen in Nußloch

6.1 Lumineszenz-Datierungen

Mit Hilfe der Lumineszenz-Datierungsverfahren kann das Sedimentationsalter, d.h. die Zeit, die seit der letzten Nullstellung durch Sonnenlicht-Exposition vergangen ist, von Lockerseimenten bestimmt werden. Zusammenfassende Darstellungen über den Stand der Forschung finden sich in DULLER (2004) sowie LIAN & ROBERTS (2006). Die physikalischen Grundlagen werden ausführlich in den Monographien von AITKEN (1998) und BOETTER-JENSEN et al. (2003) dargestellt. In dieser Arbeit wird die Infrarot Optisch Stimulierte Lumineszenz (IRSL) angewendet (FRECHEN et al. 2007). IRSL-Datierungen wurden erfolgreich an äolischen Sedimenten wie Lössen, Dünen und Flugsanden angewendet (FRECHEN et al. 1995).

Die IRSL-Datierungsobergrenze hängt u.a. von der Dosisleistung, d.h. von der natürlichen radioaktiven Strahlung im Sediment, und der Mineralart (Quarz oder Feldspat) ab. Für viele mitteleuropäische Löß-/Paläobodenabfolgen liegen stratigraphisch konsistente Alter bis zu etwa 150.000 Jahren vor heute vor (FRECHEN et al. 2003; NOVOTHNY et al. 2002). Allerdings weisen Lumineszenz-Alter von etwa 100.000 Jahren bereits signifikante Altersunterbestimmungen von etwa 20-30 % auf (FRECHEN 1992).

Die Aufbereitung von Lumineszenz-Proben findet im Rotlichtlabor statt. Es wurde polymineralisches Feinkornmaterial der Fraktion 4-11 µm aufbereitet. Karbonate und organische

Beimengungen wurden mit Salzsäure und Wasserstoffperoxid gelöst. Die Korngrößenfraktion 4-11 µm wurde über mehrere Trenngänge mittels Zentrifuge angereichert. Das aufbereitete Probenmaterial wird mit Aceton in Suspension gebracht und auf 50 Aliquots mittels Pipette gleichmäßig aufgetragen (FRECHEN et al. 1996). Eine kalibrierte $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ -Betaquelle wurde zum künstlichen Bestrahlen verwendet, um herauszufinden, wie das Probenmaterial auf sukzessive größer werdende Bestrahlungsdosen reagiert. Jeweils fünf Aliquots wurden in sukzessive aufsteigenden Dosissschritten zwischen 45 Gray (Gy) und 750 Gy bestrahlt, mit dem Ziel die Äquivalentdosis zu bestimmen. Die Äquivalentdosis ist die Dosis, die die Minerale seit der letzten Sonnenlicht-Exposition bzw. der Ablagerung absorbiert haben. Die Aliquots wurden nach der Bestrahlung für 4-6 Wochen bei Raumtemperatur gelagert, um instabile Signale wie beispielsweise „anomalous fading“ (WINTLE 1973) abklingen zu lassen. Alle Aliquots wurden vor der Messung eine Minute lang bei 230°C vorgeheizt, um thermisch instabile Signale zu eliminieren. Eine Schott BG39/Corning 7-59 Filterkombination wurde bei den Messungen Photomultiplier und Aliquots zwischengeschaltet, um ausschließlich die stabilere blaue Emission zu messen. Die Äquivalentdosis wurde mittels „Multiple-Aliquot-Additive Dose (MAAD)“-Protokoll bestimmt (WINTLE 1997). Die IRSL-Zerfallskurven wurden über das Integral 1-5 s integriert. Mit dem Programm Analyst 6.0 (G.A.T. Duller, Aberystwyth/Risö) wurde eine exponentielle Wachstumskurve über die Messwerte extrapoliert und mit der natürlichen Lumineszenz verglichen, um so die Äquivalentdosis zu bestimmen.

Die Alpha-Effektivität wurde für alle Proben mit $0,08 \pm 0,02$ angenommen (vgl. LANG et al. 2003). Die Konzentration relevanter Radioelemente wurde gammaspektrometrisch bestimmt (FRECHEN et al. 2007). Die Berechnung der Dosisleistung erfolgte über die gammaspektrometrisch detektierte Konzentration der radioaktiven Elemente sowie ihrer Tochterprodukte: Kalium (^{40}K bei 1560.8 keV), Uran (^{214}Pb bei 295.2 keV und 351.9

keV, ^{214}Bi bei 609.3 keV und 1129.3 keV) und Thorium (^{228}Ac bei 338.3 keV und 911.1 keV, ^{208}Tl bei 538.2 keV und 2614.5 keV, ^{212}Bi bei 727.3 keV). Ein radioaktives Gleichgewicht wurde für die Zerfallsketten vorausgesetzt. Die kosmische Dosisleistung ist abhängig von den Koordinaten (Längen- und Breitengrad) der Probenlokalität, der Höhe über Normal Null und der überlagernden Sedimentmächtigkeit (AITKEN 1998; PRESCOTT & HUTTON 1994). Der natürliche Wassergehalt wurde für alle Proben mit $20 \pm 5\%$ angenommen.

6.2 Resultate der Lumineszenzdatierungen

Aus dem Aufschluss Nußloch wurden 27 Proben für Lumineszenz-Datierungen entnommen. Die dosimetrischen Ergebnisse sowie die Altersergebnisse finden sich in Tabelle 1 und Abbildung 3. Der Urangehalt schwankt zwischen 1,7 und 2,8 ppm, der Thoriumgehalt zwischen 6,6 und 10,2 ppm und der Kaliumgehalt zwischen 0,86 und 1,41 %. Die daraus errechnete Effektiv-Dosisleistung liegt zwischen 2,38 und 3,21 Gy/ka. Diese dosimetrischen Werte sind typisch für mitteleuropäischen Löss (FRECHEN

Tab. 1: Analytische Ergebnisse und IRSL-Altersbestimmungen der Proben aus Nußloch. Die Probenfeuchte wurde auf $20 \pm 5\%$ und die Alpha-Effektivität auf 0.08 ± 0.02 für alle Proben festgelegt. De: Äquivalentdosis in Gray (Gy); ka: 1000 Jahre.

Tab. 1: Analytical results of IRSL age determination for the samples from the Nussloch section. The moisture was estimated to $20 \pm 5\%$, the alpha efficiency to 0.08 ± 0.02 for all samples. De: equivalent dose in Gray (Gy); ka: 1000 years.

Sample	Lab.-Ident. LUM	Depth [m]	U [ppm]	Th [ppm]	K [%]	Cosmic [$\mu\text{Gy/a}$]	Dose Rate [Gy/ka]	ED [Gy]	IRSL age [ka]
Bi1	145	17.00	2.80±0.14	9.50±0.48	1.32±0.07	76±4	3.18±0.33	239.6±2.8	75.3±7.8
Bi2	146	18.10	2.49±0.12	10.20±0.51	1.41±0.07	72±4	3.21±0.33	157.9±4.2	49.2±5.6
Bi3	147	15.70	1.71±0.09	6.56±0.33	1.20±0.06	81±4	2.38±0.23	135.5±3.1	57.0±5.7
Bi4	148	15.30	2.12±0.11	7.99±0.40	1.06±0.05	83±4	2.57±0.26	104.0±3.4	40.5±4.3
Bi5	149	15.00	2.46±0.12	9.77±0.49	1.21±0.06	84±4	3.01±0.31	104.8±4.1	34.9±3.8
Bi6	150	14.50	2.27±0.11	8.45±0.43	0.95±0.05	87±4	2.59±0.27	94.6±2.3	36.6±3.9
Bi7	151	14.00	2.23±0.11	7.99±0.40	0.91±0.05	89±4	2.49±0.26	84.7±2.6	34.0±3.7
Bi8	152	13.50	2.31±0.12	8.21±0.41	0.86±0.04	91±5	2.51±0.27	68.6±1.4	27.4±2.9
Bi9	153	13.20	2.36±0.12	8.32±0.42	0.91±0.05	93±5	2.58±0.27	86.5±3.5	33.5±3.8
Bi10	154	12.90	2.33±0.12	8.15±0.41	0.86±0.04	95±5	2.51±0.27	79.6±3.2	31.7±3.6
Bi11	155	12.50	2.53±0.13	9.44±0.47	1.10±0.05	97±5	2.92±0.30	77.9±5.7	26.7±3.4
Bi12	156	12.00	2.27±0.11	8.18±0.41	0.90±0.05	99±5	2.53±0.27	65.7±2.7	26.0±2.9
Bi13	157	11.50	2.22±0.11	8.14±0.41	0.94±0.05	102±5	2.54±0.26	65.9±6.4	25.9±3.7
Bi14	158	11.00	2.46±0.12	8.49±0.43	0.96±0.05	105±5	2.69±0.28	85.9±4.0	32.0±3.7
Bi15	159	10.30	2.48±0.12	8.81±0.44	0.89±0.04	110±6	2.68±0.28	67.2±2.1	25.1±2.8
Bi16	160	9.80	2.16±0.11	7.69±0.39	0.93±0.05	113±6	2.48±0.25	68.7±2.5	27.7±3.0
Bi17	161	9.50	2.33±0.12	8.85±0.44	1.04±0.05	115±6	2.75±0.28	69.3±2.3	25.2±2.7
Bi18	162	9.00	2.31±0.12	8.50±0.43	1.04±0.05	119±6	2.71±0.28	63.4±3.3	23.4±2.7
Bi19	163	8.60	2.30±0.12	7.98±0.40	0.88±0.04	122±6	2.53±0.26	49.7±2.5	19.7±2.3
Bi20	164	8.40	2.44±0.12	8.69±0.44	0.99±0.05	123±6	2.74±0.28	53.1±2.6	19.4±2.2
Bi21	165	8.20	2.37±0.12	8.34±0.42	1.02±0.05	125±6	2.71±0.28	66.0±4.1	24.4±2.9
Bi22	166	8.00	2.33±0.12	7.92±0.40	0.90±0.05	126±6	2.55±0.27	48.7±3.4	19.1±2.4
Bi23	167	7.40	2.44±0.12	8.40±0.42	1.01±0.05	131±7	2.74±0.28	57.5±2.1	21.0±2.3
Bi24	168	7.00	2.53±0.13	8.98±0.45	1.12±0.06	134±7	3.03±0.31	62.7±1.8	20.7±2.2
Bi25	169	6.50	2.63±0.13	9.62±0.48	1.14±0.06	139±7	3.05±0.31	56.6±2.1	18.6±2.0
Bi26	170	5.90	2.45±0.12	9.03±0.45	1.23±0.06	144±7	3.00±0.30	69.5±3.2	23.2±2.6
Bi27	171	0.70	2.27±0.11	8.01±0.40	1.13±0.06	205±10	2.80±0.27	52.3±4.2	18.7±2.4

et al. 2003); sie stimmen ebenfalls ausgezeichnet mit den Ergebnissen von LANG et al. (2003) aus einem früher bearbeiteten Profil im gleichen Aufschluss in Nußloch überein. Die Dosisleistung ist für Bodenmaterial aus dem Bt-Rest und dem umgelagerten Bodensediment darüber am größten. Die niedrigste Dosisleistung wurde für sandige Löss analysiert.

Die Äquivalentdosis reicht von $48,7 \pm 3,4$ Gy bis zu $239,6 \pm 2,8$ Gy. Der überwiegende Teil der Aufbaukurven liegt im linearen Auswertebereich. Aufgrund der exzellenten Reproduzierbarkeit der Messungen wurden von einer Normalisierung der Einzelmessungen abgesehen. Die IRSL-Alter lassen sich in vier Altersgruppen unterteilen (vgl. Tab. 1).

Die stratigraphisch älteste Probe wurde aus dem Ah-Horizont der Mosbacher Humuszone (Boden WB1 im Abschnitt B) genommen. Sie ergibt ein ISRL-Alter von $75,3 \pm 7,8$ ka (Probe 1). Eine Korrelation mit der jüngsten Mosbacher Humuszone (s. auch FRECHEN & PREUSSER 1996) ist aus chronologischen Gründen sehr wahrscheinlich.

Der nächste Altersbereich umfasst vorwiegend das Mittelwürm zwischen 12,50 und 18,10 m unterhalb Geländeoberkante (GOK, Tiefenangaben in diesem Kapitel beziehen sich auf die Angaben in Tab. 1). Es handelt sich um die Proben 2 - 11 im Abschnitt C. Die IRSL-Alter reichen von $57,0 \pm 5,7$ ka bis $26,7 \pm 3,4$ ka. Der kräftige braune Boden (Boden WB4), der diesen Abschnitt abschließt, wird zeitlich mit dem Lohner Boden korreliert. Diese Schlussfolgerung basiert auf der Tatsache, dass sämtliche Proben unterhalb des Bodens ein junges mittelwürmzeitliches Alter besitzen. Der Boden selbst hat jedoch mit $26,7 \pm 3,4$ ka (Probe 11) ein geringfügig zu junges Alter, stimmt jedoch innerhalb der 1-sigma Standardabweichung mit dem erwarteten Alter überein. Allerdings kann dieser Boden nach den Geländebefunden geringfügig verlagert und damit etwas zu jung sein. Eine ^{14}C -Datierung an Schnecken mit einem Alter von $31,660 \pm 310$ BP (KIA 12348) bestätigt eine Zuordnung zum Lohner Boden.

Mit den Proben 12 - 17 sind sechs Proben aus der Sedimentabfolge zwischen 9,00 und

12,00 m unterhalb GOK entnommen worden (Abschnitt D). Die IRSL-Alter reichen von $32,0 \pm 3,7$ ka bis $23,4 \pm 2,7$ ka und sind somit numerisch in das Jung- bzw. Oberwürm zu stellen. Die Probe B14 ($32,0 \pm 3,7$ ka) mit höherem IRSL-Alter liegt in einem Nassbodenbereich mit solifluidaler Umlagerung. Es ist deshalb zu vermuten, dass das Sediment vor der Ablagerung nicht vollkommen gebleicht wurde.

Für die beiden abschließenden schwachen Böden (WB5, WB6) und das dazwischen liegende Sediment wurden Alter zwischen $25,2 \pm 2,7$ ka und $19,4 \pm 2,2$ ka bestimmt. Nach den IRSL-Altern können deshalb diese beiden Horizonte nicht mit dem Lohner und Böckinger Boden parallelisiert werden, da die Alter zu jung sind. Dies lässt sich auch durch die ^{14}C -Alter bestätigen. So hat die Vernässungszone des unteren schwachen Bodens (WB5) ein ^{14}C -Alter von 24.790 ± 160 BP (KIA 12347) und die des oberen schwachen Bodens (WB6) ein ^{14}C -Alter von 23.870 ± 170 BP (KIA 12346) an Schnecken ergeben.

Der oberste Bereich der Abfolge zwischen 0,70 und 9,00 m unterhalb GOK erbrachte IRSL-Alter von $18,6 \pm 2,0$ ka und $24,2 \pm 2,9$ ka. Dieser Teil des Profils korreliert chronologisch eindeutig mit dem Oberwürm (Jungwürm). Durch den Nachweis der mafischen Asche des Eltviller Tuffes in ca. 4,50 m unter GOK war bereits schon vor den numerischen Datierungen klar, dass es sich bei den darüber liegenden Nassböden zweifelsfrei um den E4/E5-Nassbodenbereich handelt. Dieser Abschnitt wurde deshalb nicht beprobt. Die IRSL-Daten zeigen insgesamt, dass in dem untersuchten Lößbrücken von Nußloch innerhalb des Oberwürms (Jungwürms) in gut 12.000 Jahren bis zu 12 m Löß bei einer hohen Sedimentationsrate abgelagert wurde, weshalb es zu einer sehr starken Differenzierung der Nassböden, insbesondere im E2- und E4/E5-Bereich, gegenüber den normal gegliederten Standardprofilen gekommen ist.

Die Lumineszenz-Datierungen stimmen ausgezeichnet mit einer weiteren Datierungsstudie aus Nußloch überein (LANG et al. 2003). Die IRSL und ^{14}C -Alter aus dieser Arbeit kann man

ebenfalls in vier Altersabschnitte unterteilen:

1. die älteste Probe ergab ein IRSL-Alter von $122,0 \pm 17,8$ ka und korreliert vermutlich mit dem Riß,
2. zwischen 15,45 und 18,55 m unterhalb GOK wurden IRSL-Alter von $55,7 \pm 12,6$ ka bis $61,3 \pm 9,9$ ka bestimmt,
3. zwischen 11,00 und 12,70 m unterhalb GOK liegen die IRSL-Alter zwischen $29,5 \pm 3,7$ ka und $34,0 \pm 3,2$ ka, und
4. zwischen 1,20 m und 9,65 m unterhalb GOK wurden Alterswerte von $18,2 \pm 3,7$ ka und $26,0 \pm 4,0$ ka bestimmt.

Für das Profil Nußloch liegt somit ein hervorragender chronologischer Rahmen vor, der es ermöglicht, dieses hoch auflösende würmzeitliche Sedimentarchiv mit weiteren zeitgleichen Sequenzen regional und überregional zu korrelieren.

7 Zusammenfassung

In Nußloch südlich von Heidelberg wurde im Aufschluss der Heidelberger Zement AG beim Abraumbau ein von Dellen flankierter Lößriedel vollkommen durchschnitten. Die aufgeschlossenen Horizonte zeichnen die Oberfläche des Riedels nach, so dass von einer stetigen Aufschüttung ausgegangen werden kann. Dadurch kam es zu einer sehr differenzierten Profilabfolge, die in mehreren Abschnitten weit über die klassische Würmlößgliederung hinausgeht (vgl. SCHÖNHALS et al. 1964; SEMMEL 1968).

An anderer Stelle des Aufschlusses wurden von ANTOINE et al. (2001) mehrere Profile aufgenommen, die jedoch z.T. nicht die Reichhaltigkeit des Bodeninventars in Superposition wie im neu bearbeiteten Aufschluss erreichen. Neben der Gesamtaufnahme des zentralen Riedelbereiches wurde ein Standardprofil im Würmlöß mit dem liegenden Eemboden von insgesamt ca. 18 m erarbeitet und mit zahlreichen Methoden untersucht. Den chronologischen Rahmen geben durchgeführte IRSL- und ^{14}C -Datierungen. Bodentypologisch konnte ein mehrgliedriger Bt-Horizont, eine Humuszone, zahlreiche einfache Nassböden sowie mehrere

Nassböden mit unterschiedlich mächtigen Verbraunungshorizonten nachgewiesen werden. Da keine der Verbraunungszonen entkalkt ist, handelt es sich um initiale Bv-Horizonte (Bv-Cv) vom Typ der arktischen Braunerden.

Zwischen dem letztinterglazialen 1.fBt-Horizont und dem Eltviller Tuff wurden in der Würmsequenz, wenn man von der Altwürm-Humuszone (WB1) absieht, noch fünf mehr oder weniger deutliche Verbraunungszonen mit überlagernden Nassböden (WB2 - WB6) ausgegliedert.

Der kräftigste Bv-Horizont ist der Boden WB4 in ca. 12 m Tiefe. Aufgrund seiner Eigenschaften, seines IRSL- und ^{14}C -Alters sowie seiner herausstechenden, artenreichen, interstadialen Molluskenfauna wird er als Äquivalent des Lohner Bodens angesehen. Im darunter liegenden Mittelwürmlöß sind zwei Bodenbildungen vorhanden (WB2, WB3), die mit dem Gräselberger Boden parallelisiert werden und von denen auf jeden Fall die untere aufgrund der Molluskenführung auch als interstadial einzustufen sind. Bei der darunter folgenden Altwürm-Humuszone (WB1) handelt es sich nach den IRSL-Datierungen mit großer Wahrscheinlichkeit um die jüngste der drei Mosbacher Humuszonen. Im Alt- und Mittelwürmlöß muss deshalb insgesamt mit mindestens sechs Interstadialen einschließlich des Lohner Bodens gerechnet werden. Bei der Reichhaltigkeit des Profils tritt allerdings die Frage auf, warum der Böckinger Boden fehlt, da eine Deutung der beiden Gräselberger Böden als Böckinger Boden typologisch nicht möglich ist. Vermutlich liegt deshalb im Mittelwürmlöß eine nicht zu erkennende Diskordanz vor.

Der Jungwürmlöß erreicht mit 12 m eine große Mächtigkeit. Vor allem der Abschnitt zwischen dem Lohner Boden und dem Eltviller Tuff umfasst zahlreiche im Löß eingeschaltete Nassböden, von denen zwei (WB5 und WB6) eine deutliche Verbraunung aufweisen. Es wurde deshalb am Anfang unserer Untersuchungen diskutiert, ob die beiden Böden nicht dem Lohner und dem Böckinger Boden entsprechen. Die absoluten Datierungen (IRSL, ^{14}C) und die relativ schwache Ausbildung lassen eine sol-

che Deutung nicht zu. Der gesamte Abschnitt zwischen dem Lohner Boden und dem Eltviller Tuff muss dem E1- bis E3-Nassbodenbereich und dabei vor allem dem auch an anderen Stellen mehrgliedrigen E2-Abschnitt entsprechen. Allerdings ist bislang in keinem anderen Lößprofil in Mitteleuropa eine so starke Aufgliederung beobachtet worden.

Auch im Jungwürmlöß sind einige, allerdings schwächer ausgebildete Schwankungen zu klimagünstigeren Abschnitten festzustellen. Am deutlichsten sind sie in den beiden schwachen Verbraunungszonen WB5 und WB6 ausgebildet. Im oberen Bereich dieser beiden Horizonte ist bei den Mollusken jeweils eine starke Zunahme der Individuenzahlen zu verzeichnen. Diese beiden Abundanzgipfel wurden auch in einem benachbarten Profil in Nußloch gefunden und sind deshalb neben dem Eltviller Tuff eine wertvolle Hilfe zur Parallelisierung beider Profile (MOINE et al. 2002). Nach den Datierungen (IRSL, ^{14}C) sind die beiden Böden zwischen 25 ka und 20 ka BP einzustufen. Auch ANTOINE et al. (2001) haben für diesen Bereich ähnliche Alter festgestellt. Vielleicht ist auch die von SOMMÉ et al. (1986) beschriebene, interstadiale Molluskenfauna von Achenheim (Elsaß) hierher zu stellen, die zwischen dem „loess récent inférieur“ und dem „loess récent supérieur“ liegt und bei der TL-Datierungen auf ein Alter von 20 bis 25 ka BP hinweisen (ZÖLLER 1995).

Bei den kalten Phasen vor und nach dieser(n) Wärmeschwankung(en) dürfte es sich um die kältesten Abschnitte der Würmeiszeit gehandelt haben, für welche nach GUIOT et al. (1993) die Zeitabschnitte zwischen 29 und 26 ka BP sowie 21 und 20 ka BP (Heinrich Events 3 und 2) in Frage kommen.

Relativ schwach sind die Hinweise auf das Vorliegen einer weiteren wärmeren Schwankung im Liegenden des E3-Nassbodens, wo die Diversität der Molluskenfauna leicht zunimmt und die Suszeptibilitätswerte leicht erhöht sind.

Über dem Eltviller Tuff ist der Bereich des E4- und E5-Nassbodens mehrgliedrig ausgebildet, weshalb von einem E4/E5-Nassbodenkomplex gesprochen wurde. Es lassen sich mindestens

fünf Vernässungshorizonte (vgl. Abb. 6, Abschnitt F, a-e) ausgliedern, wobei im unteren Bereich drei schwache Verbraunungszonen im Löß angedeutet sind. ZÖLLER & LÖSCHER (1999) haben deshalb in diesem Abschnitt mit dem Maisbacher Boden einen weiteren schwach verbraunten Nassboden gegenüber der klassischen Lößgliederung ausgeschieden.

Bemerkenswert ist beim unteren Nassbodenbereich im E4/E5-Komplex, der dem E4-Nassboden zuzuordnen ist, das Auftreten von Phytolithen von Wiesen- und Waldgräsern, Moosen und zweikeimblättrigen Pflanzen, die auf einen lichten Laubwald hinweisen. Bei den Mollusken gibt es keinerlei Anzeichen für eine solche Entwicklung. Ansonsten stimmen die biomorphologischen und malakologischen Untersuchungen weitgehend überein, die für alle Abschnitte des Mittel- und Jungwürmlösses eine offene Landschaft belegen.

Die Schlussfolgerungen, die sich bezüglich der klimatischen Entwicklung aus der Paläobodensequenz und der Veränderung der Molluskenfauna ziehen lassen, stimmen erstaunlich gut mit der Kurve der magnetischen Suszeptibilität überein. Sämtliche als interstadial erkannte Abschnitte spiegeln sich in einer mehr oder minder starken Erhöhung der Suszeptibilität wider. Eine Ausnahme bildet lediglich der Bereich des Gräselberger Bodens 2 (WB3, Molluskenzone c; Abb. 3 und 6), wo trotz erhöhter Suszeptibilitätswerte faunistisch eine deutliche Abnahme sowohl der Diversität als auch der Abundanz festzustellen war.

Die Naßboden/Lößsequenzen im Jungwürmlöß, welche möglicherweise kurzfristige Klimaschwankungen zwischen kalttrockenen und kaltfeuchten Abschnitten widerspiegeln, stimmen im Übrigen weitgehend mit den Dansgaard-Oeschger-Events zwischen ca. 31 und 19 ka BP in den GRIP-Bohrungen im grönländischen Eis überein (vgl. auch ROUSSEAU et al. 2002).

Ein pedologischer Vergleich mit den von ANTOINE et al. (2001), ZÖLLER (1995) und ZÖLLER & LÖSCHER (1999) beschriebenen Profilen in Nußloch zeigt auf den ersten Blick Übereinstimmungen mit unseren Aufnahmen, im Detail ergeben sich jedoch Parallelisierungs-

schwierigkeiten. Dies gilt vor allem für den Bereich des Mittelwürmlösses. ANTOINE et al. (2001) weisen in ihrem Profil P1 zwar einen Gräselberger Boden aus, doch kann es sein, dass der Bereich der Gräselberger Böden in diesem Profil tatsächlich tiefer liegt. Es ist dabei nicht auszuschließen, dass der von ZÖLLER (1995) neu eingeführte Nußlocher Boden einem der beiden von uns ausgewiesenen Gräselberger Böden entspricht. Weiterhin tritt im unteren Bereich des Profils P1 bei ANTOINE et al. (2001) mit dem Horizont 9 ein Bv-Horizont vom Typ der arktischen Braunerde auf, der bei der Gesamtinterpretation zu wenig berücksichtigt wurde. Hinweise für das in Rinnen eingeschnittene und durch Fossilfunde ausgezeichnete Nußlocher Interstadial konnten in dem neu untersuchten Profil nicht gefunden werden. Mit dem im Hangenden auftretenden Lohner Boden beschreiben ANTOINE et al. (2001) drei dicht hintereinander folgenden Interstadiale („Gräselberger Boden“, Nußloch-Interstadial, Lohner Boden) im oberen Mittelwürmlöß. Es dürfte sich hierbei um den Abschnitt des Lohner und Böckinger Bodens (BIBUS 1989) in den bisher beschriebenen Profilen von Baden-Württemberg handeln. Am Schwalbenberg bei Remagen ist dieser Abschnitt wie bei ANTOINE et al. (2001) dreigeteilt. Hier handelt es sich um maximal drei kräftige Bv-Horizonte (vgl. BIBUS 1995; SCHIRMER 2000).

In dem von uns bearbeiteten Profil zeigt der Lohner Boden mit der darüber liegenden Jungwürmsequenz aus Nassböden und zwischengelagertem Löß eine weitgehende Übereinstimmung mit dem Profil P2 von ANTOINE et al. (2001). Nur der E4/E5-Komplex ist in dem neu bearbeiteten Profil wesentlich mächtiger und besser gliedert (s.o.).

Abschließend sei noch erwähnt, dass es im Aufschluss von Nußloch auch Jungwürmlöß-Abfolgen gibt, die von der Bodenabfolge und der Lößmächtigkeit her vollkommen den bisher bekannten Standardprofilen entsprechen. Der Jungwürmlöß ist deshalb nur in gewissen geomorphologischen Positionen (Riedeln, Dünen) so extrem mächtig abgelagert worden.

8 Danksagungen

Wir danken Herrn Prof. Dr. J. KIND für Hinweise und Anregungen zur Bearbeitung des Profils, Herrn Prof. Dr. L. ZÖLLER für die Zustimmung zur Untersuchung, Herrn Dr. M. LÖSCHER für Profilpräparierungen und Herrn Betriebsleiter ROTHENACHER für technische Unterstützungen. Weiterhin danken wir Frau Prof. Dr. A. GOLY-EVA (Geographisches Institut Moskau) für paläobotanische Untersuchungen und Herrn Prof. Dr. E. APPEL (Universität Tübingen) für die Benutzung des Geophysikalischen Labors. M. FRECHEN bedankt sich bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Förderung im Rahmen des Projektes „Sediment budget of Pliocene and Quaternary sediments in the Upper Rhine area“ (HI 643/2-3).

9 Literatur

- AITKEN, M.J. (1998): Introduction to Optical Dating. – 267 S.; Oxford (Oxford University Press).
- 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**: 221-229; Oxford.
- BENTE, B. (1987): Geochemische, sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen an Löß-Profilen des westlichen Kraichgaus. – Dipl.-Arb. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Heidelberg: 107+26 S.; Heidelberg.
- BENTE, B. & LÖSCHER, M. (1987): Sedimentologische, pedologische und stratigraphische Untersuchungen an Lössen südlich Heidelberg. – *Göttinger geogr. Abh.*, **84**: 9-17; Göttingen.
- BIBUS, E. (1973): Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **101**: 346-361; Wiesbaden.
- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **25**: 166-182; Öhringen.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. – *Frankfurter geowiss. Arb., Serie D*, **1**: 296 S.; Frankfurt a.M.
- BIBUS, E. (1989): 8. Tagung das AK „Paläoböden“

- der dt. bodenkdl. Ges. vom 25.05. – 27.05. 1989 in Heilbronn. Programm u. Exkursionsführer. Mit Beitr. von W. RÄHLE und L. ZÖLLER. – 31 S.; Tübingen.
- BIBUS, E. (1995): Geomorphologische Position der Fundstelle und Gliederung der Löss am Schwalbenberg bei Remagen. – In: APP, V. et al. (Hrsg.): Die altsteinzeitliche Fundstelle am Schwalbenberg bei Remagen. – Ber. Archäologie Mittelrhein u. Mosel, Trierer Z., Bh. **20**: 15-20; Trier.
- BIBUS, E. (2002): Zum Quartär im mittleren Neckarraum – Reliefentwicklung, Löß/Paläobodensequenzen, Paläoklima. – Tübinger geowiss. Arb., Serie D, **8**: 1-276.; Tübingen.
- BIBUS, E. & RÄHLE, W. (1986): Geomorphologische Lage, Deckschichten und Molluskenführung letztinterglazialer Hochflutlehme im Neckartal (Baden-Württemberg). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **36**: 86-109; Hannover.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., BROSS, C. & RÄHLE, W. (1996): Der Altwürm- und Rißabschnitt im Profil Mainz-Weisenau (Heidelberger Zement AG) und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen. – Frankfurter geowiss. Arb., Serie D, **20**: 21-52; Frankfurt a. M.
- BIBUS, E. & STRAHL, M. (2000): Zur Gliederung und Altersstellung der bayerischen Hochterrassen nördlich des Donauriedes. – Z. Geomorph., N.F., **44** (2): 211-232; Berlin, Stuttgart.
- BOETTER-JENSEN, L., MCKEEVER, S.W.S. & WINTLE, A.G. (2003): Optically stimulated luminescence dosimetry. – 404 S.; Amsterdam (Elsevier).
- DULLER, G.A.T. (2004): Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. – Journal of Quaternary Sciences, **19**: 183-192; London.
- FASSBINDER, J.W.E., STANJEK, H. & VALI, H. (1990): Occurrence of magnetic bacteria in soil. – Nature, **343**: 161-163; London.
- FLORINDO, F., ZHU, R. & GUO, B. (1999): Low field susceptibility and palaeorainfall estimates. New data along a N-S transect of the Chinese loess plateau. – Physics Chemistry Earth, **A 24** (9): 817-821; Amsterdam, Oxford.
- FRECHEN, M. (1992): Systematic thermoluminescence dating of two loess profiles from the Middle Rhine Area (F.R.G.). – Quaternary Science Reviews, **11**: 93-101; Oxford.
- FRECHEN, M., BOENIGK, W. & WEIDENFELLER, M. (1995): Chronostratigraphie des „Eiszeitlichen Lößprofils“ in Koblenz-Metternich. – Mainzer geowiss. Mitt., **24**: 155-180; Mainz.
- FRECHEN, M., OCHES, E.A. & KOHFELD, K.E. (2003): Loess in Europe – mass accumulation rates during the Last Glacial Period. – Quaternary Science Reviews, **22**: 1835-1857; Oxford.
- FRECHEN, M. & PREUSSER, F. (1996): Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des Lößprofils Mainz-Weisenau. – Frankfurter geowiss. Arb., Serie D, **20**: 53-66; Frankfurt a. M.
- FRECHEN, M., SCHWEITZER, U. & ZANDER, A. (1996): Improvements in sample preparation for the fine grain technique. – Ancient TL, **14/2**: 15-17; Clermont-Ferrand.
- FRECHEN, M., TERHORST, B. & RÄHLE, W. (2007): The Upper Pleistocene loess/palaeosol sequence from Schatthausen in North Baden-Württemberg. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **56/3**: 212-226; Hannover.
- GUIOT, J., DE BEAULIEU, J.-L., CHADDADI, R., DAVID, F., PONEL, P. & REILLE, M. (1993): The climate in western Europe during the last glacial/interglacial cycle derived from pollen and insect remains. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **103**: 73-79; Amsterdam.
- HATTÉ, C., ANTOINE, P., FONTUGNE, M., ROUSSEAU, D.-D., TISNERAT-LABORDE, N. & ZÖLLER, L. (1999): New chronology and organic matter $\delta^{13}\text{C}$ paleoclimatic significance of Nussloch loess sequence (Rhine Valley, Germany). – Quaternary International, **62**: 85-91; Oxford.
- HATTÉ, C., ANTOINE, P., FONTUGNE, M., LANG, A., ROUSSEAU, D.-D. & ZÖLLER, L. (2001): $\delta^{13}\text{C}$ of loess organic matter as a potential proxy for a paleoprecipitation reconstruction. – Quaternary Research, **55**: 33-38; Washington.
- HELLER, F., SHEN, C.D., BEER, J., LIUX, M., LIU, T.S., BRONGER, A., SUTER, M. & BONANI, G. (1993): Quantitative estimates of pedogenic ferromagnetic mineral formation in Chinese loess and palaeoclimatic implications. – Earth and Planetary Science Letters, **114**: 385-390; Amsterdam.
- HELLER, F. & EVANS, M.E. (1995): Loess magnetism. – Reviews of Geophysics, **33**: 211-240; Washington.
- LAJ, C., KISSEL, C., MAZAUD, A., CHANNELL, J.E.T. & BEER, J. (2000): North Atlantic palaeointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp Event. – Phil. Trans. Royal Soc. London, **358**: 1009-1025; London.
- LANG, A., HATTÉ, C., ROUSSEAU, D.-D., ANTOINE, P., FONTUGNE, M., ZÖLLER, L. & HAMBACH, U. (2003): High-resolution chronologies for loess: comparing AMS ^{14}C and optical dating results. – Quaternary Science Reviews, **22**: 953-959; Oxford.

- LIAN, O.B. & ROBERTS, R.G. (2006): Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. – *Quaternary Science Reviews*, **25**: 2449-2468; Oxford.
- MAHER, B.A. & THOMPSON, R. (1995): Palaeorain-fall reconstruction from pedogenic magnetic susceptibility variations in Chinese loess and paleosols. – *Quaternary Research*, **44**: 383-391; Washington.
- MAHER, B.A., THOMPSON, R., & ZHOU, L.P. (1994): Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: a new mineral magnetic approach. – *Earth and Planetary Science Letters*, **125**: 461-471; Amsterdam.
- MENG, X., DERBYSHIRE, E. & KEMP, R.A. (1997): Origin of the magnetic susceptibility signal in loess. – *Quaternary Science Reviews*, **16**: 833-839; Oxford.
- MOINE, O., ROUSSEAU, D.-D., ANTOINE, P. & HATTÉ, C. (2002): Mise en évidence d'événements climatiques rapides par les faunes de mollusques terrestres des loess Weichseliens de Nussloch (Allemagne). – *Quaternaire*, **13**: 209-217; Paris.
- MOINE, O., ROUSSEAU, D.-D., & ANTOINE, P. (2005): Terrestrial molluscan records of Weichselian Lower to Middle Pleniglacial climatic changes from Nussloch loess series (Rhine Valley, Germany). The impact of local factors. – *Boreas*, **34**: 363-380; Oslo.
- NOVOTHNY, Á., HORVÁTH, E. & FRECHEN, M. (2002): The loess profile at Albertirsa, Hungary – improvements in loess stratigraphy by luminescence dating. – *Quaternary International*, **95/96**: 155-163; Oxford.
- PRESCOTT, J.R. & HUTTON, J.T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. – *Radiation Measurements*, **23**: 497-500; Amsterdam.
- RÄHLE, W. (2004): Mollusken aus zwei bedeutenden mittel- und jungpleistozänen Lößprofilen des mittleren Neckarraumes (Baden-Württemberg) und ihre ökologisch-stratigraphische Aussage. – In: KÖSEL, M. (Hrsg.): Festschrift zum 60. Geburtstag von E. BIBUS. – *Tübinger geowiss. Arb., Serie D*, **10**: 219-240; Tübingen.
- REMY, H. (1969) Würmzeitliche Molluskenfaunen aus Lößserien des Rheingaus und des nördlichen Rheinhessens. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 98-116; Wiesbaden.
- ROUSSEAU, D.-D. (1989): Réponses des malaco-faunes terrestres quaternaires aux contraintes climatiques en Europe septentrionale. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **69**: 113-124; Amsterdam.
- ROUSSEAU, D.-D., ZÖLLER, L. & VALET, J.-P. (1998): Late Pleistocene Climate Variations at Achenheim, France, Based on a Magnetic Susceptibility and TL Chronology of Loess. – *Quaternary Research*, **49**: 255-263; Washington.
- ROUSSEAU, D.-D., ANTOINE, P., HATTÉ, C., LANG, A., ZÖLLER, L., FONTUGNE, M., ORTHMAN, D., LUCK, J.M., MOINE, O., LABONNE, M., BENTALEB, I. & JOLLY, D. (2002): Abrupt millennial climatic change from Nussloch (Germany) Upper Weichselian eolian records during the last Glaciation. – *Quaternary Science Reviews*, **21**: 1577-1582; Oxford.
- SABEL, K. J. & THEWS, J.-D. (1986): Ein Würmlöß-Profil in Wiesbaden-Schierstein. – *Geol. Jb. Hessen*, **114**: 111-114; Wiesbaden
- SCHIRMER, W. (1990): Schwalbenberg südlich Remagen. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – *deuqua-Führer 1*: 105-108; Hannover (DEUQUA).
- SCHIRMER, W. (2000): Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löß. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **50**: 25-49; Hannover.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 199-206; Öhringen.
- SEMMEL, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **95**: 104-108; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf der jungpleistozäner Formung in Hessen. – *Frankfurter geogr. H.*, **45**: 133 S.; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A. (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 395-399; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1996): Stop 1, Paläoböden im Würmlöß, insbesondere im Altwürmlöß des Steinbruchs Mainz-Weisenau – Problemstellung und Übersicht über die Forschungsergebnisse. – *Frankfurter geowiss. Arb., Serie D*, **20**: 11-20; Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (1999): Die paläopedologische Gliederung des älteren Würmlösses in Mitteleuropa – erörtert an Beispielen aus dem Rhein-Maingebiet. – *Z. geol. Wiss.*, **27** (1/2): 221-233; Berlin.
- SOMMÉ, J., LAUTRIDOU, J.-P., HEIM, J., MAUCORPS, J., PUISSÉGUR, J.-J., ROUSSEAU, D.-D., THÉVENIN, A. & VAN VLIET-LANOE, B. (1986): Le cycle climatique du Pléistocène supérieur dans les loess

- d'Alsace à Achenheim. – Bull. de l'Assoc. franç. pour l'étude du Quaternaire, **1/2**: 97-104; Paris.
- TERHORST, B., APPEL, E. & WERNER, A. (2001): Palaeopedology and magnetic susceptibility of a loess-palaeosol sequence in southwest Germany. – *Quaternary International*, **76/77**: 231-240; Oxford.
- WINTLE, A.G. (1973): Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. – *Nature*, **245**: 143-144; London.
- WINTLE, A.G. (1997): Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. – *Radiation Measurements*, **27**: 769-817; Amsterdam, Oxford.
- ZÖLLER, L. (1995): Würm- und Rißlöß-Stratigraphie und Thermolumineszenz-Datierung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten. – 208 S.; Heidelberg (unveröff. Habil.-Schr. Univ. Heidelberg).
- ZÖLLER, L. & LÖSCHER, M. (1999): The last glacial-interglacial cycle in the loess section at Nussloch and underlying upper Tertiary loams. – In: WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (Hrsg.): Loess in the Middle and Upper Rhine area, Field guide Loessfest '99: 37-50; Bonn.

Neubewertung der geomorphologischen Entwicklung der Umgebung des Rangsdorfer Sees

CHRISTOPHER LÜTHGENS & MARGOT BÖSE ^{*)}

Kurzfassung: Für eine Neubewertung der geomorphologischen Entwicklung der Umgebung des Rangsdorfer Sees wurde eine Strategie entwickelt, die die technischen Analysemöglichkeiten eines GIS mit der geomorphologischen Arbeit im Gelände kombiniert.

Die digitale Aufarbeitung von geologischen und topographischen Karten verschiedenen Alters bildet die Datengrundlage für die Arbeit im GIS. Im Zentrum stand hierbei die Aktualisierung der Preußischen Geologischen Karten aus dem ausgehenden 19. Jahrhundert. Nach der Verschneidung dieser Daten mit einem eigens erstellten DGM konnte ein vorläufiges Modell zur geomorphologischen Entwicklung mit folgenden wesentlichen Punkten erstellt werden: Ein durch saalezeitliche Stauchungskomplexe vorgeprägtes Ausgangsrelief unterliegt weichselzeitlich einer intensiven Zerschneidung durch subglaziale Schmelzwässer. Im Zuge der Eisfreiwerdung kommt es zu subaerischen Abflüssen mit vorwiegend akkumulierender Wirkung und damit in den Rinnenbereichen zur Verschüttung großer Mengen an Toteis, deren späteres Austauen zur Entstehung einer ausgedehnten Seenlandschaft führt. Im Spätglazial werden Dünen aufgeweht. Im Holozän dominieren akkumulative Prozesse, was eine Nivellierung des Reliefs zur Folge hat.

Bei der Verifizierung dieses Modells mit Hilfe von Geländearbeiten zeigte sich, dass die saalezeitliche Vorprägung des Reliefs von noch größerer Bedeutung ist als zunächst angenommen: Sowohl die Vollformen als auch die Tiefenlinien waren bereits saalezeitlich angelegt. Für das Weichsel-Glazial konnte die auf den Hochflächen vorwiegend glazial-erosive und im Bereich der Niederungen vorwiegend glazial-akkumulative Prägung bestätigt werden.

[Reassessment of the geological development of the Rangsdorf lake area]

Abstract: In order to reassess the geomorphologic development of the Rangsdorf lake area a strategy combining the technical potentials of a GIS with geomorphologic fieldwork was developed.

As a basis for the GIS-analysis topographic and geologic maps of different age were digitally processed. The main focus was on updating the Prussian Geological Maps from the 19th century. After the combination with a specially developed DEM, a preliminary model of the geomorphologic development was constructed: In Weichselian time subglacial meltwater deeply incised into a push-morainic area of Saalian age, creating a braided system of meltwater channels. In the course of the meltdown of the ice subaeric meltwater runoff and with it accumulative processes set in. Large masses of dead ice were buried especially within the overdeepened meltwater channels. Later, as the dead ice started to melt a broad lake system evolved. Dunes were formed in lateglacial time. The Holocene was dominated by accumulative processes which caused a relative levelling of the relief.

In the course of the verification of that model by fieldwork it became clear that the Saalian formation is of even greater meaning than assumed before: Not only full forms but also channels originate from Saalian time. The predominance of glacially-erosive processes on the till plains and glacially-accumulative processes within the meltwater channels throughout the Weichselian Glaciation was supported by the field evidence.

Keywords: Weichselian Glaciation, Saalian Glaciation, geomorphological mapping, Brandenburg, Rangsdorfer See

* Anschrift der Verfasser: C. LÜTHGENS, Prof. Dr. M. BÖSE, Freie Universität Berlin, Fachbereich Geowissenschaften, Institut für Geographische Wissenschaften, Physische Geographie, Malteserstraße 74-100, D-12249 Berlin, cluethg@geog.fu-berlin.de, mboese@geog.fu-berlin.de

1 Einführung

Die geomorphologischen Untersuchungen zur Umgebung des ca. 10 km südlich der Berliner Stadtgrenze gelegenen Rangsdorfer Sees betreffen ein Gebiet, dessen glazialmorphologische Genese hinsichtlich des Verlaufs der Brandenburger Eisrandlage, deren Bedeutung als Grenze der Maximalvereisung und insbesondere die umstrittene Gliederung der Rückzugsstadien zwischen Brandenburger und Frankfurter Eisrandlage bisher kontrovers diskutiert werden.

Problemstellung

Ziel dieser Arbeit ist die Erarbeitung eines Modells zur pleistozänen Geomorphogenese des Untersuchungsgebietes. Ausgehend von der erstmaligen glazialen Überformung des präquartären Untergrundes in der Elster-Eiszeit liegt der Schwerpunkt der Untersuchungen auf den glazialen und glazifluvialen Entwicklungen der Saale- und Weichsel-Eiszeit. Können im Bereich des Untersuchungsgebietes weichselzeitliche Eisrandbildungen (im Rahmen einer Rückzugsstadium zwischen Brandenburger und Frankfurter Eisrandlage) nachgewiesen werden? Inwieweit hatten präweichselzeitliche Entwicklungen Anteil an der Genese des rezenten Reliefs und welchen Anteil hatte die Formenwirksamkeit des weichselzeitlichen Eises? Die Möglichkeit der präweichselzeitlichen Anlage ist auch in Hinsicht auf die glazifluviale Prägung des Untersuchungsgebietes zu überprüfen. Der Einfluss der unterschiedlichen toteisbedingten Prozesse (formengebend aber auch konservierend) auf die Reliefgenese des Untersuchungsgebietes ist zu klären. Hierbei ist insbesondere auch auf die Genese der Seebecken im Bereich glazialer Rinnen einzugehen. Hinsichtlich der periglaziären und äolischen Überformung des Untersuchungsgebietes nach der Eisfreiwerdung bis ins frühe Holozän liegt der Schwerpunkt auf der Betrachtung periglazialer Talbildungsprozesse und der Bildung von Altdünen. Die spätere holozäne Geomorphogenese des Untersuchungsgebietes wird im

Rahmen dieser Arbeit nur am Rande thematisiert. Von größerem Interesse ist sie jedoch dann, wenn sie Rückschlüsse auf die frühere Entwicklung zulässt.

Methodisches Konzept

Zunächst wurde mit Hilfe einer GIS-gestützten geomorphologischen Analyse ein vorläufiges Genesemodell des Untersuchungsgebietes erstellt. Die Validierung dieses Modells erfolgte dann mit Hilfe von geomorphologischer Arbeit im Gelände. Nach den geomorphologischen Fragen ist diese methodische Komponente als weiterer Schwerpunkt dieser Arbeit hervorzuheben.

Die auf der Basis der Methodik für die Erstellung geomorphologischer Detailkarten (LESER & STÄBLEIN 1975; DEMEK 1976) für diese Arbeit entwickelte Vorgehensweise ist in folgende Schritte untergliedert:

- Auswahl und Abgrenzung eines der Zielstellung dienlichen Arbeitsgebietes als Basis für spätere Analysen und Interpretationen,
- Zusammenfassung des Forschungsstandes,
- Recherche, Aufbereitung und Digitalisierung der verschiedenen Datengrundlagen und deren Analyse in einem geographischen Informationssystem (GIS),
- Geländearbeiten zur Validierung des mit Hilfe der GIS-gestützten Analysen erstellten Modells,
- Neubewertung der geomorphologischen Entwicklung der Umgebung des Rangsdorfer Sees in Form einer Synthese der Ergebnisse aus den beiden vorangegangenen Arbeitsschritten.

Lage und Gliederung des Untersuchungsgebietes

Die Größe des Untersuchungsgebietes beträgt knapp 100 km². Großflächig betrachtet liegen die Höhen im Untersuchungsgebiet zwischen 37 m ü. NN und 45 m ü. NN. Die aus den Flächen herausragenden Kuppen erreichen im Schnitt Höhen von 50 bis 60 m ü. NN. Die höchsten Höhen erreichen der Weinberg am Nordrand der

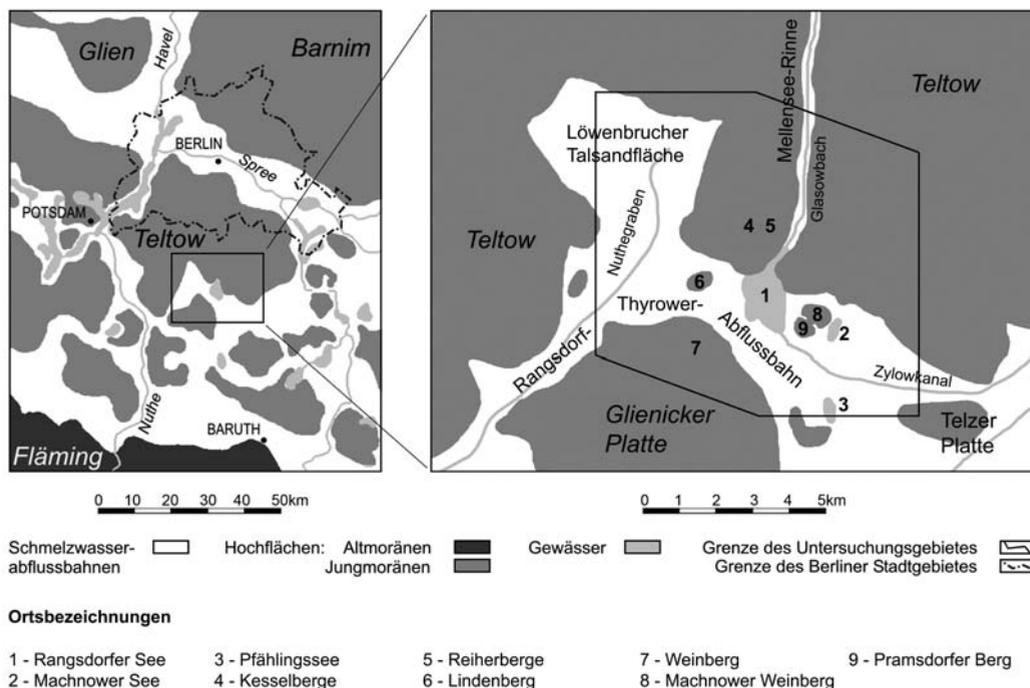


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes im Jungmoränengebiet südlich Berlins, Übersicht und Detail, Kartengrundlage: Geologische Übersichtskarte 1:200.000, CC 3942 Berlin.

Fig. 1: Location of the research area in the young morainic landscape south of Berlin, overview and detail, based on: Geological Map 1:200,000, CC3942 Berlin.

Glienicker Platte (85 m ü. NN) und die Reiherberge auf der Teltow Platte (72,3 m ü. NN). Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der brandenburgischen Landschaft der Platten und Urstromtäler (LIEDTKE & MARCINEK 1995). Die für das Jungmoränengebiet südlich von Berlin charakteristische enge Kammerung der Landschaft (JUSCHUS 2000), die durch den Wechsel von kleineren Platten und ausgedehnten Talsandflächen hervorgerufen wird, bestimmt auch die Gliederung des Untersuchungsgebietes (vgl. Abb. 1 links) in drei Haupteinheiten:

Die Teltow Platte

Etwa die Hälfte des Untersuchungsgebietes liegt im Bereich der Teltow Platte. Die Hochfläche liegt hier auf einem Höhenniveau um 45 m ü. NN. Insbesondere am Südrand der Platte ragen jedoch Erhebungen bis fast 30 m über dieses

Flächenniveau hinaus. Die höchsten Erhebungen bilden dabei die Reiherberge. Weiterhin wird dieser Teil des Untersuchungsgebietes durch mehr oder weniger Nord-Süd ausgerichtete Tiefenlinien geprägt, die ein leichtes Gefälle von ca. 37 m ü. NN im Norden des Untersuchungsgebietes auf ca. 36 m ü. NN beim Übergang in die Rangsdorf-Thyrower Niederung am Südrand des Teltows aufweisen. Im Bereich dieser Tiefenlinien liegen mehrere Seen, zu denen auch die Krumme Lanke, die nördliche Verlängerung des Rangsdorfer Sees, zählt.

Die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn

Die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn nimmt, die Löwenbrucher Talsandfläche mit eingeschlossen, einen Großteil der anderen Hälfte der Fläche des Untersuchungsgebietes ein. Die auf einem Höhenniveau von ca. 37 m ü. NN gelegene

Fläche wird durch eine Vielzahl flacher, allseits geschlossener Hohlformen unterschiedlichster Größe geprägt. Der Höhenunterschied vom tiefsten Punkt einer Hohlform zur umgebenden Fläche liegt in der Regel unter einem Meter. Nur zwei der Hohlformen sind wassergefüllt. Es handelt sich hierbei einerseits um den Pfählingssee, der von der Südgrenze des Untersuchungsgebietes gequert wird, und andererseits um den Rangsdorfer See, der mit einer Fläche von ca. 2,5 km² (einschließlich der nach Norden in den Bereich des Teltows hineinragenden Krümmen Lanke) das mit Abstand größte Flächengewässer im Bereich des Untersuchungsgebietes darstellt. Insgesamt weist die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn heute kein gleichsinniges natürliches Gefälle mehr auf. Das Gefälle des zur Entwässerung des Gebietes angelegten Kanalsystems ist anthropogenen Ursprungs. Unterbrochen wird das flache Relief der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn von drei deutlichen Erhebungen: dem östlich des Rangsdorfer Sees gelegenen Lindenberg (56,9 m ü. NN), dem Machnower Weinberg östlich des Rangsdorfer Sees (53,7 m ü. NN) und dem etwas südlicher gelegenen Pramsdorfer Berg (45,7 m ü. NN).

Die Glienicker und die Telzer Platte

Die Telzer Platte hat den flächenmäßig geringsten Anteil am Untersuchungsgebiet, da nur ihr nordwestlichster Rand mit eingeschlossen ist. In diesem Bereich liegen die Höhen auf einem Niveau um 50 m ü. NN. Der flächenmäßige Anteil der Glienicker Platte am Untersuchungsgebiet ist deutlich größer. Die Höhen am Nordrand der Glienicker Platte liegen auf einem Niveau um 50 m ü. NN. Die Hochfläche der Glienicker Platte hat in diesem Bereich einen wenig flächenhaften Charakter, prägend ist vielmehr die starke Zertalung des kuppigen Reliefs.

2 Forschungsstand

2.1 Zur Gliederung der weichselzeitlichen Eisrandlagen

Für den Raum zwischen Brandenburger und

Frankfurter Eisrandlage ist die Ausgliederung verschiedener Rückzugsstapfeln stark umstritten, die daraus resultierende Unklarheit der Geomorphogenese des Raumes wird von verschiedenen Autoren betont (LIEDTKE 1975; LIPPSTREU 1995; BÖSE 1979, 1989; JUSCHUS 2000; LANDESAMT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE 1997). Im Folgenden wird deshalb ein Überblick über die verschiedenen Deutungsansätze gegeben, um dann schließlich eine Einordnung des Untersuchungsgebietes vornehmen zu können.

Im Rahmen der Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte 1:300.000 von Brandenburg (GÜK 300, LANDESAMT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE BRANDENBURG 1997) wurde trotz abschnittsweise fehlender geologischer Befunde versucht, eine Randlagenverknüpfung auch im Gebiet zwischen Brandenburger Stadium und Frankfurter Staffel zu erstellen. Hinsichtlich der Konstruktion dieser Zwischenrandlagen wird jedoch betont, dass es sich dabei zum Teil auch um ältere, überfahrene Stauchmoränen handelt.

BÖSE (1979) fasst aus der Literatur insgesamt vier Eisrandlagen zwischen Brandenburger Stadium und Frankfurter Staffel zusammen. Die südlichste verläuft 4 bis 10 km nördlich des Brandenburger Stadiums und damit außerhalb des Untersuchungsgebietes. Die nächste nach Norden hin anschließende Staffel, die Babelsberger Staffel, verläuft über den Teltow und die Nauener Platte. Die wiederum nächst nördlichere Eisrandlage, die auch über den Teltow verläuft, kann nur über voneinander isolierte Endmoränenreste rekonstruiert werden. Die vierte, nördlichste Rückzugsstaffel verläuft ebenfalls über den Teltow, jedoch nördlich des Untersuchungsgebietes. Alle vier Staffeln können wiederum in Unterstaffeln aufgegliedert werden. Nördlich des Berliner Urstromtales bilden die vereinzelt auf den Grundmoränenplatten vorkommenden Stauchmoränen keine zusammenhängenden Staffeln mehr.

Der Verlauf der Brandenburger Eisrandlage wird insbesondere für den Bereich südlich des Untersuchungsgebietes weiterhin diskutiert. JUSCHUS (2000) lehnt eine Interpolation

der fehlenden Abschnitte ab und geht von einem völligen Fehlen einer Rückzugsstaffel im Hinterland der Brandenburger Eisrandlage und dafür aber von einem Maximalvorstoß des Weichseleises von 2 bis 12 km über die Brandenburger Eisrandlage hinaus aus.

Trotz bzw. gerade wegen der Unübersichtlichkeit und teilweise auch Widersprüchlichkeit der Interpretation der Eisrandlagen zwischen Brandenburger Stadium und Frankfurter Staffel bleiben folgende Punkte festzuhalten:

- Das Untersuchungsgebiet liegt in einem Bereich, in dem von verschiedenen Autoren Rückzugsstaffeln des Eisrandes nach der Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage rekonstruiert werden.
- Der Verlauf der Rückzugsstaffeln variiert je nach Autor stark, einige Autoren schließen die Bildung von Rückzugsstaffeln zwischen Brandenburger und Frankfurter Eisrandlage komplett aus. Für das Untersuchungsgebiet liegen dementsprechend widersprüchliche Deutungen der Morphologie und Stratigraphie vor. Auf die Zuordnung des Untersuchungsgebietes zu einer bestimmten Rückzugsstaffel wird in der vorliegenden Arbeit aus diesen Gründen verzichtet.
- Trotz allem muss im Untersuchungsgebiet mit dem Vorkommen von Eisrandbildungen gerechnet werden.

2.2 Genese der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn

Die Entwicklung von Urstromtälern und Schmelzwasserabflussbahnen ist eng mit der Abfolge und dem Verlauf der Eisrandlagen verknüpft. Die Deutungen sind dementsprechend kontrovers (SOLGER 1959; MARCINEK et al. 1995; JUSCHUS 2000). Folgende Hauptursachen sind für die Zerteilung der Landschaft zu nennen (MARCINEK & NITZ 1973):

- die präweichselzeitliche sowie die weichselzeitliche Anlage des Reliefs (Differenzierung in Höhen- und Tiefenbereiche),
- die Wirkung des weichselzeitlichen Inlandseises (insbesondere die Anlage von subglazialen Rinnen),

- die durch das Niedertauen des Eises bedingte sukzessive Verlegung von Schmelzwasserabflussbahnen.

JUSCHUS (2000) unterscheidet insgesamt vier Hauptabflussphasen für das Jungmoränenland südlich Berlins. Eine einfache Zuordnung der Urstromtalungen zu einzelnen Eisrandlagen ist somit nicht mehr möglich. Allein für das Baruther Urstromtal unterscheidet er vier Abflussphasen, die jedoch ohne ein zwischenzeitliches Trockenfallen des Tales aufeinander folgten. Die jüngste Baruther Abflussphase fällt dabei bereits in die Zeit nach der Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage.

Die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn wurde erst während der jüngsten Abflussphase in Richtung Potsdam (während der dritten Hauptabflussphase, JUSCHUS 2000) von Osten nach Westen durchflossen. Diese Abflussphase markiert gleichzeitig den Beginn der Bildung des östlich von Berlin gelegenen Teils des Berliner Urstromtales. Obwohl die Schmelzwässer in dieser Phase eher akkumulierend als erosiv wirkten, sind die Abflussbahnen in einigen Bereichen, wenn auch nur undeutlich, terrassiert. Unterschneidungskanten in den Übergangsbereichen zu den Hochflächen kommen somit zwar vor, sind aber eher selten und insofern als ein weiterer Beleg für die geringe erosive Wirkung der Schmelzwässer zu werten. Die vorherrschende Akkumulation von glazifluvialen Sedimenten im Bereich der Schmelzwasserabflussbahnen und Talsandflächen führte weiterhin zur Verschüttung großer Mengen von Toteis. Besonders intensiv war dieser Prozess in Bereichen, in denen Schmelzwasserabflussbahnen von glazialen Rinnen gequert wurden. Eine solche Situation liegt auch im Bereich des Untersuchungsgebietes vor. Heute ist die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn durch einen oberflächennahen Wasserstand und mächtige holozäne Torfbildungen gekennzeichnet (VEB HYDROLOGIE BT TORGAU 1977).

2.3 Genese Glazialer Rinnen

Mit der Mellensee-Rinne durchschneidet eine glaziale Breitrinne (JUSCHUS 2000) das gesamte Untersuchungsgebiet. Vom Berliner Urstromtal

kommend, verläuft sie über den Teltow, erreicht an dessen Südrand das Untersuchungsgebiet, führt dann weiter nach Süden über den Rangsdorfer See und verlässt das Untersuchungsgebiet schließlich an dessen Südrand. Die Rinne endet am Südrand des Mellensees, wo ihre Schmelzwässer während des Brandenburger Stadiums einen Kegelsander schütteten. Die Mellensee-Rinne blieb jedoch auch nach der Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage aktiv, so dass auf einem niedrigeren Niveau ein Schlauchsander geschüttet wurde. Da zu dieser Zeit das Eis stagnierte und niedertaute, ist ein Einsturz der Rinnendecke wahrscheinlich, womit die letzten über die Rinne abfließenden Schmelzwässer auch subaerisch geflossen sein können. Östlich von und in etwa parallel zur Mellensee-Rinne verlaufen im Bereich des Untersuchungsgebietes mehrere Schmalrinnen (JUSCHUS 2000). Diese häufig vorkommende Aufspaltung von Breitrinnen in mehrere Schmalrinnen, bzw. das Abzweigen einzelner Schmalrinnen von einer Breitrinne ist ein typisches Merkmal der glazialen Rinnen im Brandenburgischen Jungmoränenland. Die Einschneidung der glazialen Rinnen gilt weiterhin als entscheidender Faktor bei der Anlage tiefer Seebecken. So liegen die meisten der rezenten Seen im südbrandenburgischen Jungmoränenland, wie z.B. der Rangsdorfer See, im Bereich von Rinnen (JUSCHUS 2000).

2.4 Aufbau der Platten im Untersuchungsgebiet

Die Platten nördlich der Brandenburger Eisrandlage werden weitestgehend von Grundmoränenflächen eingenommen. Typisch ist das Vorkommen nur eines weichselzeitlichen Geschiebemergels von geringer Mächtigkeit (selten über 2 m), der vielerorts sogar völlig fehlt (sowohl primäres Fehlen als auch sekundäres durch jüngere Abtragungsprozesse). Trotz dieses Fehlens handelt es sich bei diesen Bereichen um ein subglazial geprägtes Relief, das somit auch als Grundmoräne bezeichnet wird. Die weichselzeitlichen Vorschüttssande erreichen hingegen Mächtigkeiten von bis zu

35 m, insbesondere in saalezeitlichen Stauchungsbereichen können sie aber auch völlig fehlen, so dass hier saalezeitliche Ablagerungen an der Oberfläche anstehen. Auf dem Teltow-Plateau konnte bisher nur eine saalezeitliche Grundmoräne nachgewiesen werden. Die Geschiebemergeloberkante liegt weitflächig bei 30 bis 35 m über NN, lokal aber auch deutlich höher. Da saalezeitliche Nachschüttsedimente weitgehend fehlen, lagert der weichselzeitliche Geschiebemergel vielerorts direkt diskordant darüber. Aufgrund des Aussetzens des Eisnachschubes bald nach Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage entstand ein breiter Gürtel stagnierenden Eises, der großflächig niedertaute. Es kam zur Ablagerung eines weichselzeitlichen meltout tills im Hangenden des lodgement tills. Die flächenhafte Bedeckung mit Toteis bewirkte eine Konservierung der überdeckten Formen und Sedimente, so dass weichselzeitliche Nachschüttsedimente weitgehend fehlen. Lokal werden die glazialen Sedimente von periglazialen Verlagerungssedimenten und Dünen überdeckt (HERMSDORF 1995). Die weichselzeitliche morphologische und geologische Gestaltung der Hochflächen erfolgte in erster Linie durch die erosive Wirkung der Schmelzwässer.

Hervorzuheben sind die Lagerungsverhältnisse im Bereich der Tongrube Glienick (im Bereich des Glienicker Weinberges). Das Liegende bildet hier ein dunkelgrauer bis blaugrauer glazilimnischer Ton, der kräftige Stauchungsspuren aufweist. Überlagert wird dieser Ton von mehreren Meter mächtigen glazifluvialen Sanden und einem tonigen Till mit saalezeitlichem Geschiebespektrum. Auch diese Schichten weisen kräftige Stauchungsspuren auf. Diskordant überlagert wird diese Folge von wiederum mehrere Meter mächtigen, aber ungestörten glazifluvialen Sanden und einem weichselzeitlichen, ungestört lagernden Till. Die beschriebene Folge ermöglicht es eindeutig, die kräftigen glazialen Stauchungen dem Saale-Glazial zuzuschreiben (BLASSKIEWITZ et al. 2002). Das Weichseis dagegen hat den Raum ohne größere Wirkung überfahren, was auch das Fehlen subglazialer Kleinformen, insbesondere von Drumlins erklärt (JUSCHUS 2000).

Im Gegensatz zur Nordhälfte gliedert sich der Südteil des Teltows in mehr oder weniger große Hochflächenreste, die von Talsandflächen und Talbildungen umgeben sind (HERMSDORF 1995). Im Bereich des Untersuchungsgebietes ist die starke Zertalung des Teltow-Südrandes besonders intensiv (Verlauf der Mellensee-Rinne). Die Platte zerfällt hier in inselartige Hochflächenreste (VEB HYDROLOGIE BT TORGAU 1977).

Auch der Aufbau der Glienicker Platte ist zweigeteilt. Der Westteil liegt kaum über dem Talsandniveau der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn. Die Niederungsgebiete greifen deshalb buchtenartig in die Hochfläche hinein. Nach Osten hin steigt die Platte jedoch deutlich an. Die in diesem Bereich flachwellige Grundmoränenlandschaft wird von einigen, insbesondere am nordöstlichen Plattenrand gelegenen Einzelbergen überragt. Nach Osten hin ist der Plattenrand scharf ausgebildet. Es handelt sich hierbei um den Einschnitt der Mellensee-Rinne (JUSCHUS 2000).

2.5 Vorkommen von Elbekiesen

Nur in einer aufgelassenen Sandgrube am Nordrand des Lindenberg bei Jühnsdorf sind die fluvial transportierten südlichen Gerölle des Berliner Elbelaufes im Bereich des Untersuchungsgebietes aufgeschlossen. Es handelt sich hierbei um scheinbar ungestört lagernde Kiessande, die aber ca. 30 m höher liegen als es ihre stratigraphische Position eigentlich erlaubt. In einigen Bereichen der Grube werden die Elbekiese von einem lückenhaften, sehr sandigen weichselzeitlichen Till überlagert (BLASSKIEWITZ et al. 2002). In den 50er Jahren konnte über Bohrungen und in damals noch offen liegenden Aufschlüssen ein Schollenbau des Lindenberg nachgewiesen werden (GENIESER & MIELECKE 1957). Der Nordostteil des Lindenberges ist vorwiegend aus gestauchten glazialen Sedimenten, Schmelzwassersanden und Geschiebemergel aufgebaut. Die Steinbestreuung, die mehr oder weniger den ganzen Lindenberg überzieht, setzt sich in diesem Bereich vorwiegend aus nordischen

Geschieben zusammen und wird als Rest eines ausgewaschenen Tills gedeutet. Im westlichen Teil finden sich dagegen vorwiegend südliche, oft zu Windkantern geschliffene Gerölle, deren Häufung mit der Deflation ehemals höher aufragender Schichtenserien erklärt wird. Im Untergrund des südwestlichen Teils des Lindenberg wird der Schollenbau deutlich. Hier finden sich in den ungestört nach NNO einfallenden Elbekiesen mehrere Zwischenlagen aus Geschiebemergel. Es ist deshalb davon auszugehen, dass diese Elbekies-Schollen während eines saalezeitlichen Eisvorstoßes in gefrorenem Zustand aufgenommen und dann übereinander gestapelt wurden (Stapelmoräne) (GENIESER & MIELECKE 1957). Da in den Kiesen auch große Blöcke schwimmen, deren Transport in den Bereich des Berliner Elbelaufs nur über schweren Eisgang erklärt werden kann, ist eine kaltzeitliche Genese (spätelsterzeitlich bzw. frühsaalezeitlich) anzunehmen. Eine frühsaalezeitliche Genese erscheint dabei als wahrscheinlicher, da der Anteil an nordischen Komponenten äußerst gering ist. Die fluviale Erosion hatte schon längere Zeit gewirkt und den Großteil der erreichbaren glazialen Sedimente ausgeräumt. Bei den am Lindenberg aufgeschlossenen Elbekiesen handelt es sich demzufolge um die sogenannten Wietstocker Kiese (GENIESER & MIELECKE 1957).

2.6 Periglazialer Prozessbereich

Mit dem Niedertauen des Eises und mit der Verlagerung des Schmelzwasserabflusses nach Norden ins Warschau-Berliner Urstromtal begann im Untersuchungsgebiet die Überformung der Glaziallandschaft durch periglaziale Prozesse. Die Ausbildung von Permafrostböden ist für die geomorphologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes von großer Bedeutung, da es erst dadurch auch auf eigentlich stark versickerungsfähigen Sedimenten zu Oberflächenabfluss und somit zur Anlage von Tälern kommen konnte. Typische Merkmale dieser heutigen Trockentäler sind Fließerden im Bereich der Talflanken und Steinanreicherungen und Steinsohlen im Bereich der Talsohle. Vie-

lerorts werden diese jedoch von Deckserien unterschiedlicher Genese überlagert (HERMSDORF 1995; EHLERS 1994).

2.7 Gewässerentwicklung und rezente Hydrologie

Die Hauptwasserscheide zwischen Havel und Spree verläuft im Bereich des Untersuchungsgebietes über den Teltow, die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn und die Glienicker Platte. Die Entwässerung nach Westen zur Havel erfolgt über den Nuthegraben, jene nach Osten zur Spree über den Glasowbach, den Rangsdorfer See und den Zülowkanal. Im Bereich der Hochflächen erfolgt die Entwässerung in die umgebenden Niederungen über das Grundwasser, oberflächliche Abflüsse fehlen. An den Übergängen zu den Niederungen kommt es dabei lokal zu Rückstauerscheinungen und somit zu flächenhaften Grundwasseraustritten. Die Niederungsbereiche zeichnen sich generell durch einen oberflächennahen Grundwasserstand aus.

Im Bereich des Untersuchungsgebietes sind zwei Grundwasserleiter anzutreffen, wobei der untere durch eine Schicht holsteinzeitlichen Paludinentons flächenhaft abgedichtet wird. Die Struktur des oberen Grundwasserleiters ist weitaus heterogener, da er aus sandigen Folgen des Saale- und des Weichsel-Glazials aufgebaut ist (VEB HYDROLOGIE BT TORGAU 1977).

Alle Seen des Untersuchungsgebietes liegen im Bereich glazialer Rinnen, wobei sich der Rangsdorfer See im südlichen Teil weit über die Rinnenränder hinaus erstreckt. Eine Klassifizierung der Seen nach ihrer Genese wurde mit Ausnahme des Rangsdorfer Sees bisher nicht vorgenommen. Der Rangsdorfer See wird nach MARCINEK (1976) als Einbettungssee (entstanden durch das Austauen verschütteter Toteiskörper) eingestuft, obwohl auch er im Bereich einer glazialen Rinne liegt (JUSCHUS 2000). Im Zentrum des Sees wurden 28,5 m mächtige spätpleistozäne und holozäne Sedimente, vorwiegend Kalk- und Organomudden, selten Silikatmudden, über liegenden Sanden erbohrt (freundliche mündliche Mitteilung von

Dr. Bernd Wünnemann 2004). Der Beginn der Verfüllung des Seebeckens und damit auch der Beginn der eigentlichen Seebildungsphase mit dem Ausschmelzen des Toteises werden für den Rangsdorfer See bei 13.000 BP angesetzt.

3 Geomorphologische Analysen im GIS

Die vorangegangene Zusammenfassung des Forschungsstandes dient als Interpretationsgrundlage für die geomorphologischen Analysen im Rahmen des GIS. Für die Erstellung des Modells zur geomorphologischen Entwicklung werden folgende weitere Eingangsparameter mit einbezogen: verschiedene Topographische und Geologische Karten des Untersuchungsgebietes, die Lithofazieskarte Quartär sowie archivierte Bohrdaten (mit freundlicher Genehmigung des Landesamtes für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg). Vor der Durchführung der GIS-gestützten Analysen waren jedoch umfangreiche Vorarbeiten zu leisten.

3.1 Aufbereitung und Digitalisierung der Datengrundlage

Für die Arbeiten im GIS kam mit ArcMap 8 Software der Firma ESRI zum Einsatz. Das Programm ermöglicht die Verschneidung unterschiedlicher Datensätze in einem Layer-Verfahren, bei dem die verschiedenen Informationsebenen übereinander gelegt werden. Voraussetzung hierfür ist jedoch, dass alle Datensätze in einer einheitlichen Projektion vorliegen. Um dieses zu gewährleisten, erfolgte nach dem Scannen der vorliegenden Karten in einem ersten Arbeitsschritt die Georeferenzierung der Topographischen Karten im Maßstab 1:10.000. Hierbei werden den vorliegenden Rasterdaten (Bilddateien der Karten) die realen Kartenkoordinaten im Gauss-Krüger Koordinatensystem zugewiesen und in einer neuen Rasterdatei mit den neuen Kartenkoordinaten gespeichert. Einhergehend mit der Georeferenzierung erfolgte automatisch eine Entzerrung der Kartengrundlage (Rektifizierung, LIEBIG & MUMMENTHEY 2002). Die Georeferenzie-

zung des historischen Kartenmaterials erfolgte aufgrund der fehlenden Angaben zur Lage der Kartenblätter in einem Koordinatensystem mit Hilfe von Referenzpunkten der bereits georeferenzierten TK 10. Hierbei wurden möglichst ortstreue Punkte wie Kirchengebäude, große Weg- und Straßenkreuzungen sowie Bahnlinien ausgewählt. Dieses ermöglichte eine ausreichend genaue Georeferenzierung des historischen Kartenmaterials.

In einem nächsten Schritt erfolgte dann die Vektorisierung des Karteninhalts. Hierbei werden die Inhalte des Kartenmaterials (z.B. Höhenlinien, Höhenpunkte, Gewässernetz, etc.) in unterschiedlichen Ebenen digitalisiert und gespeichert (Layer-Verfahren). Die bei der Arbeit im GIS extreme Abhängigkeit von der Qualität und Dichte der Ausgangsdaten wurde an dieser Stelle besonders deutlich. Die im Zusammenhang mit den Geologischen Karten der Preußischen Landesaufnahme und der Interpolation von Bohrdaten aufgetretenen Probleme werden anschließend gesondert erläutert. Schließlich folgte in einem abschließenden Arbeitsschritt der Digitalisierung die Attributierung der Vektordaten. Hierbei werden relevante Sachdaten (z.B. geologische Informationen) mit den zugehörigen Punkten, Linien oder Polygonen verknüpft. Die Daten werden in Form sog. Attributtabelle gespeichert.

3.2 Die Geologischen Karten der Preußischen Landesaufnahme

Die großmaßstäbigsten geologischen Karten liegen für das Untersuchungsgebiet im Maßstab 1:25.000 vor. Es handelt sich hierbei jedoch um Blätter der Preußischen Landesaufnahme aus dem 19. Jahrhundert (Sectionen Zossen und Lichtenrade, nach aktuellem Blattschnitt die Blätter 3646 Blankenfelde und 3746 Zossen). Die Geologischen Karten der Preußischen Landesaufnahme basieren auf der für das Untersuchungsgebiet bis heute detailliertesten Geländeaufnahme. Neuere geologische Kartenwerke stützen sich zu einem großen Teil noch immer auf diese Datengrundlage, geben sie aber nur in kleineren Maßstäben wieder und sind zudem

für das Untersuchungsgebiet nicht flächendeckend verfügbar. Das Alter der Karten bringt bezüglich der generellen Verwendbarkeit im Rahmen dieser Arbeit ein entscheidendes Problem mit sich: Die Legende spiegelt eine Interpretation der im Gelände aufgenommenen Daten nach dem damaligen Forschungsstand wider. Es wurde demzufolge eine Aktualisierung der nach dem veralteten Forschungsstand erstellten Legende der Karten vorgenommen. Als Grundannahme galt dabei: Von den ursprünglich rein stratigraphisch verwendeten Bezeichnungen eines Unteren und eines Oberen Geschiebemergels in den Preußischen Geologischen Karten (BEHRENDT & BRAUNS 1882; BEHRENDT & DULK 1882) kann nach neueren Erkenntnissen der Obere Geschiebemergel chronostratigraphisch der Weichselvereisung zugeordnet werden (JUSCHUS 2000). Da im Bereich des Untersuchungsgebietes nur jeweils ein saalezeitlicher („Warthe“) und ein weichselzeitlicher („Brandenburger“) Geschiebemergel bekannt ist, kann der Untere Geschiebemergel als warthezeitlich gedeutet werden.

Im Zuge der Verwendung der Geologischen Karten der Preußischen Landesaufnahme im Rahmen dieser Arbeit wurden Möglichkeiten und Grenzen der Synthese von alten Daten, Geländebefunden und Kartenmaterial mit Hilfe eines GIS deutlich. Nach der Digitalisierung aller Daten war es mit Hilfe von SQL-Abfragen möglich zu analysieren, welche Gebiete in den Referenzmaterialien einheitlich als eine bestimmte Fazies ausgewiesen waren. Der Abgleich der flächenhaft vorliegenden Informationen (Karten) war dabei für das gesamte Untersuchungsgebiet möglich. Für einen flächendeckenden Abgleich mit den punkthaft vorliegenden Bohrdaten (bereitgestellt vom Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg – LGRB) hätte in jedem Bereich eines Faziesvorkommens auf den Karten auch eine Bohrung verzeichnet sein müssen. Dieses war jedoch nicht der Fall. Bei einem Großteil der vorliegenden Bohrungen handelt es sich um Brunnenbohrungen. Die Bohrungen sind somit nicht gleichmäßig über das Untersuchungsgebiet verteilt, sondern konzentrieren sich im Wesentlichen auf die

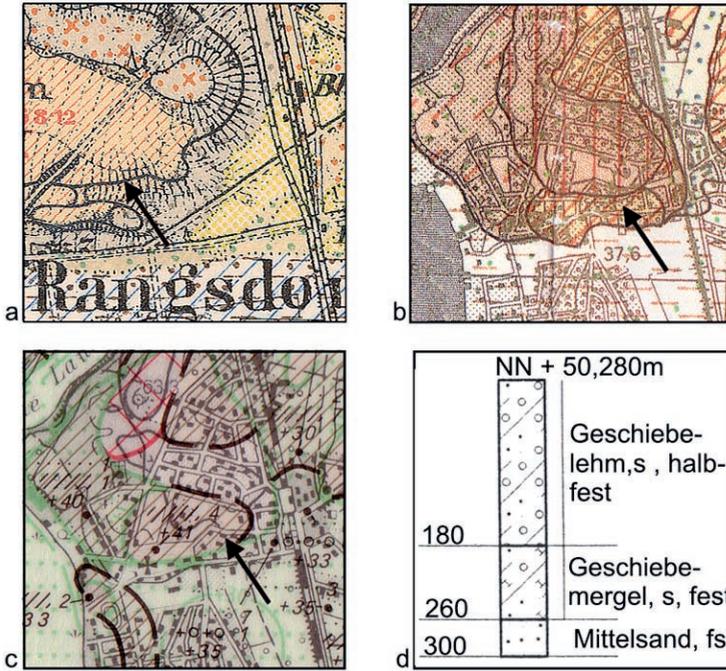


Abb. 2: Beispiel für die Fazies „Oberer Diluvialmergel“: a) Preußische Geologische Karte; b) GK 50; c) Lithofazieskarte Quartär; d) Bohrverzeichnis Rangsdorf, 26; Pfeil markiert die ungefähre Lage der Bohrung (d).

Fig. 2: Example for the facies „Oberer Diluvialmergel“: a) Geological Map of Prussia; b) GK 50; c) Map of the „Lithofacies“ of the Quaternary; d) drilling-archive Rangsdorf, 26; arrow marks the approximate position of the drilling (d).

Siedlungsbereiche. Von einer technisch möglichen Interpolation der punkthafte Bohrdaten in die Fläche musste aus diesem Grund ebenfalls abgesehen werden. Ein flächendeckender automatisierter Abgleich aller Referenzmaterialien für das gesamte Untersuchungsgebiet war somit leider nicht durchführbar. Es musste also auf ein Stichprobenverfahren zurückgegriffen werden. Für jede in den Preußischen Geologischen Karten verzeichnete Fazies wurden im Rahmen der Aktualisierung nach dem Zufallsprinzip mehrere Vorkommen ausgewählt. Für jedes Vorkommen erfolgt ein Abgleich der Deutung der vorliegenden Schichtenfolge mit allen für die jeweilige Lokalität vorliegenden Referenzmaterialien (vgl. Abb. 2). War der Abgleich der Stichproben erfolgreich, so konnten die entsprechenden Layer der verschiedenen Karten miteinander verschnitten werden. Zur Aktualisierung des Gewässernetzes wurde die neu erstellte Geologische Karte mit dem entsprechenden Layer der zuvor digitalisierten TK10 verschnitten. Die Zusammenfassung der Ergebnisse kann der aktualisierten Geologischen Karte (Karte 1 im Anhang) entnommen werden.

Weiterhin war im Rahmen der Aktualisierung zu beachten, dass zeitbedingte Divergenzen zwischen den verschiedenen Referenzmaterialien auftraten, für die ein automatisierter Abgleich nicht sinnvoll gewesen wäre. Als ein Beispiel seien hier die Elbekiese des Lindenberges genannt. Zum Zeitpunkt der Erstellung der Preußischen Geologischen Karte waren die Elbekiese noch gar nicht als solche erkannt worden. Der entsprechende Eintrag „Flussablagerungen des Berliner Elbelaufes“ wurde deshalb 1:1 aus der Geologischen Karte 1:50.000 übernommen. Da Stauchungsgebiete in den Preußischen Geologischen Karten auch nicht verzeichnet wurden, wurden sie im Rahmen der aktualisierten Geologischen Karte auf der Grundlage des neueren Kartenmaterials ausgewiesen. Die in den Preußischen Geologischen Karten ausgewiesenen Wiesenkalke und Moormergel wurden in der aktualisierten Geologischen Karte nicht verzeichnet, da deren Verteilung anhand der Referenzmaterialien (und auch anhand der später erfolgten Geländearbeiten) nicht verifizierbar war. Auf weitere spezielle, faziesabhängige Probleme...

me, die bei der Aktualisierung der Geologischen Karte auftraten, kann hier im Einzelnen nicht eingegangen werden.

3.3 Erstellung des Digitalen Geländemodells (DGM) und Parametrisierung des Reliefs

Die Erstellung des Digitalen Geländemodells (DGM) erfolgte auf der Grundlage der georeferenzierten und rektifizierten Topographischen Karte 1:10.000 (LIEBIG & MUMMENTHEY 2002). Als Ausgangsdaten für die notwendige Interpolation dienten hierbei die als Vektordatensätze vorliegenden Höhenlinien, Höhenpunkte sowie Strukturlinien. Mit Hilfe der für das Untersuchungsgebiet vorliegenden Urmesstischblätter war es weiterhin möglich, anthropogene Veränderungen des Reliefs seit der Kartenaufnahme Mitte des 19. Jahrhunderts zu identifizieren. Bei vielen kleineren, allseits geschlossenen Hohlformen handelt es sich z.B. um aufgelassene Mergelgruben, die bei der Erstellung des DGMs dementsprechend nicht berücksichtigt wurden. Als Interpolationsverfahren kam das sog. TIN-Verfahren (Triangulated Irregular Network) zum Einsatz. Hierbei werden ausgehend von den vorhandenen Höheninformationen mittels Delaunay-Triangulation Dreiecke (Triangles) erzeugt. Diese Dreiecke werden durch Punkte gebildet, die sich an unregelmäßigen (Irregular) Positionen auf der Oberfläche befinden. Jedes dieser Dreiecke enthält Informationen bezüglich seiner Nachbardreiecke,

mit denen es ein Netzwerk (Network) bildet. Da im TIN für jede beliebige X-Y-Koordinate ein Höhenwert interpoliert wird, eignet es sich zur Abbildung kontinuierlicher Oberflächen. Da bei der Digitalisierung anthropogene Veränderungen (z.B. Mergelgruben, Verlauf von Straßen, vgl. Abb. 3) außen vor gelassen wurden, stellt das DGM eine Annäherung an das ehemalige natürliche Relief des Untersuchungsgebietes dar.

Als Grundlage für die Interpretation der Geomorphologie des Untersuchungsgebietes war es nun möglich, verschiedene Reliefparameter direkt aus dem DGM abzuleiten. Zum Einsatz kamen hierbei verschiedene Werkzeuge der Arc-Toolbox. Abgeleitet wurden Höhengschichtung (range), Schummerung (hillshade), Hangneigung (slope), Exposition (aspect), Wölbung (curvature) sowie Abflussnetz (streamnet), Einzugsgebiete (watershed) und abflusslose Senken (sinks). Die Verschneidung von Höhengschichtung und Schummerung in einem geschummerten Höhengschichtenmodell dient dabei in erster Linie der Visualisierung des Untersuchungsgebietes. Multiparametrische SQL-Abfragen ermöglichen weiterhin die Verschneidung der hergeleiteten Reliefparameter mit den reliefunabhängig vorliegenden Vektor- und Attributdaten (z.B. Ausgabe allseits geschlossener Hohlformen in Abhängigkeit von der Oberflächengeologie).

3.4 Formenelemente

Anhand der im GIS gewonnenen Daten wurden nun zunächst grundlegende Formenelemente des Untersuchungsgebietes klassifiziert. Im Anschluss an die Klassifizierung erfolgte auf der Basis der räumlichen Verteilungsmuster und der Vergesellschaftungen der Formen, unter Einbeziehung der geologischen Informationen (Karte 1 im Anhang) sowie des in Kapitel 2 zusammengefassten Forschungsstandes, eine geomorphologische Gliederung des Untersuchungsgebietes (vgl. Karte 2 im Anhang) in die im Folgenden erläuterten Einheiten. Die Interpretation dieser geomorphologischen Bestandsaufnahme sowie die zusammenfassende

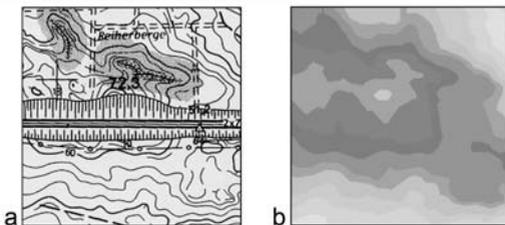


Abb. 3: a) Anthropogen beeinflusstes Relief in der TK10; b) Näherung an das natürliche Relief (abgeleitet aus dem DGM).

Fig. 3: a) Anthropogenic changes of the relief in TK10; b) approximation to the natural relief (derived from the DEM).

Darstellung des GIS-basierten Modells zur Geomorphogenese erfolgt zusammen mit der Interpretation der Geländebefunde in Kapitel 5.

Die Grundmoränenplatte des westlichen Teltows

Der westliche Teltow zeichnet sich in geologischer Hinsicht durch einen Wechsel von Zonen oberflächlich anstehenden Geschiebelehm und -mergels (Brandenburger Stadium der Weichsel-Eiszeit) mit Bereichen, in denen dieser über älteren Bildungen nur noch in Form von Erosionsresten oder Steinbestreuung erhalten ist, aus. Teilweise fehlen der Geschiebelehm und -mergel völlig, so dass Schmelzwasservorschütsande an der Geländeoberfläche anstehen. Im nördlichen Teil sind die Täler mit periglaziären Ablagerungen verfüllt. Der beschriebene Wechsel zeichnet den welligen Grundcharakter des Geländes nach (Geschiebelehm und -mergel bilden langgestreckte von Nordost nach Südwest streichende Rücken, im Bereich der parallel verlaufenden Trockentäler stehen Schmelzwasservorschütsande an). Dieser Bereich des Teltows kann deshalb als flachwellige Grundmoräne, auf der ein System flacher, periglazialer Trockentäler ausgebildet ist, angesprochen werden. Gestört wird dieses relativ ruhige Relief durch parabelförmige Vollformen. Diese aus Windablagerungen aufgebauten Formen sind als Parabeldünen anzusprechen. Die auf das Großrelief aufgesetzten, kuppig-kesseligen Bereiche im Umfeld der Dünen werden durch äolische Kleinformen geprägt (siehe fleckenhafte Verteilung äolischer Sedimente auf Karte 1 im Anhang). Eine konkretere Klassifikation der äolischen Bildungen ist trotz der großmaßstäbigen Kartengrundlage des DGMS ohne eine Ansprache im Gelände nicht möglich.

Im südlichen Bereich dieser geomorphologischen Einheit wird das bisher beschriebene Muster durch Vollformen eines anderen Typs unterbrochen. Die Ausrichtung der Längsachsen dieser Formen ist weniger einheitlich, verläuft jedoch eher von Nordwest nach Südost und quert damit die Streichrichtung der welli-

gen Grundmoränenbereiche. Weiterhin werden deutlich größere Höhen von durchschnittlich 60 m über NN bis maximal 85 m über NN erreicht. Die Höhenunterschiede zu den umgebenden Gebieten liegen bei durchschnittlich 20-25 m. Diesen Formentyp kennzeichnet eine intensive Zertalung der Hänge.

Der glaziale Rinnenbereich des östlichen Teltows

Dieser Bereich des Teltows wird durch ein ausgedehntes, verzweigtes Talungssystem geprägt. Zwar weisen die Talungen in ihrem Verlauf eine generelle Erniedrigung des Talbodens auf, sie haben jedoch kein gleichgerichtetes Längsgefälle. Eine Vielzahl von allseits geschlossenen Hohlformen verursacht ein vielerorts rückläufiges Gefälle. Ebenfalls typisch für dieses Talungssystem ist die wiederholte Aufspaltung in kleinere Rinnenstrukturen und deren Wiedereingliederung. Der für den westlichen Teltow beschriebene Grundmoränencharakter geht durch die intensive Zerschneidung in diesem Bereich verloren. Die Hochfläche ist in inselartige Reste aufgelöst. Das Talungssystem ist Teil der von Norden in das Untersuchungsgebiet eintretenden Mellensee-Rinne, die sich im Bereich des Untersuchungsgebietes in mehrere Arme aufspaltet. Zusätzlich mündet von Nordosten herkommend eine weitere glaziale Rinne in die Mellensee-Rinne. Beide Rinnen lassen sich auf der Geologischen Übersichtskarte von Berlin und Umgebung bis zum Warschau-Berliner Urstromtal verfolgen.

Die Hochfläche wird von diesen zwei Hauptarmen und ihren kleineren Verzweigungen in ein Mosaik von Plattenresten zerschnitten. Auf den Aufbau der am Südrand des Teltows gelegenen, kleineren Plattenreste wird im nächsten Unterpunkt eingegangen. Der größte zusammenhängende Plattenrest wird von den zwei Hauptarmen der Mellensee-Rinne umschlossen. Er ist im Wesentlichen aus Geschiebelehm und -mergel des Brandenburger Stadiums der Weichsel-Eiszeit sowie weichselzeitlichen Schmelzwasservorschütsanden aufgebaut. Im Westteil ist ein System kleinerer

Rinnen erkennbar. Diese Nebenrinnen zweigen vom westlichen Hauptarm der Mellensee-Rinne ab. Der Ostteil des Plattenrestes weist einen flächenhaften Charakter auf. Mit einer maximalen Höhe von um 50 m über NN liegt er auf einem Niveau mit den welligen Grundmoränenbereichen des östlichen Teltows. Ein ähnlich regelhafter sedimentologischer Aufbau wie dort ist jedoch nicht erkennbar. Die Anlage der Täler, in denen zumeist periglaziale Ablagerungen anstehen, erfolgte ausgehend vom höchsten Punkt des Plattenrestes mehr oder weniger radial. Da die Täler rezent nicht durchflossen sind, können sie als periglaziale Trockentäler eingestuft werden. Zum Charakter der Rinnen: In weiten Bereichen ist der Rinnencharakter durch die Überprägung durch spätere Prozesse weitgehend verloren gegangen. Als Sedimentfüllung werden auf Karte 1 (im Anhang) in erster Linie Talsande angegeben, die zu einem großen Teil von periglaziären Ablagerungen überdeckt werden. In den meisten der im Rinnenbereich vorkommenden, allseits geschlossenen Hohlformen ist die Verfüllung mit holozänen organischen Sedimenten weit fortgeschritten. Die ehemalige Existenz einer noch weit größeren Anzahl an Hohlformen dokumentiert sich in Form von morphologisch ebenen Bereichen, in denen limnische Sedimente bzw. Niedermoor-torf anstehen. Diese Verfüllungsbereiche treten insbesondere dadurch hervor, dass aufgrund der großen Mächtigkeiten keine liegenden Sedimente verzeichnet sind. Nur wenige kleine Hohlformen sind heute noch wassererfüllt. Infolge dieser Verfüllung weisen die zwei Hauptarme der Mellensee-Rinne heute ein Sohlentalprofil auf. Die Breite des Talbodens beträgt im Bereich des östlichen Hauptarmes bis zu 1 km. Dieser Teil der Rinne ist demzufolge als Breitrinne zu bezeichnen. Erst im Übergangsbereich zur Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn, beim Durchbruch der Talungen durch die Kette der am Südrand des Teltows aufgereihten Erhebungen, verengt sich der Talboden auf eine Breite von ca. 300 m. Der westliche Hauptarm hat einen weitaus deutlicheren Rinnencharakter. Die Breite des Talbodens liegt hier durchweg unter 500 m. Dieser Hauptarm der Rinne ist

somit als Schmalrinne anzusprechen. Auch im Bereich der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn lässt sich der weitere Verlauf des Mellensee-Rinnensystems nach Süden verfolgen.

Die glazialen Stauchungsgebiete am Südrand des Teltows

Am Südrand der Teltow Platte reihen sich die bereits oben beschriebenen Vollformen auf. Hinsichtlich der Geologie unterscheiden sie sich nicht von den beschriebenen flächenhaften Bereichen des Teltows. Die morphologischen Aufragungen, es werden Höhen von durchschnittlich 60 m erreicht, werden durch die Talungen des glazialen Rinnensystems voneinander getrennt. Im Rahmen der Geologischen Karte werden sie als glaziale Stauchungsgebiete ausgewiesen. Die zeitliche Einordnung der Stauchungsvorgänge in das Weichsel- bzw. Saale-Glazial ist jedoch unklar.

Typische Merkmale der Stauchungsbereiche sind die steilen Hänge (in weiten Bereichen 5-15°) sowie deren intensive Zertalung durch periglaziale Trockentäler (vgl. Karte 3 im Anhang, Ausschnittsvergrößerung). Der im Bereich der steilsten Hänge besonders intensive Materialabtrag führte vielerorts zur Ausbildung deutlicher Hangfußstrukturen, die aus periglaziären Sedimenten aufgebaut sind.

Die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn

Der Verlauf des östlichen Hauptarms der Mellensee-Rinne, der sich vor seiner Einmündung in den Niederungsbereich an einem Plattenrest in drei Arme spaltet, kann über die Aneinanderreihung verschiedener allseits geschlossener Hohlformen rekonstruiert werden. Besonders auffällig ist die Situation südwestlich des Machnower Sees: Während die Hangwinkel allseits geschlossener Hohlformen, bedingt durch die weit fortgeschrittene Verfüllung, in der Regel unter 1° liegen, markieren hier zwei deutlich ausgebildete Geländekanten den Rinnenverlauf. Die weitere Rekonstruktion über verschiedene Hohlformen bis zum Pfählingssee bleibt dagegen unsicher (vgl. auch Karte 2 im Anhang).

Während die Krumme Lanke den Verlauf des westlichen Hauptarms der Mellensee-Rinne bei ihrem Übergang in die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn deutlich nachzeichnet, kann der exakte Rinnenverlauf im Bereich des sich großflächig ausdehnenden Rangsdorfer Sees nur vermutet werden. Der Rangsdorfer See liegt im Bereich einer allseits geschlossenen Hohlform, die sich weit über die rezente Ausdehnung des Sees hinaus erstreckt. Der außergewöhnliche Umriss dieser Hohlform ermöglicht südlich des Rangsdorfer Sees eine relativ genaue Rekonstruktion des Rinnenverlaufs. In Karte 1 (im Anhang) wird er durch mächtige Niedermoorreste nachgezeichnet. Morphologisch tritt die Rinne erst wieder kurz vor dem Verlassen des Untersuchungsgebietes nach Süden in Form einer deutlich ausgeformten Geländekante in Erscheinung.

Ein weiteres prägendes Element der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn sind die vereinzelt aufragenden Hochflächenreste. Die gesonderte Stellung des Lindenberges als aus Sanden und Kiesen des „Berliner Elbelaufs“ aufgebaute Stapelmoräne wurde bereits beschrieben. Der westliche Bereich des Lindenberges wird dabei von weichselzeitlichem Geschiebelehm und -mergel überlagert.

Als weitere Besonderheit sind im Bereich der Abflussbahn kleinere Längsdünenkomplexe, die sich durch einen zu den Hochflächenrändern parallelen Verlauf auszeichnen, hervorzuheben.

Der Nordrand der Glienicker Platte

Der Nordrand der Glienicker Platte ähnelt in seinem geologischen und morphologischen Aufbau stark dem des westlichen Teltows. Es werden jedoch größere Höhen erreicht. Als glaziales Stauchungsgebiet ist jedoch nur der Bereich des Glienicker Weinberges, der mit einer Höhe von 85 m über NN die höchste Erhebung des Untersuchungsgebietes darstellt, ausgewiesen. Die deutlich höhere Reliefenergie als im westlichen Bereich des Teltows hatte zur Folge, dass sich das periglaziale Talsystem deutlich tiefer einschnitt. Der Bereich, in

dem das Haupttal in die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn mündet, wird durch den Verlauf der Hauptwasserscheide zwischen Spree und Havel gekennzeichnet. Während der östliche Teil dieser geomorphologischen Einheit von NW-SO orientierten Vollformen beherrscht wird, prägen den Westteil NO-SW orientierte Formen. Die Anlage des Talsystems folgt strikt dieser Anordnung. Im Nordwesten dieser geomorphologischen Einheit fallen zwei Vollformen besonders auf, da ihr morphologischer Aufbau dem eines Drumlins entspricht: stromlinienförmige Hügel, steile Luvseite hier NO, flache Leeseite hier SW, Breite ca. ein Drittel der Länge, relativer Höhenunterschied zum umliegenden Gelände hier ca. 15 m, Sedimentinhalte sind Geschiebelehm und -mergel des Brandenburger Stadiums sowie Schmelzwasservorschüttssande der Weichsel-Eiszeit.

4 Geomorphologische Analysen im Gelände

Als Grundlage für die Validierung des GIS-basierten Modells zur geomorphologischen Entwicklung der Umgebung des Rangsdorfer Sees wurden umfassende Geländearbeiten durchgeführt. Da sich die geomorphologische Situation im südlichen Bereich des Teltows und insbesondere in der näheren Umgebung der Krummen Lanke als besonders komplex herausgestellt hat, lag hier der Schwerpunkt der Geländearbeiten. Neben der Aufnahme der im Bereich des Untersuchungsgebietes zugänglichen Aufschlüsse wurden weiterhin mehrere Schürfe angelegt und etwa 70 Peilungen mit Hilfe eines Linnemann-Bohrers niedergebracht (Tiefe 2-5 m).

Im Folgenden werden zunächst einige als exemplarisch hervorzuhebende Aufschlüsse detailliert vorgestellt. Eine zusammenfassende Darstellung der gewonnenen Erkenntnisse und deren Einordnung in die geomorphologische Gesamtsituation des Untersuchungsgebietes sowie schließlich die Validierung des GIS-basierten Modells erfolgen in Kapitel 5.

4.1 Schurf im Bereich eines Trockentales (R⁴⁵⁹²²⁴⁶/H⁵⁷⁹⁸³⁸³) – westlicher Teltow

Im Bereich eines von der Grundmoränenfläche des östlichen Teltows nach Westen in Richtung der Löwenbrucher Talsandfläche abfallenden Trockentales wurde im Taltiefsten ein Schurf angelegt. Es zeigte sich ein für das Untersuchungsgebiet typisches Profil (Abb. 4). An der Basis des Schurfes wurde zusätzlich eine Linnemann-Bohrung niedergebracht, so dass insgesamt eine Aufschlusstiefe von 200 cm erreicht wurde. Die dargestellte Schichtenfolge kann folgendermaßen interpretiert werden: Die Basis des Profils bilden weichselzeitliche Schmelzwasserverschüttungsande. Im Hangenden schließt sich ein geringmächtiger (80 cm), kalkhaltiger weichselzeitlicher lodgement till an. Die auflagernde Schicht deutlich sandigeren Lehms kann als meltout till angesprochen werden. An der Oberkante des Geschiebemergels liegt eine Steinsohle (ca. 40 cm unter Gelände). Einige der im Bereich dieser Steinsohle lagernden Geschiebe konnten als unreife Wind-

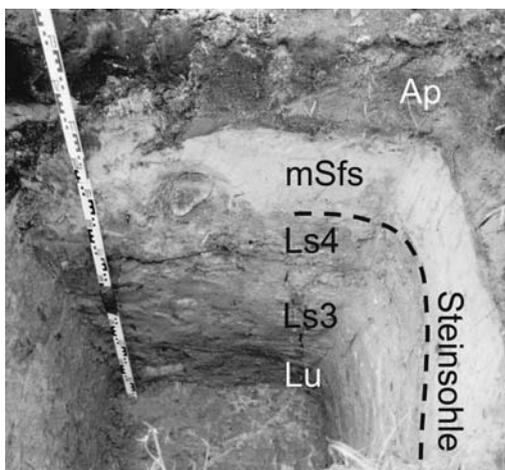


Abb. 4: Schurf AI (R⁴⁵⁹²²⁴⁶, H⁵⁷⁹⁸³⁸³), Tiefe 140 cm: Flugsanddecke mit deutlichem Pflughorizont, Steinsohle mit unreifem Windkanter in ca. 40 cm Tiefe, liegend Geschiebemergel, Aufnahme 2003.

Fig. 4: Outcrop AI (R⁴⁵⁹²²⁴⁶, H⁵⁷⁹⁸³⁸³), depth 140 cm: aeolean sand with plough layer, pebble layer with ventifact in initial stadium in a depth of 40 cm, underlain by till, photo 2003.

kanter angesprochen werden. Den Abschluss des Profils bildet eine Schicht feinsandigen Mittelsandes, die als Flugsanddecke angesprochen werden kann. In diesen Flugsanden ist ein deutlicher Pflughorizont ausgebildet.

Der aufgeschlossene Geschiebemergel, der im Rahmen der Geländeaufnahme aufgrund der Lagerungsverhältnisse und seiner Zusammensetzung als weichselzeitlich anzusprechen war, wurde zusätzlich geschiebepanalytisch bearbeitet. Das Ergebnis der Zählung nach TGL25232 (1980) war insofern überraschend, als dass der Geschiebemergel ein typisch saalezeitliches Geschiebespektrum aufweist (NK (Kristallin) 36,7%, PKgesamt (Paläoz. Kalke) 34,8%, D (Dolomit) 0,7%, PS (Paläoz. Schluffsteine) 2,2 %, Fgesamt (Flint) 6,4%, S (Sandsteine/Quarzite) 8,6%, Q (Quarz) 4,1 %, Sonstige 5,2%, nicht bestimmbar 1,2%)

. Dass es sich dennoch um einen weichselzeitlichen Geschiebemergel handeln kann, ist folgendermaßen zu begründen: Die nur geringe Mächtigkeit des lodgement tills bedingte eine basisnahe Probenentnahme. Da es an der Basis des Geschiebemergels zur Aufnahme und Einarbeitung lokal anstehender Gesteine kommt, zeigen solche Proben typischerweise ein dementsprechend verändertes Spektrum.

Insgesamt zeigt der Schurf einerseits hinsichtlich der periglazialen Talbildungsprozesse und andererseits hinsichtlich der typischen faziellen Abfolge im Bereich des Teltows ein mustergültiges Profil.

4.2 Sandgrube im Bereich der Kesselberge - westlicher Teltow

Direkt nördlich des Berliner Autobahnringes befindet sich eine aufgelassene Grube, in der im Rahmen der Autobahnsanierung Anfang der 90er Jahre Sande abgebaut wurden. Die Grube ist zu einem großen Teil wieder bewaldet, die Aufschlusswände sind in weiten Bereichen verstrützt. Dennoch bietet sie, an einem hinsichtlich der geomorphologischen Genese des gesamten Untersuchungsgebietes entscheidenden Punkt gelegen, einen guten Einblick in die Lagerungsverhältnisse. Die Grube liegt im

Grenzbereich zweier Faziestypen. Das Gebiet östlich der Grube bis hin zur Mellensee-Rinne wird laut geologischer Karte (vgl. Karte 1 im Anhang - Geologie) als weichselzeitliche Schmelzwasservorschüttbildung ausgewiesen, der Bereich westlich der Grube als Geschiebelehm und Geschiebemergel des Brandenburger Stadiums. Die unmittelbare Nähe der Grube zu den Dünengebieten der Kesselberge bedingt stellenweise die Überlagerung dieser Sedimente durch äolische Bildungen.

Im Bereich der nördlichen Aufschlusswand stellen sich die Lagerungsverhältnisse wie folgt dar: Im westlichen Teil der Wand steht ein Geschiebemergel ca. 2 m unter der Geländeoberfläche an. Im Hangenden lagern über 2 m mächtige, geschichtete Sande (dominant Mittelsand, Einschaltung grobsandiger, kiesiger aber auch schluffiger Bänder, vereinzelt bis zu kopfgroße Geschiebe). Eine Vielzahl von Kryoturbationserscheinungen zeugt von einer intensiven Beeinflussung dieser Sande durch periglaziale Prozesse. Überlagert wird das gesamte Profil von einer ca. 40 cm mächtigen periglazialen Deckschicht. Im weiteren Verlauf der Aufschlusswand nach Osten taucht der Geschiebemergel bei einem gleichzeitigen Anstieg der Geländeoberfläche unter den an Mächtigkeit zunehmenden hangenden Sanden in größere Tiefen ab. Gleichzeitig streicht auch an der Geländeoberfläche die periglaziale Deckschicht aus, bis sie schließlich nur noch in Form einer Steinsohle an der Geländeoberfläche zu erkennen ist. Diese kann aufgrund ihres hohen Anteils an reifen Windkantern als Windkantersohle bezeichnet werden. In eben diesem Übergangsbereich ändert sich auch allmählich die Charakteristik der Sande im Hangenden des Geschiebemergels. Da die periglaziale Deckschicht hier ausstreicht, fehlen die über bodenbildende Prozesse verlagerbaren Kornfraktionen fast völlig. Aus diesem Grund fehlt hier die einige Meter weiter östlich noch typische Entwicklung einer Bänderparabraunerde in den Sanden. Auch stellt sich die Korngrößenzusammensetzung nunmehr homogener dar (dominant Mittelsande, feinsandig, keine Geschiebe). Am östlichen Ende der Wand stellt

sich die Aufschlussituation wie folgt dar: Im Liegenden der Windkantersohle sind mehrere Meter ungeschichteter homogener Mittelsande aufgeschlossen. Im Hangenden der Windkantersohle stehen feinsandige Mittelsande mit einer Mächtigkeit von ca. 20 cm an. Sie können als Flugsande eingestuft werden. Diese Schichtenfolge setzt sich bei zunehmender Mächtigkeit der Flugsande im Hangenden der Windkantersohle innerhalb der gesamten östlichen Aufschlusswand der Grube fort.

Die Auswertung einer Geschiebezählung nach TGL25232 (1980) weist den hier anstehenden Geschiebemergel als weichselzeitlich aus (NK 37,7%, PKgesamt 30,8%, PS 8,2%, Fgesamt 5,7%, MK (Mesoz. Kalke) 1,2%, S 6,9%, Q 4,4%, Sonstige 2,5%, nicht bestimmbar 2,5%). Die hangenden Sande lassen sich somit stratigraphisch als weichselzeitliche Nachschüttbildungen und nicht wie in der geologischen Karte als Vorschüttbildungen deuten. Hinsichtlich der geomorphologischen Deutung der Strukturen in der Umgebung der Grube ergibt sich somit folgendes Bild: „Rechnet“ man sozusagen die aufgesetzten äolischen Bildungen der Reiher- und Kesselberge aus dem Relief heraus, so wird deutlich, dass die Grube im Ansatzbereich des Tales liegt, in dem der oben beschriebene Schurf angelegt wurde. In diesem Aufschluss fehlen die im Bereich der Grube in Mächtigkeiten von mehreren Metern aufgeschlossenen, geschichteten Sande völlig. Es handelt sich demzufolge um eine kleinräumige Bildung, die als Kamesschüttung gegen ein Widerlager aus Toteis und den Hang des glazialen Stauchungsbereiches der Reiherberge angesprochen werden kann. Gelisolifluidale Verlagerungsprozesse führten dann unter periglazialen Bedingungen zu einer sekundären Ausbildung der Deckschicht im Bereich des Aufschlusses. Durch Ausblasungsprozesse im Luv des Anstieges auf die Höhen der Reiherberge nach Osten kam es weiterhin zur Ausbildung der Windkantersohle. Die ausgeblasenen Sande wurden zu einem großen Teil direkt im Lee der Erhebung wieder abgelagert.



Abb. 5: Weichselzeitlicher Till im Hangenden der Wietstocker Kiese am Nordrand des Lindenberg (R ⁴⁵93745, H ⁵⁷5796593), Aufnahme 2003.

Fig. 5: Weichselian till underlain by the „Wietstocker Kiese“ at the northern edge of the Lindenberg (R ⁴⁵93745, H ⁵⁷96593), photo 2003.

4.3 Der Lindenberg

Auf die Genese des Lindenberges als saalezeitliche Stapelmoräne soll hier nicht näher eingegangen werden. Hinsichtlich der geomorphologischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes ist jedoch die Überkleidung des westlichen Bereiches mit einem weichselzeitlichen Till (vgl. Karte 1 im Anhang) von Interesse. Dieser wurde hier im Rahmen der Geländearbeiten in seiner tiefsten morphologischen Position im gesamten Untersuchungsgebiet (ca. 37 m über NN, R ⁴⁵93745, H ⁵⁷96593) aufgeschlossen. Dieser in situ ungestört über den Elbekiesen lagernde, sehr sandige Till (Abb. 5) belegt, dass die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn wenigstens im Bereich des Lindenberg bereits zur Zeit des weichselzeitlichen Eisvorstoßes als ein Tiefenbereich angelegt war.

4.4 Ergebnisse der Peilungsbohrungen

Nach der Auswertung der Peilungsbohrungen kann davon ausgegangen werden, dass weitaus

größere Flächen des Teltows mit äolischen Sedimenten überdeckt sind als bisher angenommen. Es handelt sich hierbei in erster Linie um mehrere Dezimeter mächtige Flugsanddecken. Weiterhin stand die Klärung der weichselzeitlichen Überformung der glazialen Stauchungsgebiete im Mittelpunkt. Im Rahmen der Geländearbeiten konnten keinerlei Anhaltspunkte für weichselzeitliche Stauchungen gefunden werden. Bei verschiedenen Sondierungen konnten die intensiven Hangabtragsprozesse im Bereich der Stauchungsgebiete in Form von mehrere Meter mächtigen Kolluvien am Hangfuß nachgewiesen werden.

5 Neubewertung der geomorphologischen Entwicklung der Umgebung des Rangsdorfer Sees

5.1 GIS-basiertes Modell zur geomorphologischen Entwicklung

Nach der in Kapitel 3.4 erfolgten GIS-basierten geomorphologischen Bestandsaufnahme wird nun ein umfassendes Modell zur geomorphologischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes aufgestellt. Hierzu erfolgt zunächst eine separate Betrachtung der geomorphologischen Schwerpunkte dieser Arbeit (vgl. Karte 2 im Anhang) und anschließend eine chronologische Zusammenfassung.

Zur Frage der weichselzeitlichen Eisrandbildungen

Die generelle Ausrichtung der Wellenstruktur der Grundmoränenbereiche einschließlich drumlinähnlicher Vollformen ermöglicht die Rekonstruktion einer Eisvorstoßrichtung aus Nordosten. Es ist jedoch unklar, inwieweit diese Strukturen durch periglaziale Talbildungsprozesse überformt wurden. Hier wären weitergehende Untersuchungen (insbesondere Geschiebeeinregelungsmessungen) notwendig, um diese Annahme zu untermauern. Betrachtet man die dazu quer verlaufende Aufreihung glazialer Stauchungsgebiete am Südrand des Teltows, so würde sich auf den ersten Blick

deren Deutung als Stauchendmoränen einer Eisrückzugsstaffel zwischen Brandenburger Stadium im Süden und Frankfurter Staffel im Norden anbieten. Das komplette Fehlen von südlich vorgelagerten Sanderflächen ließe sich über glazifluviale Erosionsprozesse im Bereich der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn erklären. Neben der generell geringen Formungswirksamkeit des weichselzeitlichen Eises stellen sich jedoch weitere Punkte bezüglich dieses Deutungsansatzes als problematisch heraus:

- Die potenzielle Endmoränenlage wird mehrfach von subglazialen Rinnen des Mellensee-Rinnensystems durchschnitten. Da die Anlage dieses Systems dem Brandenburger Stadium der Weichsel-Eiszeit zugeschrieben wird, ist die Genese der Stauchungsgebiete als älter einzustufen. Es kann sogar angenommen werden, dass erst die Existenz solcher präweichselzeitlichen Stauchendmoränen die Ausprägung des Rinnensystems in der vorliegenden Form ermöglicht hat.
- Im Rahmen bisheriger Untersuchungen wurden keine wesentlichen Stauchungsstrukturen in weichselzeitlichen Sedimenten beschrieben, in saalezeitlichen dagegen schon.
- Das Vorkommen der Stauchungen betrifft nicht nur den Südrand des Teltows, sondern auch Plattenreste im Bereich der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn (Lindenbergl) sowie den Nordrand der Glienicker Platte.

Die in der Geologischen Karte für die Stauchungsgebiete verzeichneten Sedimente (weichselzeitliche Vorschütt-sedimente sowie Geschiebelehme und -mergel) suggerieren zwar zunächst eine weichselzeitliche Genese, es muss jedoch berücksichtigt werden, dass hier nur oberflächennahe Sedimente dargestellt werden (z.B. GK 50: Angabe bis maximal 5 m Tiefe und bis maximal zwei Schichten). Auch die Einbeziehung der Lithofazieskarte Quartär, die einen Einblick auch in tiefere Schichten ermöglicht, trägt nicht zu einer endgültigen Klärung bei. Die Stauchungen sind vorrangig für saalezeitliche, jedoch auch für weichselzeitliche Sedimente angegeben. Zusammenfassend ist jedoch eine primär saalezeitliche Anlage der Stauchungskomplexe anzunehmen.

Der glazifluviale Prozessbereich

Wie bereits mehrfach betont, wird die Morphologie des Untersuchungsgebietes wesentlich durch das verzweigte glaziale Rinnensystem geprägt. Entscheidenden Einfluss auf die Ausprägung des Systems hatte das präweichselzeitliche Relief. Im Zuge des Eisvorstoßes des Brandenburger Stadiums wirkten die saalezeitlich angelegten Stauchungsbereiche als Hindernisse unter dem Eis. Die verzweigte Struktur des Systems im Bereich des Untersuchungsgebietes ist typisch für die Rinnen des südbrandenburgischen Jungmoränenlands, es ist jedoch davon auszugehen, dass die Rinnenverzweigungen nie gleichzeitig aktiv waren. Die Vielzahl der allseits geschlossenen Hohlformen im Bereich des Rinnensystems lässt auf die Verschüttung großer Mengen Toteises schließen. Vor dem Einsetzen der Verfüllungsprozesse seit dem Bölling/Alleröd-Komplex ist im Untersuchungsgebiet von der Existenz eines ausgebildeten Seensystems auszugehen. Rezent ist die Verfüllung soweit fortgeschritten, dass – abgesehen von Söllen im Bereich besonders tiefer Toteisaustauhohlformen (exemplarisch zu beobachten südwestlich des Glienicker Weinberges) – nur der Machnower See, der Pfählingssee und der Rangsdorfer See noch nicht verlandet sind. Einen wesentlichen Anteil an der Bildung der Seebecken hatte die Tiefenerosion der subglazialen Schmelzwässer im Mellensee-Rinnensystem. Die Genese der Seebecken als reine Einbettungsseen ist somit nicht mehr haltbar.

Die Vielzahl der in der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn vorkommenden Hohlformen ist ein Indiz dafür, dass die subaerischen Schmelzwässer eher konservierend als erosiv auf diesen Bereich einwirkten. Interpretiert man die streckenweise deutliche Ausprägung der Rinnen im Bereich der Abflussbahn in Form von Geländekanten als ein Resultat glazifluvialer Erosionsprozesse und nicht nur als Sackungen in Folge des Austauens von Toteis, so lässt dies folgenden Schluss zu: Gleichzeitig mit dem Schmelzwasserabfluss über die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn in Richtung Potsdam wurden über die Rinnen von Norden

her zusätzliche Schmelzwässer subaerisch herangeführt.

Für eine präweichselzeitliche Anlage der schmelzwasserbedingten Formen finden sich im Rahmen der GIS-gestützten Analysen keinerlei keinerlei Anhaltspunkte.

Auswirkungen von Toteis

Infolge des Austauens von verschüttetem Toteis kam es im Bereich des Untersuchungsgebietes zur Entstehung einer Vielzahl von allseits geschlossenen Hohlformen. Diese treten zwar vermehrt im Bereich des Rinnensystems auf, bleiben jedoch nicht auf dieses beschränkt. Die größten Hohlformen liegen im Bereich der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn und der Löwenbrucher Talsandfläche, aber auch im Bereich der Hochflächen finden sich viele kleinere Hohlformen. In den meisten der im Rinnenbereich vorkommenden allseits geschlossenen Hohlformen ist die Verfüllung mit holozänen organischen Sedimenten weit fortgeschritten. Die ehemalige Existenz einer noch weit größeren Anzahl an Hohlformen dokumentiert sich in Form von morphologisch ebenen Bereichen, in denen See- und Altwassersande bzw. Niedermoortorf anstehen (vgl. Karte 1 im Anhang). Nur wenige der kleinen Hohlformen sind heute noch wassererfüllt.

Weiterhin können im Bereich des Untersuchungsgebietes keinerlei Schmelzwasser-Nachschüttbildungen (vgl. Karte 1 im Anhang) nachgewiesen werden. Nach dem aktuellen Forschungsstand liegt die Ursache hierfür in der flächenhaften Bedeckung des Teltowplateaus mit Toteis. Das erklärt zwar das Fehlen flächenhafter Nachschüttbildungen, jedoch nicht das Fehlen kleinräumiger Formen wie z.B. Kamesschüttungen.

Periglaziale und äolische Entwicklung

Im Bereich der Grundmoränenplatten findet man ein ausgedehntes System periglazialer Trockentäler. Typisch ist die intensive Zertalung der Hänge der aufragenden Vollformen durch ein enges System parallel verlaufender

Kerbtälchen. Der im Bereich der steilsten Hänge besonders intensive Materialabtrag führte vielerorts zur Ausbildung deutlicher Hangfußstrukturen, die aus periglazialen Sedimenten aufgebaut sind. Im Verlauf der allgemeinen Formenansprache stellte sich heraus, dass periglaziale Schwemmfächerbildungen weitgehend fehlen. Nur im nördlichen Bereich der Löwenbrucher Talsandfläche finden sich Formen, die als Schwemmfächer angesprochen werden können. Die Formen sind jedoch äußerst undeutlich ausgebildet. Von einem primären Fehlen weiterer Schwemmfächerbildungen kann jedoch nicht ausgegangen werden. Es ist vielmehr anzunehmen, dass sie von den in den Niederungsbereichen in großen Mächtigkeiten ausgebildeten holozänen Niedermoortorfen überdeckt werden.

Die Überformung durch äolische Prozesse ist dagegen deutlich im Höhenmodell erkennbar. Das Dünengebiet des westlichen Teltows wurde bereits eingehend beschrieben (vgl. Karte 2 im Anhang). Die Genese dieses Dünengebietes beginnt mit dem Trockenfallen der Löwenbrucher Talsandfläche. Unter dominant vorherrschenden Westwindbedingungen wurden aus den dort oberflächlich anstehenden glazifluvialen Sanden die äolisch verlagerbaren Kornfraktionen ausgeblasen und auf der nach Osten hin sanft ansteigenden Grundmoränenplatte des westlichen Teltows in Form von Dünen abgelagert. Als weitere prädestinierte Bereiche für die Ablagerung äolischer Sedimente sind die Leelagen der glazialen Stauchungsgebiete zu nennen (vgl. Karte 1 im Anhang - Geologie). Von besonderem Interesse ist weiterhin die Ausbildung von Längsdünen in der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn. Mit dem Zurückgehen der Schmelzwassermengen im Zuge der Verlagerung des Schmelzwasserabflusses in Richtung des Warschau-Berliner Urstromtales fielen zunächst die Niederterrassenbereiche trocken. Somit konnte es dort zur Aufwehung von Dünen kommen. Die bedingt durch die holozänen Verfüllungsprozesse rezente im Gelände nicht mehr erkennbare Terrassenkante wird von eben diesem Dünenkomplex nachgezeichnet. Zur Existenz und Verteilung flächenhafter pe-

riglazialer Deckschichten, insbesondere auch zur Ausdehnung der Flugsanddecken in der Umgebung der Parabeldünen, können auf der Basis der GIS-Analysen keine näheren Angaben erfolgen.

Chronologische Zusammenfassung des GIS-basierten Modells

Als Ausgangsrelief der weichselzeitlichen Entwicklungen wird von der Existenz eines unruhigen, durch saalezeitliche Stauchungsbereiche geprägten Reliefs ausgegangen. Eine genauere genetische Deutung dieser Stauchungsbereiche ist nicht möglich, denkbar wäre jedoch eine Anlage in Form von Stauchendmoränen oder aber als Drumlinherde. Während des weichselzeitlichen Eisvorstoßes des Brandenburger Stadiums kam es mit der Bildung der Mellensee-Rinne zu einer intensiven Zerschneidung des Reliefs durch subglaziale Schmelzwässer. Weiterhin kam es zur Überdeckung mit einem geringmächtigen weichselzeitlichen Geschiebelehm. Nach der Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage bedingte der fehlende Eisvorschub die flächenhafte Ablagerung von Toteis, das die weichselzeitlichen Grundmoränenbildungen konservierte. Weichselzeitliche Nachschüttbildungen konnten somit im Bereich des Untersuchungsgebietes bislang nicht nachgewiesen werden. Mit der phasenweisen Verlegung des Hauptschmelzwasserabflusses vom Glogau-Baruther Urstromtal nach Norden kam es zur Einschneidung der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn. Gleichzeitig mit dem Betrieb dieser Hauptabflussbahn kam es im Bereich der Mellensee-Rinne zu subaerischen Abflüssen. Die eher akkumulierende Wirkung der Schmelzwässer führte zur Verschüttung großer Mengen an Toteis. Zeitgleich entwickelte sich unter periglazialen Bedingungen ein Talsystem. Dieses folgt in seiner Anlage den Strukturen des glazialen Ausgangsreliefs. Nach dem Trockenfallen der Niederungen wird aus den glazifluvialen Sanden der Löwenbrucher Talsandfläche ein Parabeldünenfeld auf den Grundmoränenbereich des westlichen Teltows

aufgeweht. Auf der Niederterrasse der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn kommt es zur Bildung von Längsdünenkomplexen. Einhergehend mit der Erwärmung im Bölling/Alleröd setzte das Austauen der verschütteten Toteiskörper ein, eine ausgedehnte Seenlandschaft entstand. Im weiteren Verlauf des Holozäns führte die intensive Akkumulation limnischer und organogener Sedimente zur Verfüllung der Hohlformen. Rezent liegt demzufolge in den Niederungsbereichen eine mehr oder weniger nivellierte Geländeoberfläche vor.

Die hier beschriebene Entwicklung wird zusammenfassend in Form einer geomorphologischen Übersichtskarte (Karte 3 im Anhang) dargestellt.

5.2 Interpretation der Geländebefunde

Die in Kapitel 4 vorgestellten Geländebefunde dienen als Grundlage für die Validierung des GIS-basierten Modells. An dieser Stelle werden deshalb zunächst die für die Validierung entscheidenden Ergebnisse der Geländearbeiten hinsichtlich der geomorphologischen Schwerpunkte dieser Arbeit zusammenfassend dargestellt.

Zur Frage der weichselzeitlichen Eisrandbildungen im Bereich des Untersuchungsgebietes

Da im Rahmen der Geländearbeiten keinerlei Anhaltspunkte für glazigene Stauchungsprozesse im Verlauf der Weichsel-Eiszeit gefunden wurden, wird lediglich von einer Überkleidung saalezeitlicher Formen durch weichselzeitliche Sedimente ausgegangen.

Der glazifluviale Prozessbereich

Die Schlüsselposition des weichselzeitlichen Geschiebemergels im Hangfußbereich des Lindenberges wirft ein neues Licht auf die Genese der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn. Es ist davon auszugehen, dass ihre Anlage einer bereits saalezeitlich angelegten Tiefenlinie folgte.

Auswirkungen von Toteis

Diesen Prozessbereich betreffend ist insbesondere die Deutung der Schmelzwassersedimente westlich der Reiherberge als Kameschüttung hervorzuheben. Es ist davon auszugehen, dass es sich bei dieser Bildung im Bereich des Untersuchungsgebietes nicht um einen Einzelfall handelt.

Periglaziale und äolische Entwicklung

Für den westlichen Teltow konnte eine großflächige äolische Überprägung nachgewiesen werden. Die aufgewehten Dünenkomplexe und Flugsandfelder sind als spätglazial einzuordnen. Anhaltspunkte für eine Reaktivierung der äolischen Prozesse im Holozän konnten nicht gefunden werden.

5.3 Validierung des GIS-basierten Modells

Während der Geländearbeiten stellte sich heraus, dass die saalezeitliche Vorprägung des Reliefs eine noch größere Rolle bei der Entwicklung der rezent vorliegenden Geomorphologie spielte, als nach der Interpretation der GIS-Analysen angenommen werden konnte. Wurde dort eine saalezeitliche Anlage schmelzwasserbedingter Formen noch abgelehnt, so muss diese Annahme nach der Auswertung der Geländebefunde revidiert werden. Eine Schlüsselposition nimmt hierbei der weichselzeitliche Geschiebelehm im Hangfuß des Lindenberges ein. Die Tatsache, dass er hier *in situ* ungestört in einer Höhe von 37 m über NN ansteht, lässt nur den Schluss zu, dass die Talung der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn zumindest in Teilen saalezeitlich vorgeprägt ist. Weiterhin können weichselzeitliche Stauchungsprozesse jetzt als formgebender Prozess im Verlauf der Geomorphogenese des Untersuchungsgebietes ausgeschlossen werden.

In den wesentlichen Punkten stützen die Ergebnisse der Geländearbeiten jedoch das auf der Basis der GIS-Analysen erarbeitete Modell zur geomorphologischen Entwicklung der Umgebung des Rangsdorfer Sees: Als Ausgangs-

relief der weichselzeitlichen Entwicklung wird weiterhin von der Existenz eines unruhigen saalezeitlichen Reliefs ausgegangen, in dem sowohl die Vollformen, als auch die Tiefenlinien, die bis heute das Landschaftsbild prägen, bereits angelegt waren. Hierunter fällt sowohl die Kette der glazialen Stauchungsgebiete als auch eine dazu mehr oder weniger parallel verlaufende Tiefenlinie, die aller Wahrscheinlichkeit nach als ein Stauchendmoränenbogen mit einer vorgelagerten Schmelzwasserabflussbahn im Sinne der klassischen glazialen Serie in Erscheinung traten. Die Genese dieser Formen kann im Hinblick auf den Forschungsstand dem Warthe-Stadium des Saaleglazials zugeordnet werden. Für das Eem-Interglazial ist eine relative Formungsrue anzunehmen. Mit dem weichsel-hochglazialen Brandenburger Hauptvorstoß begann im Bereich des Untersuchungsgebietes eine erneute glaziale Überprägung. In erster Linie formenwirksam waren die subglazialen Schmelzwässer der weichselzeitlichen Gletscher. Die Zerschneidungsprozesse im Zuge der Ausbildung der Mellensee-Rinne hatten eine intensive Zertalung des Reliefs zur Folge. Weiterhin kam es zur Überdeckung mit einem geringmächtigen weichselzeitlichen Geschiebemergel. In diesen wie in den folgenden Punkten kann die in Kapitel 5.1 beschriebene Entwicklung übernommen werden: die flächenhafte Ablagerung von Toteis, die daraus resultierende Konservierung der weichselzeitlichen Grundmoränenbereiche sowie das flächenhafte Fehlen weichselzeitlicher Nachschüttbildungen. Kleinräumig konnten im Zuge der Geländearbeiten jedoch Schmelzwassernachschüttbildungen in Form einer Kameschüttung nachgewiesen werden. Auch hinsichtlich der Intensität der äolischen Prozesse können nun genauere Aussagen getroffen werden. Für den westlichen Bereich des Teltows ist im Spätglazial eine mehr oder weniger vollständige Überdeckung mit Flugsanden anzunehmen. Für die weitere Entwicklung stützen die Geländebefunde die GIS-basierte Argumentation. Die Festlegung der Flugsandfelder und Dünenkomplexe ist gegen Ende des Spätglazials (Jüngere Dryas) anzunehmen.

Auch hinsichtlich der Seebeckengenese kann die GIS-basierte Herleitung verifiziert werden: die intensiven Verlandungsprozesse im Holozän konnten im Rahmen verschiedener Bohrungen bestätigt werden.

Zusammenfassend lässt sich im Bereich des Untersuchungsgebietes für das Saale-Glazial eine vorwiegend glazial-akkumulative Prägung, für das Weichsel-Glazial eine auf den Hochflächen vorwiegend glazifluvial-erosive und in den Niederungen glazifluvial-akkumulative sowie für das Holozän eine vorwiegend biogen-akkumulative Prägung ableiten.

Hinsichtlich der Detailgenauigkeit hat das GIS-basierte Modell aufgrund seiner Abhängigkeit vom Maßstab der Eingangsdaten Schwächen in Bezug auf das Vorkommen kleinräumiger Schmelzwassernachschüttbildungen sowie die Ausdehnung von Flugsanddecken gezeigt. Die auf der Basis der GIS-Analysen erstellte Geomorphologische Übersichtskarte (Karte 3 im Anhang) stellt die erläuterten großräumigen Zusammenhänge jedoch ausreichend genau dar. Die Erstellung einer geomorphologischen Detailkarte wäre jedoch ohne weitaus aufwändigere Geländearbeiten nicht zu leisten. Hinsichtlich der angewandten Methodenkombination ist festzustellen, dass sie sich zur Klärung der großräumigen geomorphologischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes als geeignet erwiesen hat. Die erzielten Ergebnisse rechtfertigen auch den großen (insbesondere zeitlichen) Aufwand zur Digitalisierung der in der Regel analog vorliegenden Daten.

6. Ausblick

Die bei der Aktualisierung der Geologischen Karten der Preußischen Landesaufnahme durchgeführte stichprobenartige Überprüfung der verschiedenen Faziestypen konnten im Zuge der Geländearbeiten als zuverlässige Methode für die Verschneidung alter Karten und Geländebefunde bestätigt werden. Interessant wäre es nun, ausgehend von den bereits vorliegenden Bohrdaten, ein flächendeckendes Raster an Bohrungen zu erarbeiten, um ein Untergrundmodell für das Untersuchungsgebiet erstellen zu kön-

nen. Vor dem Hintergrund des großen Einflusses des saalezeitlichen Reliefs auf die weichselzeitliche Morphogenese wäre die Modellierung dieser Schichtfläche von besonderem Interesse. Hinsichtlich der Seen- und Flussgeschichte des Untersuchungsgebietes wäre es weiterhin von Interesse, das Relief ohne die holozänen Decksedimente zu modellieren.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde deutlich, dass eine geomorphologische Formenansprache im Gelände unverzichtbar bleibt, da gerade geomorphologische Kleinformen allein über das GIS (maßstabsbedingt) nicht gedeutet werden können. Hier sind zur weiteren Untermauerung und insbesondere zur Verfeinerung des erstellten Modells in einem nächsten Schritt intensive Gelände- und Laborarbeiten (Geschiebeeinregelungsmessungen, Datierungen, weitere Geschiebezählungen, etc.) in ausgewählten Teilräumen des Untersuchungsgebietes zu leisten. Trotzdem eignet sich eine GIS-gestützte Analyse zur Deutung geomorphologischer Abläufe und ist als eine wichtige Ergänzung und insbesondere als wichtige Vorbereitung der geomorphologischen Arbeit im Gelände einzustufen.

7 Danksagungen

Für die freundliche Unterstützung bei den Geschiebezählungen danken wir Dipl. Geogr. Jens Lock. Für den Zugang zu den Bohrdaten und die freundliche Unterstützung bei der Auswertung des Archivmaterials danken wir dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (LGRB).

8 Literatur

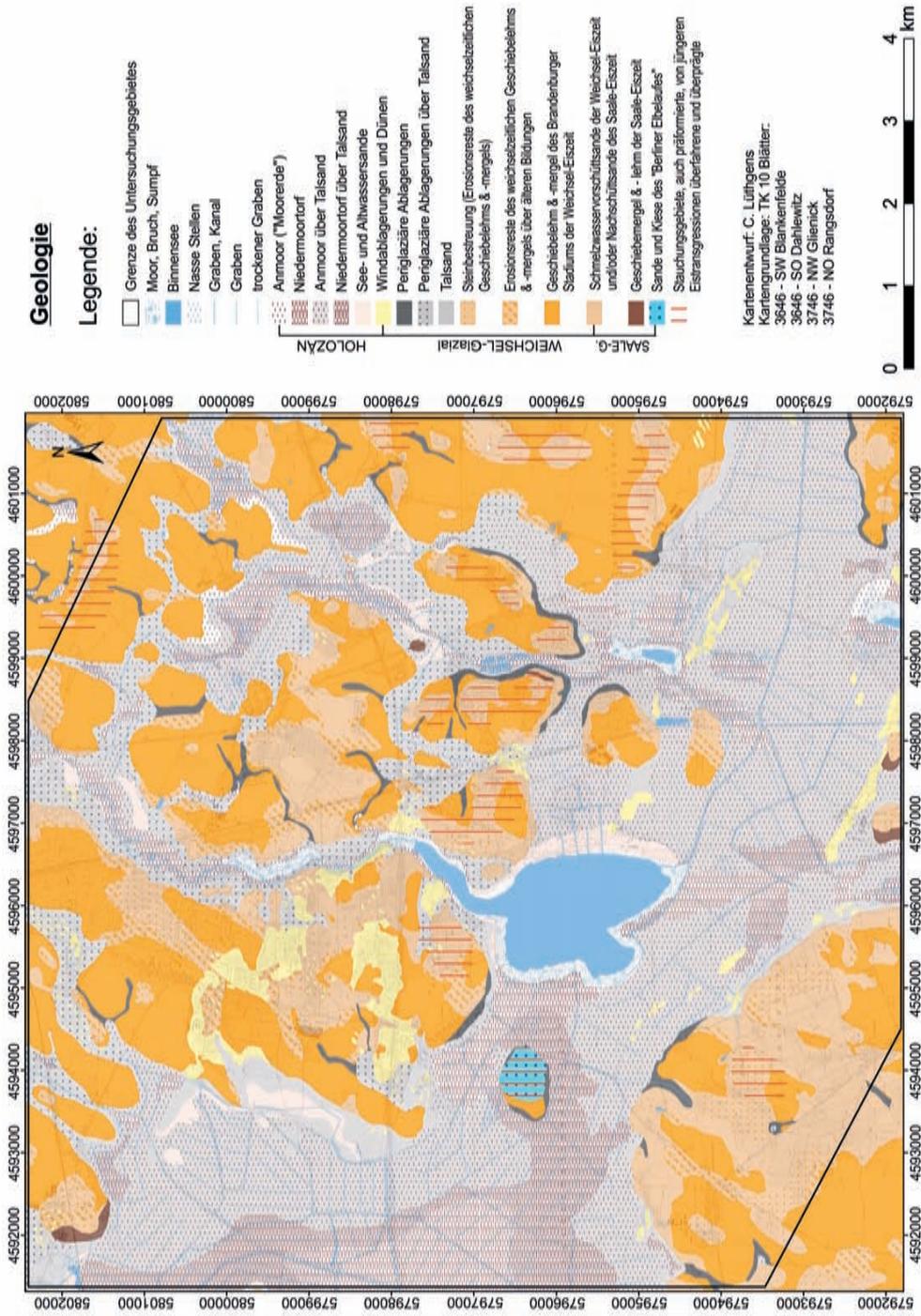
- BERENDT, G. & BRAUNS, D. (1882): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten - Blatt Zossen. – (Erläuterungen von Berendt, G.); Berlin.
- BERENDT, G. & DULK, L. (1882): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten - Blatt Lichtenrade. – (Erläuterungen von Dulk, L.); Berlin.
- BLASSKIEWITZ, M., DE BOER, W. M., HERMSDORF, N. & JUSCHUS, O. (2002): Die Brandenburger Eis-

- randlage. – DEUQUA 2002 – Exkursionsführer: 170 S.; Berlin.
- BÖSE, M. (1979): Die Geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen. – Berliner Geographische Abhandlungen, **28**: 43 S.; Berlin.
- BÖSE, M. (1989): Methodisch-stratigraphische Studien und paläomorphologische Untersuchungen zum Pleistozän südlich der Ostsee. – Berliner Geographische Abhandlungen, **51**: 113 S.; Berlin.
- DEMEK, J. (Hrsg.) (1976): Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung. – 462 S.; Wien (Hirt).
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S.; Stuttgart (Enke).
- GENIESER, K. & MIELECKE, K. (1957): Die Elbekiese auf der Teltowhochfläche südlich von Berlin. – Ber. Geol. Ges. DDR, **2**: 242-263; Berlin.
- HERMSDORF, N. (1995): Zur quartären Schichtenfolge des Teltowplateaus. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, **1**: 27-38; Kleinmachnow.
- JUSCHUS, O. (2000): Das Jungmoränenland südlich von Berlin – Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung zwischen Unterspreewald und Nuthe – Diss. Humboldt-Universität zu Berlin: 251 S.; Berlin.
- LANDESAMT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE BRANDENBURG (Hrsg.) (1997): Erläuterungen zur Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1:300.000. – Potsdam.
- LESER, H. & STÄBLEIN, G. (Hrsg.) (1975): Geomorphologische Kartierung. – Berliner Geographische Abhandlungen, Sonderheft: 39 S.; Berlin.
- LIEBIG, W. & MUMMENTHEY, R. (2002): ArcGIS - Arc View 8 - Das Buch für den Anwender. – 453 S.; Norden (Points).
- LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Forsch. Dt. Landeskunde: 160 S.; Bonn.
- LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.) (1995): Physische Geographie Deutschlands. – 559 S.; Gotha (Perthes).
- LIPPSTREU, L. (1995): Brandenburg. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands: 116-147; Berlin (Bornträger).
- MARCINEK, J. & NITZ, B. (1973): Das Tiefland der Deutschen Demokratischen Republik. – 288 S.; Gotha (Haack).
- MARCINEK, J. (1976): Das Wasser des Festlandes - Eine Einführung. – 224 S.; Leipzig (Haak).
- MARCINEK, J., SEIFFERT, S. & ZAUMSEIL, L. (1995): Zur Anlage des Gewässernetzes in Brandenburg. – Berichte zur deutschen Landeskunde, **69**: 205-228; Trier.
- SOLGER, F. (1959): Die Nuthe-Notte-Niederung. – Heimatkalender für den Kreis Zossen: 114-120; Berlin.
- VEB HYDROLOGIE BT TORGAU (Hrsg.) (1977): Hydrologischer Ergebnisbericht - Detailerkundung Groß Schulzendorf (Rangsdorfer See). – [unveröffentlicht].

9 Kartenverzeichnis

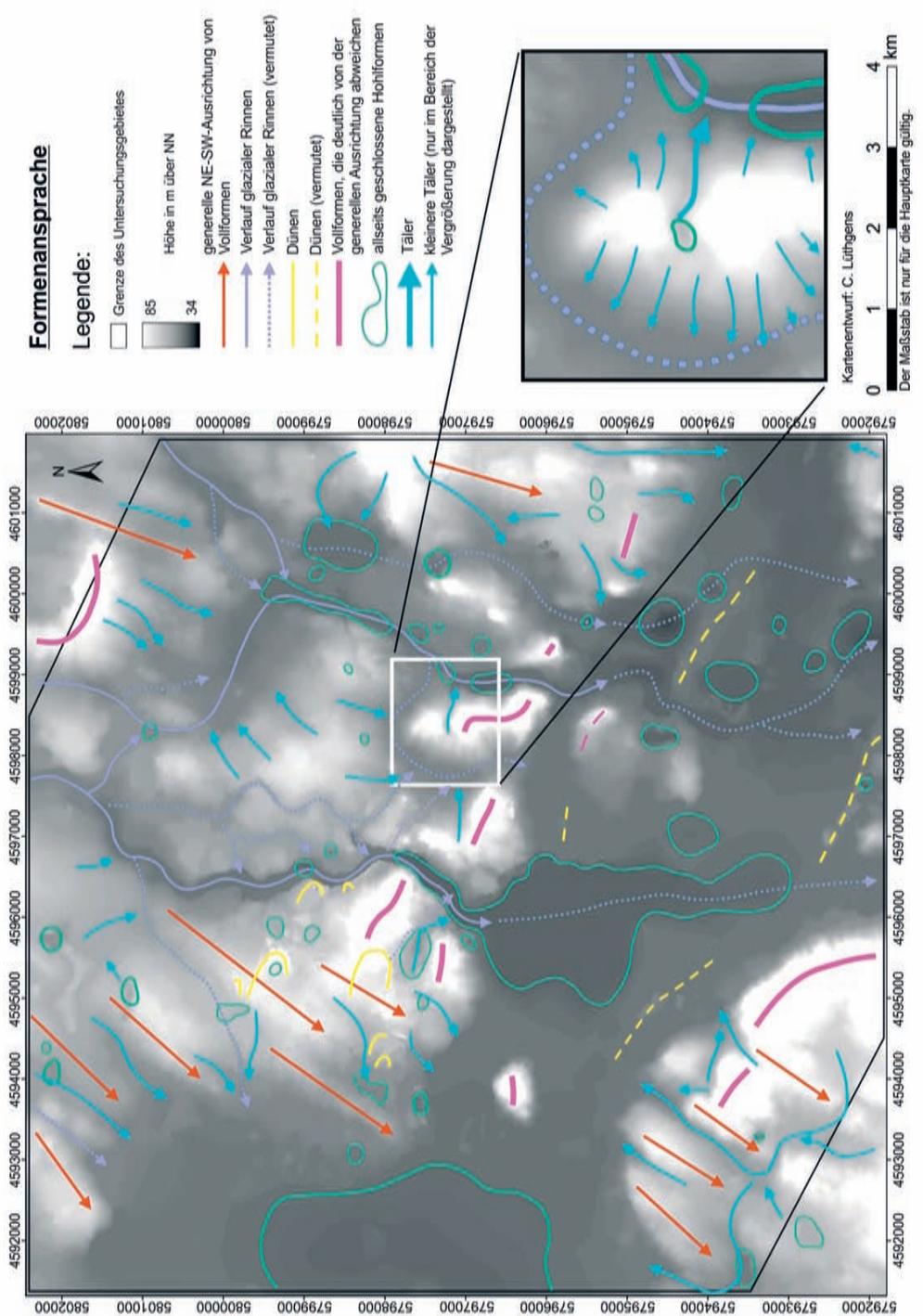
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover (Hrsg.): Geologische Übersichtskarte 1:200.000, Blatt CC 3942 Berlin, Ausgabe 1998, Hannover.
- Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25.000, Sect. Zossen (3746 Zossen), Ausgabe 1875, Berlin.
- Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25.000, Sect. Lichtenrade (3646 Blankenfelde), Ausgabe 1878, Berlin.
- Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (Hrsg.): Lithofazieskarten Quartär 1:50.000 (LKQ 50), Blatt 2167 Ludwigsfelde, 7 Einzelkarten, Ausgabe 1977, Kleinmachnow.
- Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (Hrsg.): Geologische Karte 1:50.000, Blatt 0908-2 Zossen, Ausgabe 1993, Kleinmachnow.
- Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg in Zusammenarbeit mit der Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz Berlin (Hrsg.): Geologische Übersichtskarte von Berlin und Umgebung 1:100.000, Ausgabe 1995, Kleinmachnow, Berlin.
- Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg in Zusammenarbeit mit dem Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1:300.000, Ausgabe 1997, Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Preußische Kartenaufnahme 1:25.000 Uraufnahme, Blatt 3746 Zossen, Ausgabe 1840 (Reprint), Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Preußische Kartenaufnahme 1:25.000 Uraufnahme, Blatt 3646 Blankenfelde, Ausgabe 1869 (Reprint), Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Preußische Kartenaufnahme 1:25.000 Uraufnahme, Blatt 3646 Blankenfelde, Ausgabe 1831 (Reprint), Potsdam.

- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Preußische Kartenaufnahme 1:25.000 Uraufnahme, Blatt 3746 Zossen, Ausgabe 1869 (Reprint), Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Topographische Karte 1:25.000, Blatt 3646 Blankenfelde, Ausgabe 1993, Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Topographische Karte 1:25.000, Blatt 3746 Zossen, Ausgabe 1994, Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Topographische Karte 1:10.000, Blatt 3746 NO Rangsdorf, Ausgabe 1994, Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Topographische Karte 1:10.000, Blatt 3646 SO Dahlewitz, Ausgabe 1993, Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Topographische Karte 1:10.000, Blatt 3646 SW Blankenfelde, Ausgabe 1993, Potsdam.
- (Nachdruck der Karten mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes Brandenburg, GB 34/07)



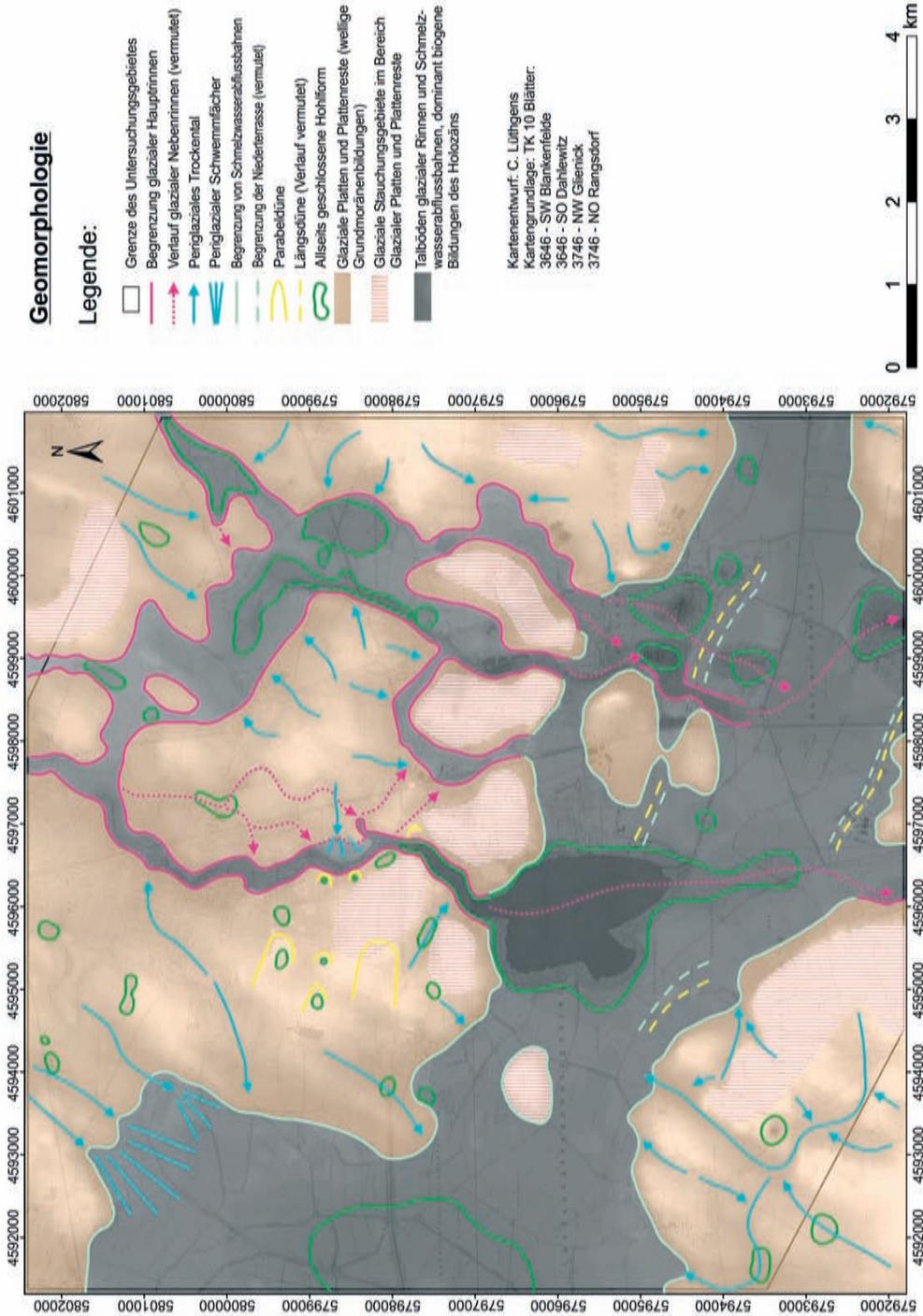
Karte 1: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes.

Map 1: Geological Map of the research area.



Karte 2: Formenansprache im Bereich des Untersuchungsgebietes.

Map 2: Landforms of the research area.



Karte 3: Geomorphologische Karte des Untersuchungsgebietes.

Map. 3: Geomorphological Map of the research area.

<i>Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal</i>	56/4	283–294	Hannover 2007
--	------	---------	---------------

Zur Struktur und Entstehung von Eiskeil–Großformen in Lieth/Elmshorn (Schleswig-Holstein)

ALF GRUBE^{*)}

Kurzfassung: Die oberflächennahen Ablagerungen des Perm und Quartär im Westteil der Liether Kalkgrube sind intensiv periglaziär überprägt. Drei annähernd parallel verlaufende, bis zu mehr als 3 m tiefe und 0,5 m breite Eiskeil-Pseudomorphosen sind aufgrund der Ausbildung in den Zechstein-Aschen und -Kalken, der ungewöhnlichen Größe und der Vergesellschaftung mehrerer ähnlich großer Strukturen von besonderer Bedeutung. Ihre Entstehung lässt sich mit den spezifischen Standortfaktoren erklären. Eine feinkörnige Beschaffenheit des Wirtsgesteines bot gute Voraussetzungen für eine intensivere Frostwirkung, ebenso wie die Exposition der Zechstein-Aschen mit geringer Quartärbedeckung. Eine ungewöhnlich große mechanische Festigkeit der Zechstein-Aschen im Vergleich zu typischen norddeutschen Lockergesteinen begünstigte die Entstehung größerer Strukturen. Die Vergesellschaftung, die ähnliche Dimensionierung und ähnliche Orientierung der drei großen Eiskeile deuten auf einen Zusammenhang mit einer salinartektonischen Vorzeichnung hin. Die sedimentologisch-tektonische Struktur der halokinetisch überformten Zechstein-Ablagerungen bestimmte die äußere Geometrie der Eiskeile maßgeblich mit. Bei der Füllung hinsichtlich Struktur, Mächtigkeit der einzelnen Füllungsabschnitte, Bodenart und -farbe deuten sich zwei unterschiedliche Bildungsphasen an. Offenbar erfolgte bei zwei Strukturen eine randliche, einseitige Öffnung und Verfüllung. Die Strukturen stellen möglicherweise prä-weichselkaltzeitliche Bildungen dar.

[Structure and development of ice-wedge pseudomorphs in the Lieth lime quarry/Elmshorn (Schleswig-Holstein)]

Abstract: The deposits near the surface of the Permian and Quarternary in the western part of the “Lieth lime quarry” have been intensively periglacially modified. Three ice-wedge pseudomorphs, which run approximately parallel, are 0.5 m wide and reach a depth of more than 3 meters. These features are of particular importance to periglacial science due to their setting in Zechstein-ashes and -limestones, their unusual size and their spatial relationship to several similarly large structures. Their development can be explained by geological factors. The fine-grained calcareous rocks, within which the wedges are developed, offer good conditions for intensive frost action, in a similar fashion to the exposed Zechstein rocks with their shallow overburden of quaternary material. An unusually large mechanical strength of the surrounding ashes compared with sedimentary rocks elsewhere in northern Germany favoured the emergence of larger structures. Spatial relationships, similar dimensions and orientation of the three large ice wedge pseudomorphs point to a connection with salt-tectonic structures. The structure of the latter had a considerable impact on the overall geometry of the ice wedges. Field relationships between structure, thickness, soil type and colour of individual fill units suggests two different phases of formation: A one-sided opening and backfilling appears to have taken place within two structures. The likely age of the reported structures possibly pre-dates the Weichselian glaciation.

Keywords: ice-wedge, periglacial, karst formation, salt tectonics

^{*)}Anschrift des Verfassers: Dr. A. GRUBE, Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Abt. Geologie und Boden, Dezernat Geologie, Hamburger Chaussee 25, 24220 Flintbek. email: agrube@lanu.landsh.de

1 Einleitung

Der Aufschluss Liether Kalkgrube befindet sich im Geestbereich auf dem Rundhorst Elmshorn, einem doppelsalinaren Salzdiapir im Südwesten Schleswig-Holsteins (Abb. 1). Die Oberfläche der Salzstockgesteine (Oberrotliegend und Zechstein) ist generell stark reliefiert, sie ist durch differentielle Salzstockhebung, Salinartektonik i. e. S., Verkarstung sowie durch glazigene und periglaziäre Prozesse geprägt

worden (GRUBE 1997). Das meist geringmächtige Deckgebirge besteht überwiegend aus quartären Ablagerungen. Tertiäre Sedimente finden sich nur lokal als Füllungen in subrosiv gebildeten Hohlformen.

Im Mai 2005 wurden bei der Erstellung eines Schurfes im Westteil der Liether Kalkgrube quartäre Ablagerungen im Hangenden von Zechsteinablagerungen angetroffen. Die oberflächennahen permischen und quartären Ablagerungen sind intensiv periglaziär überprägt.



Abb. 1: Lageplan des Schurfes am Westrand der Liether Kalkgrube mit Verlauf der drei Eiskeile. Gestrichelte Linien zeigen Störungen nach F. GRUBE (1957), MENKE (1975) und VOLLMER (1988).

Fig. 1: Location of the cut at the western end of the Lieth quarry with the three ice wedges. Dashed lines show faults after F. GRUBE (1957), MENKE (1975) and VOLLMER (1988).

Von besonderer Bedeutung sind drei annähernd parallel verlaufende, bis zu mehr als 3 Meter tiefe und 0,5 m breite Eiskeilpseudomorphosen, die die anstehenden Zechstein-Ablagerungen durchschlagen. Aufgrund ihrer Größe und ihrer spezifischen Struktur sind diese von überregionaler Bedeutung. Die im Schurf aufgeschlossenen Sedimente und Strukturen wurden hinsichtlich ihrer Verteilung, ihrer petrographischen Zusammensetzung, ihrer Genese und ihres Alters charakterisiert. Hierbei lag ein Schwerpunkt auf den ungewöhnlichen Eiskeil-Pseudomorphosen. Im Folgenden werden die Begriffe Eiskeil-Pseudomorphose und Eiskeil synonym verwendet. Entsprechend ihrer Lage wird bei den drei aufgeschlossenen Eiskeilen von südlichem, mittlerem und nördlichem Eiskeil gesprochen.

2 Übersicht der aufgeschlossenen Schichtenfolge im Schurf

Die untersuchte Schichtenfolge liegt im Bereich einer lokalen Perm-Aufragung. Diese taucht zu den Seiten unter Ablagerungen der Elster- und der Saale-Kaltzeit (Till der älteren Saale-Kaltzeit) ab, die wiederum flächenhaft von Flugsanden überlagert werden. Die Geländehöhe im Bereich des Schurfes liegt zwischen ca. +10,5 und +12 m NN. Die Kuppenposition mit verringerten Quartär-Mächtigkeiten von Dezimetern bis zu wenigen Metern konnte durch Sondierbohrungen flächenhaft nachgewiesen werden. Bei den angetroffenen Zechstein-Ablagerungen dominieren Kalk-Aschen. Diese können als sekundäre chemische Ausfällung der kalkreichen Schichtglieder des Zechsteins angesehen werden (MENKE et al. 1984). Die Kalk-Aschen wurden in den vergangenen Jahrzehnten für die Herstellung von Düngekalken verwendet. Zum Liegenden hin nimmt der Anteil von Kalksteinen und Stinkschiefern, die teilweise breccios auftreten, zu.

Die Zechstein-Aschen sind vorwiegend schluffig zusammengesetzt, lokal treten auch tonige Bereiche auf (n=7; Mittelwerte: 65 % Schluff, 24 % Sand, 7 % Ton und 3 % Kies). Bei Vernachlässigung zweier verhältnismä-

ßig sandiger Proben steigt der Mittelwert des Schluffanteils auf ca. 75 %. Mit ebenfalls 75 % dominierte der Feinsandanteil deutlich an der Sand-Gesamtfraction. Die Zechstein-Aschen sind grau bis dunkelgrau gefärbt. Insgesamt sind vielfach Zechsteinkalke und Stinkschiefer mit fließenden Übergängen in die Zechstein-Aschen eingeschaltet. Lokal finden sich auch Einsprenglinge von Gips bzw. Marienglas. Calcit (CaCO_3) und – untergeordnet – Dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) sind die deutlich vorherrschenden Mineralphasen in den Zechstein-Aschen (freundliche schriftl. Mitt. Ludwig, Min.-Petrog. Inst. Univ. Hamburg).

Bestimmungen des Porenanteils (n) aus 11 ungestörten Proben erbrachten Werte zwischen 37 und 46,3 % mit einem Mittelwert von 40,2 %. Der Wassergehalt (w) lag im Durchschnitt bei 18,4 %. Der Mittelwert der Korndichte (ρ_s) aus 14 Proben lag bei 2,73 g/cm³. Die aus einaxialen Versuchen ermittelten Druckfestigkeiten (q_u) liegen für 4 Proben im Schurf bei einem Mittelwert von 115 kN/m². Flügelsondierungen im Aufschluss ergaben um ca. 10 bis 20% höhere horizontale als vertikale Messergebnisse. Zechsteinkalke und Stinkschiefer treten massiv südlich und nördlich der Eiskeile auf, wo sie teilweise die Oberfläche der Perm-Ablagerungen bilden (vgl. Abb. 2). Die intensive salinartektonisch bedingte Verstellung, die alle Zechsteinablagerungen betrifft, wird in den kompetenten Zechstein-Kalken deutlich. VOLLMER (1988) ermittelte im Westen der Liether Kalkgrube eine generelle NW-SE-Orientierung von Schichtflächen, Längsklüften, Störungen, Falten und Schuppen. Die Einmessung der im Schurf sichtbaren Verwerfungen passt in dieses Bild.

Die quartären Ablagerungen im Schurf erreichen (außerhalb der drei großen Eiskeile) Mächtigkeiten von bis zu ca. 3,5 m. Die maximale Mächtigkeit wird in einer kleinräumigen Hohlform erreicht, deren Flanken steil und deren Basis uneben ist. Diese Hohlform ist mit einem Till-ähnlichen Sediment verfüllt, welches vorwiegend Perm-Gesteine enthält. Örtlich tritt ein braunrot gefärbter Lokal-Till auf, der äußerlich dem Esing-Till (vgl. VINX et al. 1997)

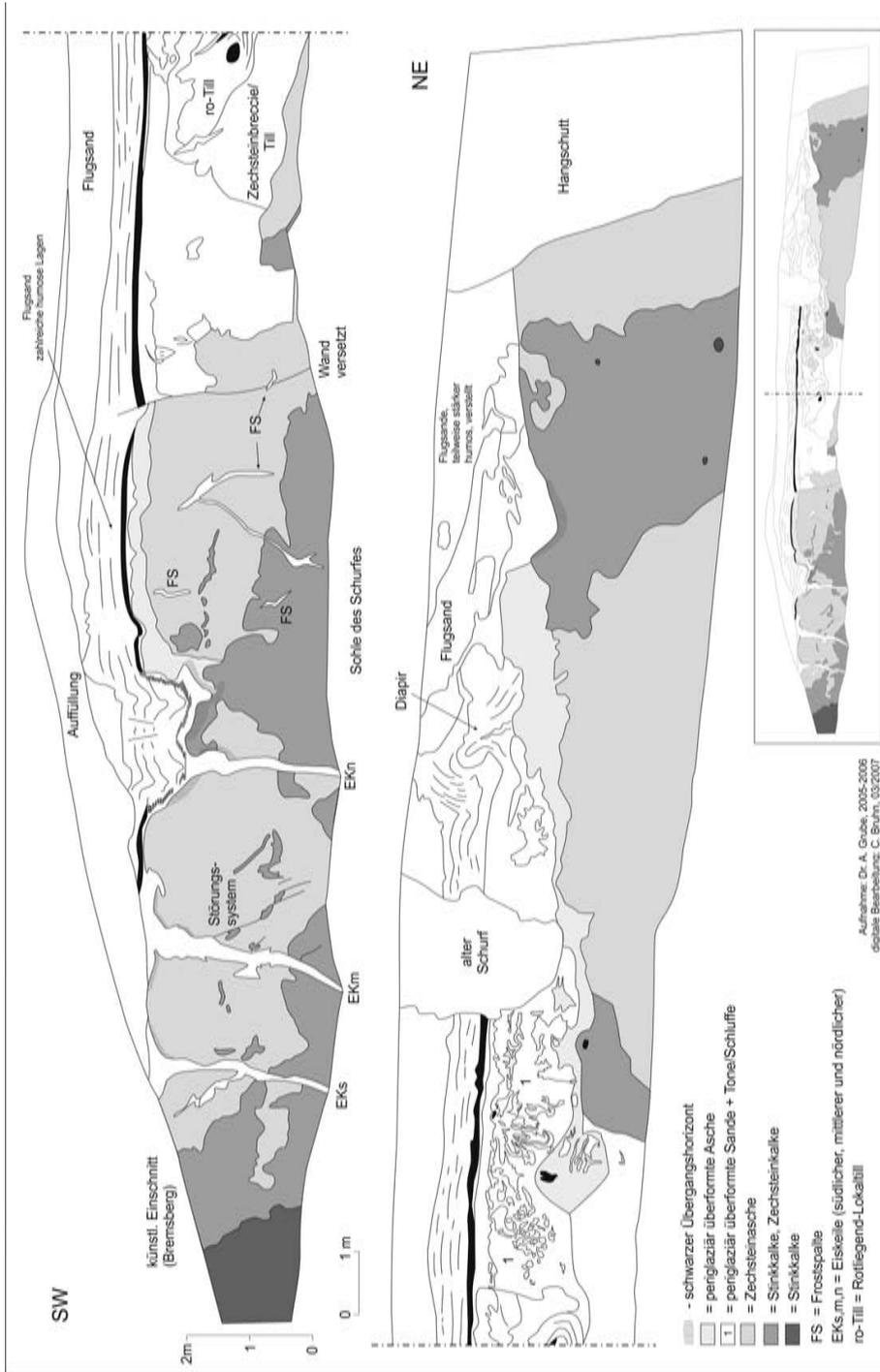


Abb. 2: Übersichtsabbildung der im Schurf aufgeschlossenen Strukturen und Ablagerungen.

Fig. 2: General view of structures and sediments exposed in the cut.

gleich. Der Till enthält viel Zechstein- sowie Rotliegend-Material. Er ist erwartungsgemäß ausgesprochen kalkreich. Teilweise treten in der Hohlform Wechsellagerungen zwischen hellen Sanden und dunkelgrau gefärbten Schluffen auf, letztere sowie die oberen Bereiche des Till-ähnlichen Sedimentes sind intensiv periglaziär verbrodelt. Eine periglaziäre Überprägung ist auch durch zahlreiche steilgestellte Geschiebe gut zu erkennen. Dunkle Horizonte in den „Verwürgungen“ bzw. Brodelböden sind vorwiegend aus Zechsteinmaterial aufgebaut. Geschiebe bis zu 0,35 m sind an der Oberkante der Kryoturbations-Schicht bzw. an der Unterseite der hangenden „Sand-Pakete“ zu finden. Im Hangenden des gesamten Schurfes (einschließlich des Bereiches mit Eiskeilen) treten ca. 1,0 m mächtige, in der unteren Hälfte deutlich geschichtete, fein- und mittelsandige Flugsande auf. Diese sind bei unmittelbarer Auflagerung auf den kryoturbaten Ablagerungen teilweise in die periglaziäre Überprägung einbezogen, z. B. durch zapfenförmige Einsenkungen. Im nordöstlichen Bereich des Schurfes sind die Verstellungen besonders stark. Die Basis der geschichteten Fein- und Mittelsande bildet oft ein ca. 0,1 m mächtiger dunkelbrauner, stärker humoser Horizont. Dieser kann nach pollenanalytischen Bestimmungen von Dr. habil. H. Usinger (Kiel) in das Meiendorf gestellt werden. Nach USINGER (2007) fehlen Wärme liebende Gehölze in diesem Horizont vollständig, ein Sanddornwert von annähernd 25% (bezogen auf die Landpflanzenpollensumme) weist auf das Meiendorf-Interstadial hin. Er entspricht dem „Hippophaë-Horizont“ von MENKE (in BOKELMANN et al. 1983) in einer benachbarten archäologischen Grabung. Im Hangenden wechseln hellgraue Sande mit geringmächtigen dunkelbraunen, stärker humosen Lagen ab. Den Abschluss bilden weitgehend ungeschichtete, beige-farbene Fein- und Mittelsande.

Im nordöstlichen Bereich des Schurfes ist ein größerer Diapir bzw. eine gekippte Falte vorhanden, die die hangenden geschichteten Flugsande verstellt hat. Der Diapir enthält vorwiegend schluffig-sandiges Material, es

kommen auch kleine Schuppen von Ton vor. Er ist auf der oberen Seite durch zwei grabenartige Einbrüche zerteilt. Der Diapir wird hier als periglaziäre Bildung angesehen (vgl. HAMMEN & MAARLEVELD 1952; DÜCKER 1954). Östlich des Diapirs setzt eine Hohlform ein, die durch eine wechselhafte Folge von Sanden und humosen Abschnitten gekennzeichnet ist und vermutlich durch Abbauaktivitäten überformt ist.

Im hangenden Abschnitt des nördlichen Eiskeils ist ein Bereich von ca. 1,2 x 2 m grabenförmig eingebrochen (Abb. 3). Diese Form geht in einen westlich angrenzenden, vermutlich im Rahmen des Kalkascheabbaus angelegten, ehemaligen Schurf über, der im Frühjahr 2007 sichtbar wurde. Die breitere Ausbildung des Mündungshalses des Eiskeils ist offenbar subrosiv überprägt. Der Eiskeil ist im Bereich einer bis kurz unter die Erdoberfläche aufragenden Kalksteinauftragung ausgebildet.

Die Zechsteinablagerungen im Schurf sind vielfach durch Frostspalten zerschlagen, die meist nur wenige Zentimeter breit sind. Diese



Abb. 3: Top des nördlichen Eiskeils (Zollstockende = 0,2 m als Maßstab); vermutlich durch Subrosion verstellte Flugsande. Am Übergang zu den Zechstein-Aschen tritt ein mächtiger schwarzer Horizont auf (Pfeil).

Fig. 3: Top of the northern ice wedge (rule = 0,2 m as scale); dislocated drift sands. At the transition to the Zechstein-ashes a thick black layer occurs (arrow).

Frostspalten reichen – wenn sie unabhängig von den drei großen Eiskeilen auftreten – bis zu ca. 1,5 m unter die Erdoberfläche. Teilweise deutet sich dabei eine Orientierung an vorhandenen Störungen an. Die Füllung besteht meist aus hellgrauen bis gelblichen Fein- und Mittelsanden, die erwartungsgemäß kalkreich sind. Im Bereich der massiven schwarzen Kalksteine bzw. Stinkschiefer, unmittelbar benachbart zum südlichen Eiskeil, zeigen sich unregelmäßig eingelagerte quartäre, gelbliche Sande. Diese dürften periglaziär eingetragen worden sein, vermutlich durch eine Art Eis-linsen-Wachstum. Auffälligste Erscheinungen der periglaziären Überprägung sind drei große Eiskeile.

3 Feldbefunde

3.1 Position, Form und Füllung der Eiskeile

Die drei großen Eiskeile liegen angenähert parallel zueinander. Der südliche und der mittlere Eiskeil verlaufen, bei einer leichten Neigung von 5 bis 10° nach Süden, annähernd gleichsinnig, der nördliche dagegen ist senkrecht orientiert. Der mittlere Eiskeil ist der größte. Die Breite erreicht maximal ca. 0,5 Meter (vgl. Abb. 4 und 6). Die Eiskeile sind noch bis zu mehr als 0,2 m breit an der Basis des aufgeschlossenen Bereiches, d. h. sie dürften sich noch mehrere Meter unter die derzeitige Grubensohle hin fortsetzen. Alle drei Strukturen sind nicht typisch langgestreckt-keilförmig geformt wie viele Eiskeile in Norddeutschland, sondern, im Verhältnis zu ihrer Tiefe, verhältnismäßig schmal und unregelmäßig in ihrer Gestalt. Der mittlere Eiskeil zeigt im Fußbereich eine Aufteilung in einen Haupt- und einen Nebenstrang (Abb. 4). Vielfach treten hakenförmige Absätze auf. Die seitlichen, eckig gestalteten Flanken der Eiskeile finden sich teilweise in direkter Fortsetzung vorhandener Störungen in den Zechstein-Ablagerungen.

Die Orientierung der drei Eiskeile in der Fläche konnte anhand der östlichen Fortsetzung der Eiskeile nach Ost-Südost an der Sohle des Schurfes (vgl. Abb. 1 und 5) sowie an-

hand einer kleineren Aufgrabung einige Meter westlich der aufgeschlossenen Wand mit etwas mehr als ca. 100° festgestellt werden. Dieses passt zu der von VOLLMER (1988) und älteren Bearbeitern ermittelten generellen NW–SE-Orientierung von Schichtflächen, Längsklüften, Störungen, Falten und Schuppen in der Liether Kalkgrube.

Die Eiskeile sind vorwiegend durch eine sandig-feinkörnige Füllung gekennzeichnet, wobei der Anteil schluffigen Materials nach unten hin zunimmt. Der mittlere Eiskeil ist generell durch einen höheren Sandanteil charakterisiert. Die sandigen Bereiche zeigen im Durchschnitt 86 % Sand, 11 % Ton und Schluff sowie 2 % Kies. Teilweise ist in Abschnitten der Eisspalten ein „coarsening upwards“, von Schluff zu Mittelsand, zu erkennen, z. B. im südlichen und mittleren Eiskeil (Mitte). Die Breite der einzelnen breiteren Verfüllungseinheiten variiert von wenigen Zentimetern bis zu ca. 15 cm, ihre Länge erreicht häufig mehrere Dezimeter. Im oberen Teil des linken und mittleren Eiskeils treten bevorzugt hellgraue Sande auf; sonst sind beigefarbene, braune und dunkelbraune Sande dominierend. Die die Eiskeile ausfüllenden Sedimente sind grundsätzlich weit gestuft. Dabei sind die Füllungen meist verhältnismäßig lang, häufig erreichen sie 0,5 m und mehr. Im nördlichen Eiskeil findet sich ein zentrales dunkles, feinkörniges Band, welches fast über den gesamten aufgeschlossenen vertikalen Abschnitt verläuft.

Im unteren Teil sind alle drei Eiskeile zu einem größeren Anteil mit feinsandigem bis schluffigem Material gefüllt. Im südlichen und mittleren Eiskeil treten diese bindigeren Ablagerungen an den Flanken, in allen drei Eiskeilen im unteren aufgeschlossenen Bereich flächenhaft auf. Die bindigen Ablagerungen sind nur in wenigen Bereichen leicht Humus-führend. Die Verteilung und Größe der Kalkgehalte sind unregelmäßig. Der Kalkgehalt liegt bei durchschnittlich 1,4 %. Die quartären Sande sind meist kalkfrei. Die bindigen quartären Füllungsbereiche sind dagegen i. d. R. stark kalkhaltig, maßgeblich durch aufgearbeitetes Zechsteinmaterial. Teile des insgesamt durch

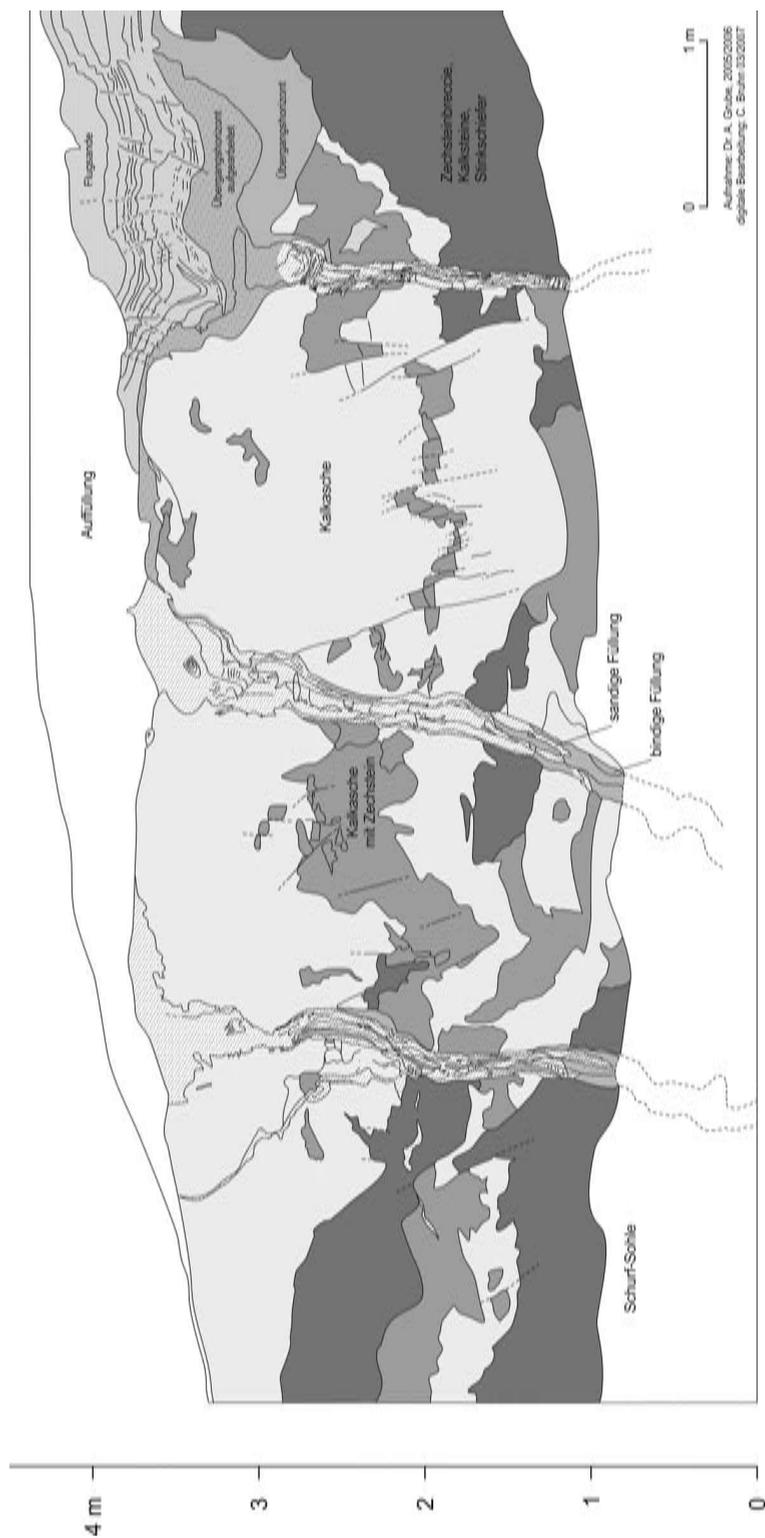


Abb. 4: Profilschnitt des Schurfes entlang der drei Eiskeile.

Fig. 4: Section along the cut with ice wedges.



Abb. 5: Aufsicht auf die Fortsetzung des südlichen (rechts) und mittleren Eiskeils in die Fläche nach Ost-Südost (liegender Spaten als Maßstab). Erkennbar sind die unregelmäßige Breite der Strukturen sowie deren seitliche Verästelungen.

Fig. 5: Areal view on the southern (right) and middle ice wedge to the east-southeast (spade for scale). Visible are the irregular width of the structures and the lateral treeing.



Abb. 6: Parallel-schichtiger Aufbau des mittleren Teils des südlichen Eiskeils. Eine vertikalsymmetrische Füllung fehlt.

Fig. 6: Parallel layering of the middle part of the southern ice wedge. A vertical symmetric filling is missing.

einen höheren Sandanteil charakterisierten mittleren Eiskeils sind generell kalkärmer. Lokal treten in den Eiskeilen Zechsteinschlieren, Zechsteingerölle und -schollen auf. Diese können teilweise Durchmesser bzw. Längen von einigen Dezimetern erreichen (vgl. Abb. 6). Die Füllungen sind verhältnismäßig arm an Makrofossilien. Es treten jedoch z. B. Schneckenreste (im mittleren Eiskeil) von *Turitella tricarinata* (Obermiozän, Oberes Langenfeldium / Gramium; Bestimmung Dr. K. Gürs 03.01.2006) auf. Diese stammen vermutlich aus den Pinneberger Schichten, die ehemals flächenhaft im Bereich verbreitet gewesen sein dürften.

Charakteristische rotbraune bis braune, lokal auch schwarze Verfärbungen treten durch Eisen- und Mangan-Ausfällungen in allen drei Eiskeilen auf. Sie kommen bevorzugt in den Randbereichen zur benachbarten Zechsteinasche, den Stauwasserbereichen (bei Abknicken der Strukturen und Unterlagerung durch Zechsteinasche) und in den unteren, feinkörnigeren Abschnitten der Eiskeile vor. Auch die benachbarten schmalen Eisspalten zeigen vielfach Eisen-Ausfällungen.

3.2 Kontaktbereich der Eiskeile zum umgebenden Gestein

Die Oberfläche der Zechstein-Aschen einschließlich der benachbarten Zechsteinablagerungen (Zechsteinkalke usw.) bildet im Bereich der Eiskeile sowie im nördlich benachbarten Abschnitt des Schurfes eine unregelmäßige Aufragung. Dabei ist die Mächtigkeit der quartären Auflagerung über der Zechsteinasche gering. Auffällig ist eine schwarze und kalkfreie, tonige Reaktionszone am Übergangsbereich zwischen den chemisch sauer reagierenden Sanden und den alkalischen Zechstein-Aschen. Muskovit und Mikroklin (untergeordnet Quarz) sind die vorherrschenden Mineralphasen in diesem Horizont (Mitt. Hr. Ludwig), der seine größte Mächtigkeit mit ca. 0,3 m im Bereich des subrosiv überformten nördlichen Eiskeils erreicht. In den anderen beiden Eiskeilen ist er nur ca. 1-2 cm mächtig. Ein entsprechendes Band tritt in geringer Mächtigkeit auch

im nördlichsten Bereich des Schurfes auf, wo eine flache Einsenkung in der Zechsteinasche vorhanden ist. Der Horizont fehlt an den Überhängen, kommt also nur bei einem stärkeren Durchtritt von Sickerwasser aus den Sanden in die Zechsteinasche bzw. bei einer entsprechenden Stauwasserbildung auf den Zechstein-Aschen vor. In einem Streifen von bis zu wenigen Dezimetern von den Eiskeilfüllungen entfernt treten auch in den Zechstein-Aschen Farbveränderungen auf. Die Kalk-Aschen sind in diesen Bereichen etwas aufgehellt (grau statt dunkelgrau), teilweise durch Eisenoxide auch rötlichbraun verfärbt.

3.3 Periglaziäre Überprägung der Eiskeile

Die Eiskeile zeigen, vorwiegend im obersten verbreiterten Abschnitt, eine deutliche periglaziäre Überprägung. Es finden sich Verlaufsstrukturen ähnlich Brodelböden, taschenartige Strukturen sowie diapirartige Verstellungen der angrenzenden Zechsteinasche. Im mittleren und rechten Eiskeil sind vorwiegend die oberen ca. 0,8 m im breitesten angeschnittenen Abschnitt kryoturbat überprägt. Unterhalb treten nur in Teilbereichen kryoturbationsartige Verstellungen auf. Erwartungsgemäß sind auch in den Eiskeilen benachbarten Zechstein-Aschen Kryoturbations-Erscheinungen zu beobachten.

4 Interpretation

Die hier diskutierten Strukturen werden aufgrund der Füllung mit heterogenen quartären Ablagerungen als Eiskeile gedeutet und nicht als salinartektonisch bedingte Bildungen, ältere Trockenrisse o. ä. Hierfür sprechen u. a. die Füllung und die intensive Verzahnung der Strukturen mit benachbarten Frostspalten- und -rissen. Eiskeile bilden sich bei niedrigen Temperaturen, wenn sich Kontraktionsrisse im Sediment bilden. Das Ausmaß dieser Rissbildung hängt vom Wirtsgestein, von der Exposition und der Einwirkungsdauer des Frostes ab. Der Prozess läuft zeitweise mehrphasig ab, in dem beim Auftauen Sedimentmaterial eingetragen wird. Dieser Transport kann fluvial, durch

Rutschung oder äolisch erfolgen. Das Tauwasser kann erneut frieren und zu einer Erweiterung der Spalte führen.

Die Eiskeile in Lieth sind nicht im Sinne von BLUME et al. (1979) unter kaltem Klima im direkten Randbereich des Inlandeises (schneefrei und extrem trocken bedingt durch Fallwinde des Eises) als reine Kontraktionsrisse gebildet worden, die anschließend ausschließlich mit Flugsand verfüllt wurden. Ihre Füllungen sowohl hinsichtlich der Körnung, d. h. bindige Anteile besonders im unteren Teil sowie auftretende größere Zechsteingerölle, als auch der Sedimentstruktur (teilweise einseitiges Aufreißen) deuten vielmehr auf eine Eiskeilbildung hin.

Bei der Bildung der beschriebenen Eiskeile haben die besonderen Standortfaktoren eine Rolle gespielt. Das Alter der Eiskeilbildungen bleibt unklar. Wenngleich eine Bildung während der Weichsel-Kaltzeit aufgrund der geringmächtigen Überlagerung mit Flugsanden nahe liegt, ist auch eine möglicherweise erheblich frühere Bildung denkbar. Für eine ältere Bildung sprechen u. a. die bindigen Sedimente im unteren Bereich der Eiskeile und die Anteile von Tertiär-Material. Anhand des Fossilgehaltes ist eine Aufarbeitung von miozänem Material nachweisbar. Diese Aufarbeitung weist ggf. auf ein höheres als weichsel-kaltzeitliches Alter der Eiskeile hin, da heute tertiäre Ablagerungen in der Umgebung fehlen. Das geologische Umfeld mit vorherrschenden Ablagerungen der Elster- und der Saale-Kaltzeit stützt diese Auffassung. Der schwarze Reaktionshorizont könnte ein weiterer Hinweis auf ein höheres Alter sein, da entsprechende mineralogische Verwitterungsreaktionen längere Zeit beanspruchen.

Die geringe Mächtigkeit quartärer Ablagerungen über der Zechsteinasche hat vermutlich bei der Entstehung der massiven Eiskeile eine große Rolle gespielt. Die während der Bildung der Eiskeile weitgehend freiliegende Auftragung der Zechstein-Aschen ermöglichte eine ungestörte Frosteinwirkung, die die Ausbildung großer Eiskeile förderte. Die ungewöhnliche Größe der Eiskeile dürfte maßgeblich mit den spezifischen bodenmechanischen Eigenschaften des durchschlagenen Zechsteinmaterials in

Zusammenhang stehen. Die Zechstein-Aschen sind verhältnismäßig gleichmäßig zu ca. 90 % aus Ton, Schluff und Feinsand zusammengesetzt. Die notwendigen Temperaturen zur Bildung von Eiskeilen sind in feinkörnigem oder organischem Material generell geringer anzusetzen als in rolligem Material. So wird von ROMANOVSKY (1985) ein mindestens zu erreichender Temperaturwert von -2°C für Schluffe angegeben, im Vergleich zu $-5,5^{\circ}\text{C}$ bei Sanden und Kiesen (vgl. DIN 18196). Die Kalk-Aschen des Zechsteins mit ihrem weit dominierenden Anteil der Schluff-Fraktion boten somit gute Voraussetzungen für eine längere Bildung von Eiskeilen.

Die ermittelten einaxialen Druckfestigkeitswerte in den Zechstein-Aschen sind als verhältnismäßig hoch anzusehen. Die hohe Festigkeit dürfte die mechanische Zerstörung der Zechsteinablagerungen erheblich begünstigt haben. Die gemessenen horizontalen Druckfestigkeiten (Flügelsonde) liegen um ca. 10 bis 20 % über den vertikalen, wenngleich eine primäre Schichtung in den Zechstein-Aschen makroskopisch nur lokal zu erkennen ist. Die Kalke des Zechsteins stehen bezüglich ihrer Druckfestigkeitswerte am Übergang zum Festgestein und wurden daher hier nicht näher untersucht. Eine wichtige Rolle dürften das relativ große Porenvolumen und der erhöhte Wassergehalt der Zechstein-Aschen spielen. Nach herrschender Lehrmeinung findet die Eiskeilbildung vorwiegend in „nassen“ Regionen wie Deltas, Senken usw. statt (WASHBURN 1979). Die feinkörnige Ausbildung des Wirtsgesteins mit entsprechendem Wasserhaltevermögen in Verbindung mit der Lage der Eiskeile im Bereich der morphologischen Aufragung der Zechstein-Aschen, die einen bevorzugten Eingriff von Frost ermöglichten, begünstigten die Bildung großer Eis-Strukturen.

Der Grund für die Unregelmäßigkeit des vertikalen Gesamtverlaufs der Eiskeile sowie ihre hakenförmigen Versätze sind überwiegend auf die salinartektonisch bedingte Struktur des durchschlagenen Zechstein-Materials (Asche und Zechsteinkalke) zurückzuführen. Absätze bzw. Versätze folgen in ihrer Orientierung

häufig auch Schichtungsfugen, die deutliche Inhomogenitäten darstellen (vgl. Abb. 7). Ein größerer fluviatiler Einfluss ist dagegen bei der Formung der Eiskeilumrisse nicht zu erkennen. An den Flanken der Eiskeile treten hakenförmige Absätze auf, an deren Enden sich kleinere Frostspalten in das benachbarte Zechsteinmaterial fortsetzen.

Die Vergesellschaftung, die ähnliche Dimensionierung sowie die ähnliche Orientierung der drei großen Eiskeile zeigen einen Zusammenhang der lateralen äußeren Gestalt der Eiskeile mit salinartektonischen Vorzeichnungen (besonders südlicher und nördlicher Eiskeil). Beide Strukturen sind im Randbereich der Breccien-Aufragungen „durchgeschlagen“. Bei dem mittleren Eiskeil ist kein Zusammenhang mit kompetenten Zechsteinablagerungen zu erkennen. Die Fortsetzung der Eiskeile in



Abb. 7: Mittlerer Eiskeil während der Abgrabung; zentral Schollen von Zechsteinasche in pleistozäner Eiskeilfüllung; links unten im Bild Einschaltungen von Zechsteinkalken in der Kalkasche.

Fig. 7: Middle ice wedge during excavation; rafts of Zechstein ashes in pleistocene filling; Zechstein limestones incorporated in the ashes to the left.

der Fläche mit verhältnismäßig geradliniger Orientierung ist ebenfalls ein Hinweis auf die Bindung an vorhandene Strukturen.

Das Sediment der Eiskeilfüllungen ist quartären Alters. Die Zusammensetzung des Ausgangsmaterials ist sehr variabel. In der Anfangsphase der Verfüllung der aufgeschlossenen Eiskeilbereiche wurde verstärkt bindigeres Material eingetragen. Der untere Teil der Eiskeile ist nicht nur generell feinkörniger, sondern auch insgesamt heterogener zusammengesetzt. Hier tritt zudem vermehrt horizontale Schichtung auf; ggf. sind somit zwei wesentliche unterschiedliche Bildungsphasen angedeutet.

Alle Strukturen zeigen – in den unteren, nicht durch Kryoturbation beeinflussten Bereichen – eine „mehrphasige“ Verfüllung durch parallele, mehr oder weniger senkrecht stehende Sedimentlagen an (vgl. Abb. 6). Die Spaltenfüllungen sind beim südlichen und mittleren Eiskeil überwiegend nicht parallel-symmetrisch gestaltet, vielmehr sind einseitig-singuläre Füllungseinheiten ausgebildet. Folglich kann davon ausgegangen werden, dass kein zentrales Aufreißen dieser Spalten erfolgt ist. Vielmehr erfolgte offenbar überwiegend eine randliche, einseitige Öffnung und Verfüllung. Beim nördlichen Eiskeil ist – zumindest im oberen Teil – ein zentrales Aufreißen dieses vertikal orientierten bzw. nicht geneigten Eiskeils zu erkennen. Die eher einheitliche Verfüllung einer Spalte in Bezug auf das Sediment sowie die verhältnismäßig große Längserstreckung der einzelnen Füllungseinheiten von oft mehr als 0,5 m spricht für eine schnelle Verfüllung der ehemaligen Spalten. Horizontalgeschichtete Füllungen treten in den Hintergrund, was ebenfalls für eine schnelle Verfüllung spricht.

Es treten in unterschiedlichem Maße fein verteilte Beimengungen von Zechstein-Ablagerungen auf. Die auftretenden Zechsteinschlieren, Zechsteingerölle und -schollen in den Eiskeilen sind in unterschiedlicher Weise zu interpretieren. Schlieren und Zechsteingerölle sind durch Aufarbeitung von Zechsteinablagerungen in der Umgebung der Eiskeile eingetragen worden. Größere Zechsteingerölle und -schollen dürften sowohl bei Öffnung der Eisspalten als

auch bei deren Wiederverfüllung von den Wänden bzw. Überhängen abgerissen sein.

5 Danksagungen

Herrn Hartmut Usinger (Kiel) sei für die palynologische Datierung, Herrn Roland Vinx und Herrn J. Ludwig vom Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Hamburg für die röntgenanalytischen Bestimmungen gedankt. Herrn Hans-Joachim Wohlenberg von der Kulturgemeinschaft Tornesch, Frau Kaczirek und Herrn Neumann (beide L.-A. f. Straßenbau), Karl Gürs, Helmut Lange und Heinz Nebendahl (alle LANU) danke ich für die Durchführung bzw. Unterstützung bei Labor- und Feldarbeiten. Herr Rolf Hübner (Wedel) förderte die Arbeiten durch eine hochwertige Photo-Dokumentation. Herrn Christian Schlichter (Bern) danke ich für konstruktive Anmerkungen zum Manuskript. Sven Lukas (London) sei für die Korrektur des Abstracts gedankt.

6 Literatur

- BLUME, H.-P., HOFFMANN, R. & PACHUR, H.-J. (1979): Periglaziäre Steinring- und Frostkeilbildungen norddeutscher Parabraunerden. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 33*: 257-265; Stuttgart.
- BOKELMANN, K., HEINRICH, D. & MENKE, B. (1984): Fundplätze des Spätglazials am Hainholz-Esinger Moor, Kreis Pinneberg. – *Offa, Ber. Mitt. Urgeschichte, Frühgeschichte, Mittelalterarchäologie*, **40**: 199-239; Kiel.
- DÜCKER, A. (1954): Die Periglazial-Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän. – *Göttinger Geogr. Abh.*, **16**: 5-54 + Anhang; Göttingen.
- GRUBE, A. (1997): Geologie des Deckgebirges der Struktur Elmshorn (Schleswig-Holstein). – In: *Berichte-Reports des Geologisch-Paläontologischen Institutes, Univ. Kiel*, **87**: 1-169; Kiel.
- GRUBE, F. (1957): Das Oberflächenbild der Salzstöcke Elmshorn, Lägerdorf (Holstein) und Stade (Niedersachsen). – *Mitt. Geol. Staatsinst.*, **26**: 5-22; Hamburg.
- HAMMEN, T., VAN DER & MAARLEVELD, G. C. (1952): Genesis and dating of the periglacial deposits at the eastern fringe of the Veluwe. – *Geol. Mijnbouw*, **14**: 47-54; Utrecht.
- MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän

- und Frühquartär - Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. – Geol. Jb., **A26**: 3-151; Hannover.
- MENKE, B., CHRISTENSEN, S., GRUBE, F. & ROSS, P.-H. (1984): Der Salzstock Lieth/Elmshorn und das Quartär von Westholstein, Teil I.- In: DEGENS, E. T., HILLMER, G. & SPAETH, C. (Hrsg.): Exkursionsführer Erdgeschichte des Nordsee- und Ostseeraumes: 445-465, Hamburg (Selbstverlag d. Geol.-Pal. Inst.).
- ROMANOVSKIJ, N.H. (1985): Distribution of recently active ice and soil wedges in the USSR. – In: CHURCH, M. & SLAYMAYER, S. (Hrsg.) (1985): Field and Theory: Lectures in geocryology: 154-165; Vancouver (University of British Columbia).
- USINGER, H. (2007): Pollenanalytische Datierung der Proben aus der Kalkgrube Lieth. – 1 S. + Pollenzählung [unveröff.].
- 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; Leipzig.
- VOLLMER, T. (1988): Geologische Neuaufnahme der Liether Kalkgrube. – DFG-Abschlußbericht Th 126/15-2, 49 S. und Anhang; Hamburg [unveröff.].
- WASHBURN, A. L. (1979): Geocryology.- A survey of periglacial processes and environments. – 406 S., London (Arnold).

Weichselian red tills in the Gardno Phase End Moraine (De• bina Cliff) – criteria of distinction, origin and stratigraphic position, and implications for the origin and course of the Baltic Ice Stream

JAROSŁAW JASIEWICZ^{*}

Abstract: The paper presents the results of investigations of red tills from the South Baltic Middle Sea-Coast recorded in cliff exposures of Gardno Phase End Moraine. Distinctive features of these tills are: high percentage of Aland granitoids and porphyries identified in the 16-32 mm fraction, and large amounts of non-carbonate rocks, mostly red feldspars in relation to quartz, in the sandy fractions of 0,5-0,8 mm and 2-4 mm. Based on structural-textural features, the red till has been classified as flow till of local origin. The ice dynamism during Gardno Phase can be correlated with the Young Baltic Advance and most probably with the Belt Sea advance. On the basis of the petrographic properties of the Gardno red till and the results of radiocarbon dating, a new hypothesis regarding the origin, chronology and rate of flow of the Baltic Ice Stream is developed.

Keywords: Red till, Baltic Ice Stream, Petrography, Stratigraphy, Poland

1 Introduction

Red tills are a well-known phenomenon in northern Germany, and a significant criterion for establishing changes in the dynamics of ice sheets during individual glaciations. Their common feature is the dominance of rock derived from the eastern and mid Baltic regions. In the majority of cases, the tills are grey, but red tills are also found in northern Germany. According to KABEL (1982) and EHLERS (1992), four till types are recognisable, based on dominant pebble composition as follows:

- tills containing abundant Devonian dolomites and intensively crushed Devonian siltstones, with a high percentage of Paleozoic limestone. Such tills are widespread in

north-western Germany, directly on the older Saale glaciation tills. Similar tills of Elsterian age have been found in Lower Saxony (Niedersachsen);

- tills with abundant Eocambrian sandstones;
- tills with concentrations of red crystalline rocks, mainly large red feldspars; and
- tills with a high percentage of Rotliegend siltstones and carbonate rocks.

The available information on Weichselian red tills in northern Germany has been summarised by STEPHAN (1985), with further information given subsequent publications (STEPHAN 1987, 1998, 2001). KABEL (1982) has also published the results of fine gravel analyses of Weichselian red tills from northern Germany and Denmark. JASIEWICZ (1999, 2001a, b 2005) was the first to report red till in the middle part of the south Baltic coast, in a cliff exposure at Dębina (Fig. 1a). The main aims of this paper are to describe the lithological properties of the red tills found at Dębina, indicate the criteria used in distinguishing them as a separate lithostratigraphic

* Anschrift des Verfassers: Dr. J. Jasiewicz, Adam Mickiewicz University Poznań, Institute of Paleogeography and Geoecology, Department of Quaternary Geology and Paleogeography, Ul. Dziegielowa 27, PL-61680 Poznań. E-Mail: jarekj@amu.edu.pl

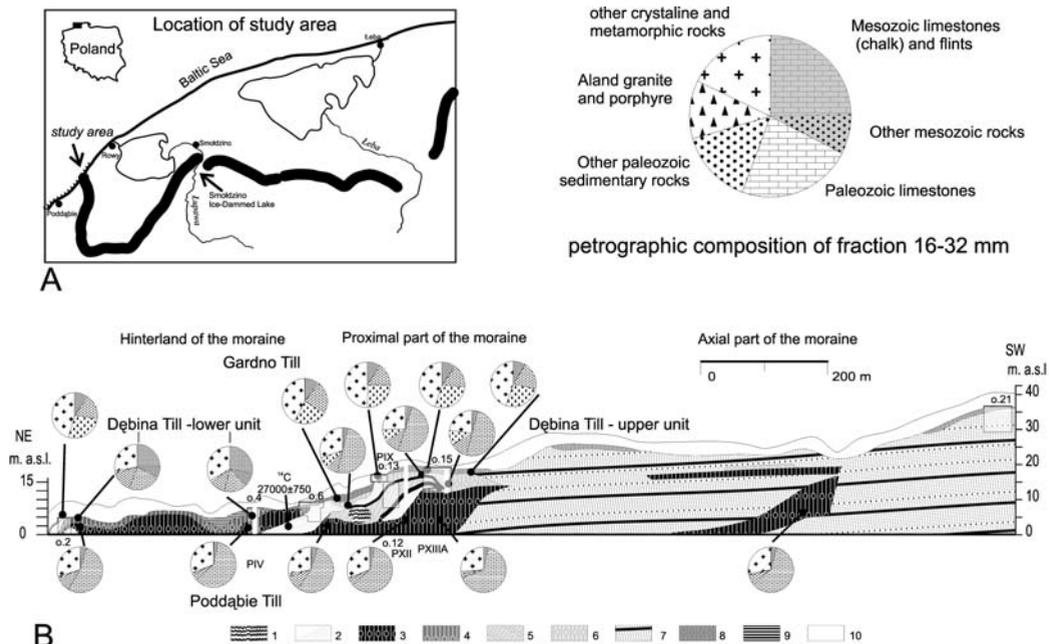


Fig. 1: Geological structure of the Gardno Phase end moraine in the cross-section of the Dębina cliff indicating the sampling points presented in the paper:

(1) Inter-Pleni-Weichselian: silts with organic matter, (2) sands; Weichselian, Leszno-Pomeranian Phase: (3) Poddąbie till, (4) brownish till (Dębina till, lower unit), (5) deformed Weichselian deposits: mostly sands and tills, (6) light brown till (Dębina till, upper unit), (7) Wytowno Formation (glacio-lacustrine deposits - sands, silts, clays); Weichselian, Gardno Phase: (8) red till (Gardno formation); Holocene: (10) Holocene cover (aeolian sands).

unit, and establish their lithostratigraphic position. Furthermore, the work seeks to explain the origin of the Weichselian red tills in the light of new insights into ice sheet movement at the edge of the Weichselian glaciation.

The stratigraphy of morainic tills exposed in the cliff cross-section of the Gardno Phase end moraine has been a subject of research for a long time. The first mention of tills in the Dębina cliff occurs in the work by BORN (1857). Later, JENTZSCH (1916) distinguished two levels of till, while HARTNACK (1926) and BÜLOW (1925, 1930) indicated three levels. GIEDROJĆ-JURAHA (1949) identified one more till level under the lacustrine deposits that he interpreted as a deposit from an older glaciation.

Results of the initial investigations into the stratigraphy of the Gardno end moraine were presented by PETELSKI (1976). He examined a 770-m long segment of the cliff and distin-

guished three levels of till, which he referred to as g1, g2 and g3. The youngest, g3, is a light brown till that may be associated with one of the phases of deglaciation of the Gardno Phase ice sheet. Level g2, a brown moraine till, was deposited during the maximum extent of the Gardno Phase, whereas the brownish till of level g1 is associated with an older glaciation according to PETELSKI (1976). The first petrographic study of the deposits of the cliff between Rowy and Orzechowo was carried out by RACINOWSKI et al. (1993).

2 Study area

The Gardno Phase end moraine is a thrust moraine that form a series of hills enclosing the Gardno-Łeba Coastal Plain (ROTNIKI & BORÓWKA 1995). In its southern and eastern part, from the Łeba River to the Łupawa Valley,

the moraine consists of a row of isolated hummocks that reach maximum heights of 30-50 m a.s.l. and are cut through by streams. Rowokół hill (115 m) is the culmination of the moraine. In the western part, the moraine rampart turns into a characteristic lobate form oriented north-east to south-west. The western arm of the lobe, near the village of Dębina, stretches to the seashore where it is undercut by the sea. This undercut constitutes the study area chosen for detailed investigations (Fig. 1a).

Pleistocene deposits appear about 4.5 km south-west of Rowy, in the base of the dune cliff, and are displayed along a 1,5 km segment of a sand-till cliff that extends to the culmination of the moraine (43 m a.s.l.). The height of the cliff ranges from 8 m where the Pleistocene deposits begin and reach 43 m at the end. In addition, a forested, poorly exposed fragment of the cliff stretches to the mouth of the Orzechówka stream at Poddąbie. The stratigraphic study only focused on the segment that embraces the exposures of Pleistocene deposits along the cliff near the village of Dębina (Ustka commune, Pomeranian province), where the hinterland of the moraine and its proximal (close to the ice front) and axial parts are situated (Fig. 1b).

3 Methods

Field research was carried out at the exposures after identifying the geological structure of the entire cross-section. The material for this petrographic study was collected from selected exposures. The pebble material was extracted from the samples using sieves with mesh sizes of 16 and 5 mm. Sieving continued until 500

and 300 pebbles, respectively, were obtained in this way from a total of 34 samples and the pebbles in both classes were identified. The material for the study of fine fractions was obtained in the course of grain-size analyses. Altogether over 200 samples from 12 profiles were studied. The location of the sampling sites and the profiles is shown in Fig. 1b.

The petrographic composition of the tills was investigated in order to determine the mutual stratigraphic position of the deformed glacio-tectonic deposits present in the Gardno Phase end moraine. This involved mainly analysis of the 5-10 mm fraction (TREMBACZOWSKI 1967, RZECZOWSKI 1971, 1974, 1976), which is standard procedure in the Polish Geological Institute and commonly applied in geological cartography in Poland. However, due to the absence of carbonate rocks in the uppermost till, which lies discordantly on deformed Weichselian deposits, the following additional fractions were also used: 16-32 mm (RUTKOWSKI 1995), 2-4 mm (KRYGOWSKI 1967, HOUMARK-NIELSEN 1993) and 0,5-0,8 mm. The results from those fractions provided enough data to define the uppermost till as a separate lithostratigraphic unit.

Fraction 5-10 mm: The investigations carried out on this fraction followed the methodology used in the Polish Geological Institute (TREMBACZOWSKI 1967, RZECZOWSKI 1971, 1974, 1976). In the sample, selected types were distinguished and then placed into petrographic groups (Tab. 1). Additionally, due to the characteristic pebble composition of the uppermost till, alkaline granites were distinguished as a separate category of crystalline rocks.

Table 1: Petrographic types and groups used in the 5-10 mm fraction.

Indicators:	O/K	K/W	A/B
Crystalline - K	Crystalline - K	Crystalline - K	Resistant - B
Quartzite - Qz	Sedimentary rocks - O	Not included	Non-resistant - A
Paleozoic shales - Sh		Not included	
Paleozoic sandstones - Ps		Not included	
Dolomites - Dp		Carbonates - W	
Paleozoic limestones - Wp			
Local rocks: chalk+flints, siderites, phosphoranes, Mesozoic shales, mesozoic sandstones, Quartz			

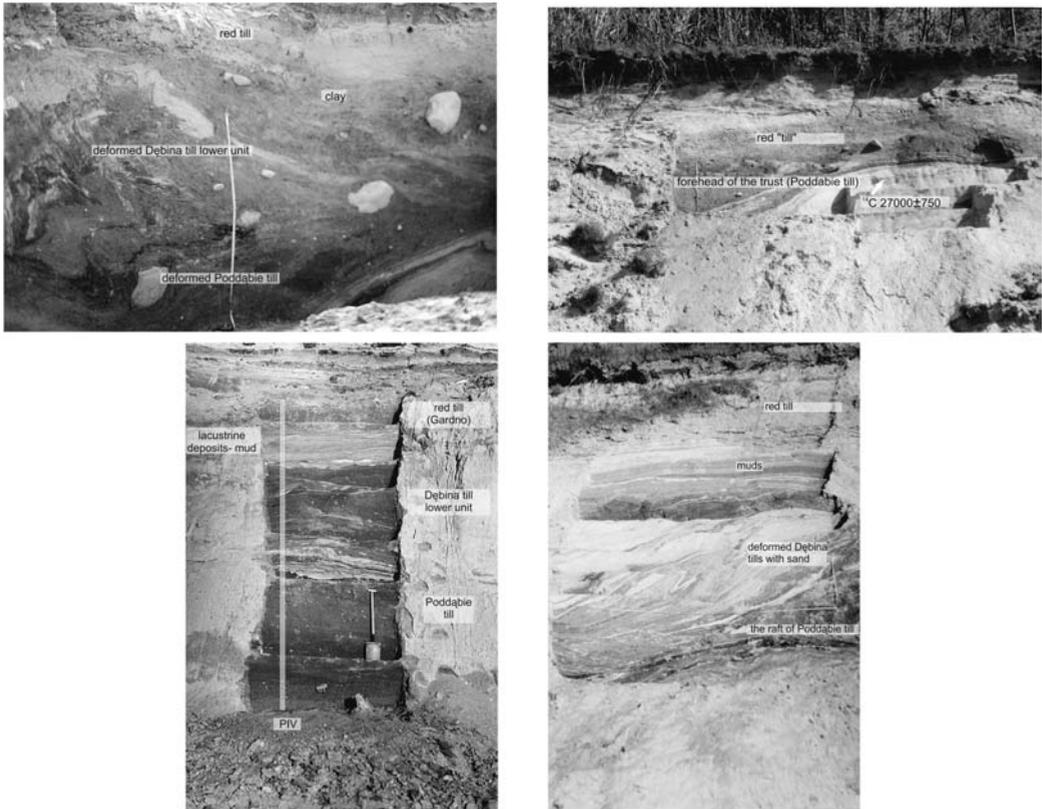


Fig. 2: a) Red till lying discordantly over deformed Weichselian deposits. Under the till, a fine asymmetric fold in the Dębina till, lower unit. The scale used in this Figure is 2 m long.
 b) Red till over deformed Poddąbie till (black). Below the sands a piece of wood was dated to 27000 BP.
 c) Red till over mud deposits. Below Dębina till (brownish) and Poddąbie till (black)
 d) Dębina till – lower unit (light-brown) mixed with sands in a duplex structure. Red till over muds, over a deformation structure.

Fraction 16-32 mm (Fig. 1): In this fraction a detailed study was conducted taking into consideration crystalline rocks and selected carbonate rocks. For this purpose, the sample was not divided into local and Baltic rocks, but considered as a whole. This fraction was analysed to study the lithological differences within the crystalline rocks and carbonates, with a view to making comparisons with the uppermost till, which lacks carbonates.

Fine fraction: Within the 2-4 mm fraction the following petrographic groups were identified: quartz; carbonate rocks; alkaline granites; crystallines; and sedimentary rocks (Fig. 3). The basis for classification as alkaline granites was

the presence of alkaline (red) feldspars. In this fraction the Ga/K indicator (alkaline granites/ other crystallines) was calculated. This factor does not include carbonates, which mostly depends on post-depositional processes. The 0,5-0,8 mm fraction consists of quartz, carbonates, and fragments of non-carbonate rocks. The determination was made using a binocular microscope. In this fraction, the Ok/Q indicator (clasts of non-carbonates/quartz) does not take carbonates into account, too.

Analysis of the elevation of the Baltic Ice Stream was made using the GRASS GIS program, which is open source software. A digital elevation model Etopo2 was imported, the size

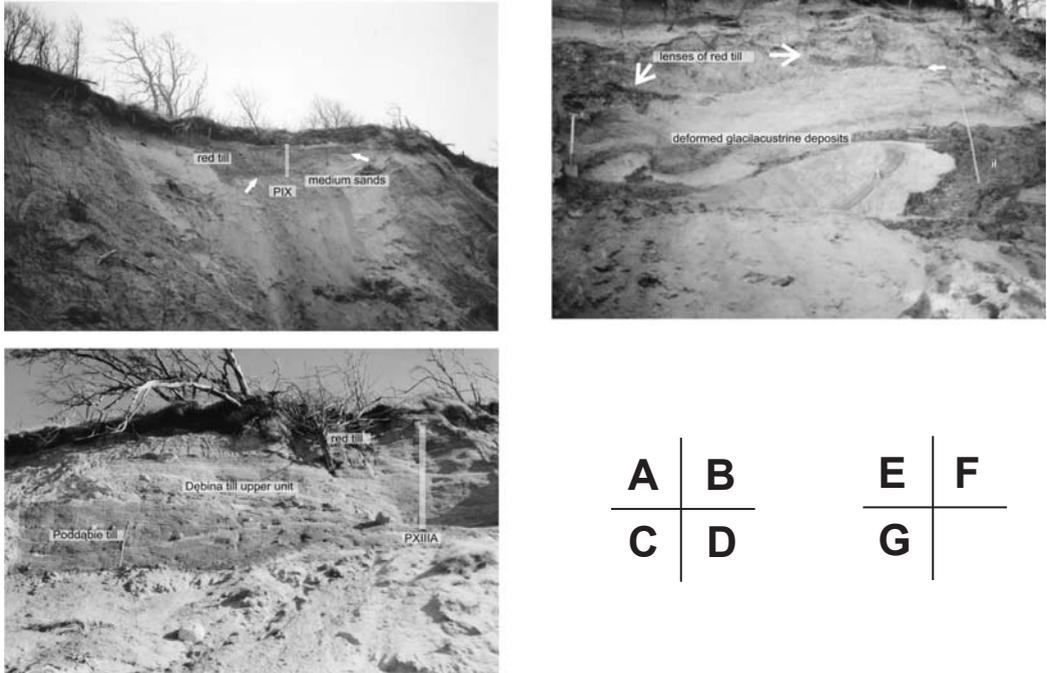


Fig. 2: e) A red till lens, probably a remnant of dead ice

f) Lenses of red till over deformed Wytowno formation (glacio-lacustrine deposits) in the culmination (highest point) of the moraine rampart.

g) Red tills lying concordantly on the Dębina till, upper unit (light brown till). The difference between the tills was established on the basis of a petrographic analysis of the fine fractions (see Fig. 3a).

of the isostatic depression (MÖRNER 1980) was subsequently digitalised and subtracted from the original elevation model. Finally hypsometric cross-sections were made.

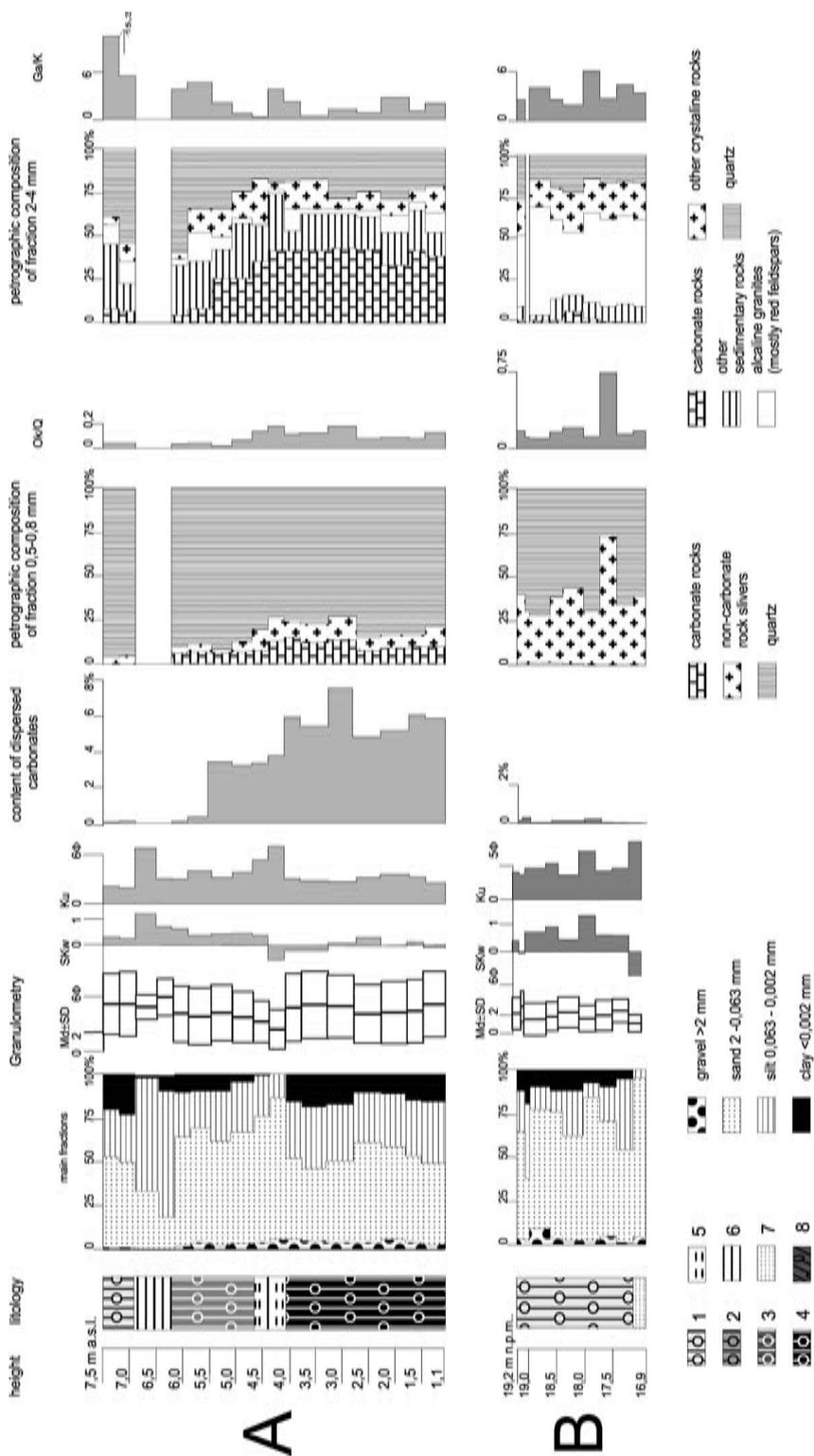
4 Geological structure of the glacioteconite: lithostratigraphic units

In the section of the cliff near Dębina three series of deposits are exposed: (1) glacioteconically deformed Weichselian deposits; (2) Weichselian red tills lying on deformed deposits; and (3) Late-glacial and Holocene aeolian cover sands, which cover Pleistocene deposits. These geological and glacioteconic structures are shown in Fig. 1b. JASIEWICZ (2005) distinguishes the following lithostratigraphic units: Poddąbie formation, Dębina formation, and Wytowno formation. The Poddąbie formation includes till that relate to the advance of the

main stadial of the Weichselian glaciation. The Dębina formation embraces tills that represent sub- and end-glacial facies of the late Pomeranian Phase. Finally, the Wytowno formation is a glacio-lacustrine series over 20 m thickness, exposed in the highest part of the cross-section. The origin and stratigraphic position of the last series is the subject of a separate research project. As it is of marginal significance to the matters under consideration in this paper, the results are not presented in detail. The red till covering the deformed Weichselian deposits is treated as a unit of a different formation, namely, the Gardno formation.

4.1 Poddąbie till (black or dark grey till)

The Poddąbie till appears along the entire cross-section (Fig. 1). In the hinterland of the moraine and in its proximal part, the till forms a 1,5 m



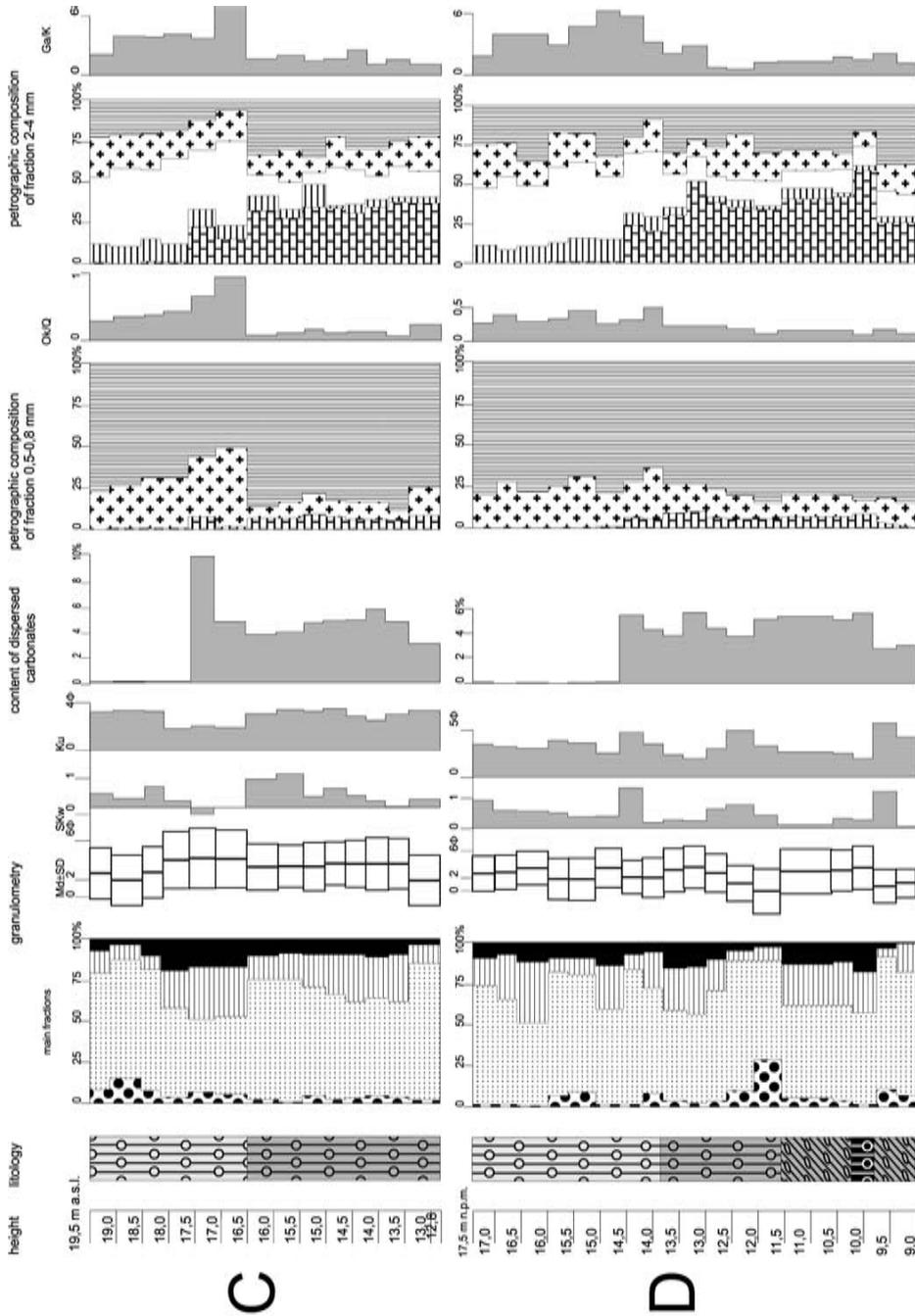


Fig. 3: Lithological characteristics of tills in the Dębina cliff: (1) red till (Gardno formation), (2) light-brown till (Dębina formation, upper unit); (3) brownish till (Dębina formation, lower unit); (4) black till (Poddąbie formation)
 a) Profile PXIIIA, exposure 15; b) Profile PIV, exposure 4; c) Profile PIX, exposure 13.

thick layer at the base of the cliff. Due to a glaciotectonic thrust, at the boundary between the proximal and the axial part, the ostensible thickness of this till increases to about 12 m. A similar till is exposed 600 m and 1200 m further in the south-westerly direction, at the base and on top of the glacio-lacustrine series. The thickness of this till fluctuates between 3 and 5 m.

The gravel content of the 16-32 mm fraction is dominated by Palaeozoic limestones, mainly grey in colour, with visible Palaeozoic fauna such as *Rugosa* corals and *Spirifer* brachiopods. Light limestones, without a macroscopically visible fauna, are limited to the upper third of the deposit. The K/W indicator for the 5-10 mm fraction ranges between 0,6 to 0,9 (Table 1).

The Poddąbie formation also includes fine and medium sands overlying the till. Fragments of redeposited wood in these deposits have been dated to 27000±750 BP (Figs. 1b, 2b).

4.2 De• bina till – the lower unit (brownish and green till)

This till – maximum thickness of 1,5 m – was observed only in the south-western part of the section, in the hinterland of the moraine. It is separated from the underlying Poddąbie tills (Fig. 2b) by a 20-cm thick sand-clay layer with an admixture of organic matter. In the proximal and axial parts of the moraine, deposits of this unit were not observed. Some thin lenses of this till were found within lacustrine deposits only in the cliff at Poddąbie, i.e. beyond the main study area (KRZYSZKOWSKI et al. 1998, JASIEWICZ 2005).

The till discussed here is either layered (and brownish) or massive (and green). In the layered till, the thickness of the sandy layers ranges from several millimetres to a few centimetres. The green till is not laminated, but it does show traces of folded lenses of sands and organic matter (Fig. 2a).

The fining-upward, grain-size distribution within the sandy laminae in the brownish till and the chaotic arrangement of the long axes of pebbles allows this till to be classified as a

subaquatic till facies (HART & ROBERTS 1994), or waterlain till (DREMANIS 1980, 1989). In both the 5-10 mm and 16-32 mm fractions, the two variants of till are dominated by Mesozoic limestones, mostly chalk, which constitutes up to 40% of the whole fraction. The characteristic feature of the till is that both fractions are poor in Paleozoic limestones.

4.3 De• bina till – the upper unit (light-brown till)

This till appears predominantly in the proximal part of the moraine, in the middle and top parts of the glaciotectonite, and within deformation structures. In some areas, contact between the Dębina till and the overlying Gardno till was observed (Fig. 3g). This lithostratigraphic unit is dominated by light-brown sandy till (diamicton). In these deposits, lenses and layers of varigrained sands and gravels are frequently found. Not much can be said about the sedimentary structures noted in these deposits, because in most cases the original sedimentary structure has been overprinted by a new fabric resulting from deformation processes.

The characteristic quality of this till in the 5-10 mm fraction is a balance between crystalline rocks and Baltic carbonates (K/W 0,9-1,1). The till has been classified as a separate type on the basis of lithological differences and the results of study of the 16-32 mm fraction. Apart from crystallines, light limestones are another dominating component. Grey limestones constitute about a quarter of the carbonates, whereas dolomites (in the 5-10 mm and 16-32 mm fractions) constitute less than 0,5% or do not appear at all.

5 Lithological-petrographic characteristics of the red till

The red till is exposed along the whole section of the Gardno end moraine and lies discordantly on deformed older deposits. It does not have continuous cover, but appears as isolated beds with thickness of several centimetres up to two metres. The boundary between the Gardno

till and the overlying series of Holocene cover sands is erosive. The original thickness of the till is impossible to establish. In the north-eastern part of the section, at the hinterland of the moraine (Fig. 1b), the till has a massive structure. It covers discordantly older deformed tills, that are separated in places by a series of silt deposits (Figs. 2a, b, c). The thickness of that layer is up to 50 cm, and border between till and underlying deposits is distinct. In the proximal (middle) part of the moraine, Gardno deposits are formed as alternate layers of till, clay and sand that dip in various directions at gradients of 20°-22° and lying discordantly on older deposits, or laminated till lying directly on older Dębina till (Fig. 2g), with no discordance. In the axial part, the till appears in a few places as patches with massive structure, lying discordantly over the deformed lacustrine deposits (Fig. 2f). In some parts, the only traces of the red till are lag sediments of gravel. The coarse fraction in these gravels is very small. The structural-textural features of the red till enable it to be classified as a flow till of local origin.

In all fractions, there was a complete lack of carbonate rocks and hence the use of the K/W, O/K and A/B indicators (Table 1) for the purpose of comparing the tills with other deposits was impossible. In order to test how it differs from the underlying deposits, indicators that disregard carbonates were employed. In the 16-32 mm fraction, the proportion of Aland rocks (Aland granitoids and porphyries) to other crystallines was estimated. This indicator varied between 0,91 and 0,45 with a mean of $0,62 \pm 0,18$ (this contrasts with $0,34 \pm 0,18$ in the upper unit of the Dębina till and 0,03 in the remaining tills). These data clearly demonstrate the uniqueness of the Gardno till, which was confirmed by analysis of variance. The uniqueness of the petrographic composition of the till is readily visible especially in the 0,5-0,8 mm fraction (Fig. 3). The value of the Ok/Q indicator (clasts of non-carbonates/quartz) is usually 0,59, which is three times higher than that found in other tills. Similar differences were observed in the 2-4 mm fraction, where the Ga/K indicator was also significantly bigger

than in the other petrographic types (Fig. 3), and again they were confirmed by the analysis of variance. The lack of carbonates in the till is probably due to post-depositional weathering, which explains the high content of precipitated carbonate at the boundary between the Gardno and Dębina tills (Fig. 3). However, a low percentage of quartz in the 2-4 mm fraction and high of non-carbonate clasts in the finest fraction show that the untypical petrographic composition of this till is not only the effect of the post-depositional weathering of carbonates (WOŹNIAK 2004).

In the proximal part of the moraine a structure formed by Gardno till with an underlying series of sandy deposits was noted (Fig. 2e). The north-eastern part of the structure consists of a thin series of till with laminae of sand and gravel that dip in a south-westerly direction at a 40° angle. The south-western part of the structure is built of similar deposits, but they dip in the opposite, north-easterly, direction at an angle of 20°-30°. Between them lies a block of massive till, with maximum thickness of 2,2 m.

6 Criteria for distinguishing red tills

The Gardno formation was established as a separate lithostratigraphic unit on the basis of the deposits lying discordantly on deformed Weichselian deposits that build the glacioteconite of the Gardno Phase end moraine. The evidence for this is as follows. The red till is sometimes found lying on the light brown till (Fig. 2g), but also on silt deposits (Figs. 2a, d, f). It is formed either as a flow till with frequent interbeddings of clay and sand, or as a massive till. In some places, a discordance between the red and the light brown till was noted. The upper unit of the Dębina till (light brown) is always found within the glacioteconite structure, and its original fabric is often destroyed and overprinted by one of glacioteconite origin (Fig. 2d), often in the form of a mixture of till and sand beds.

The lithological criteria of the red tills include a high concentration of Aland rocks in compari-

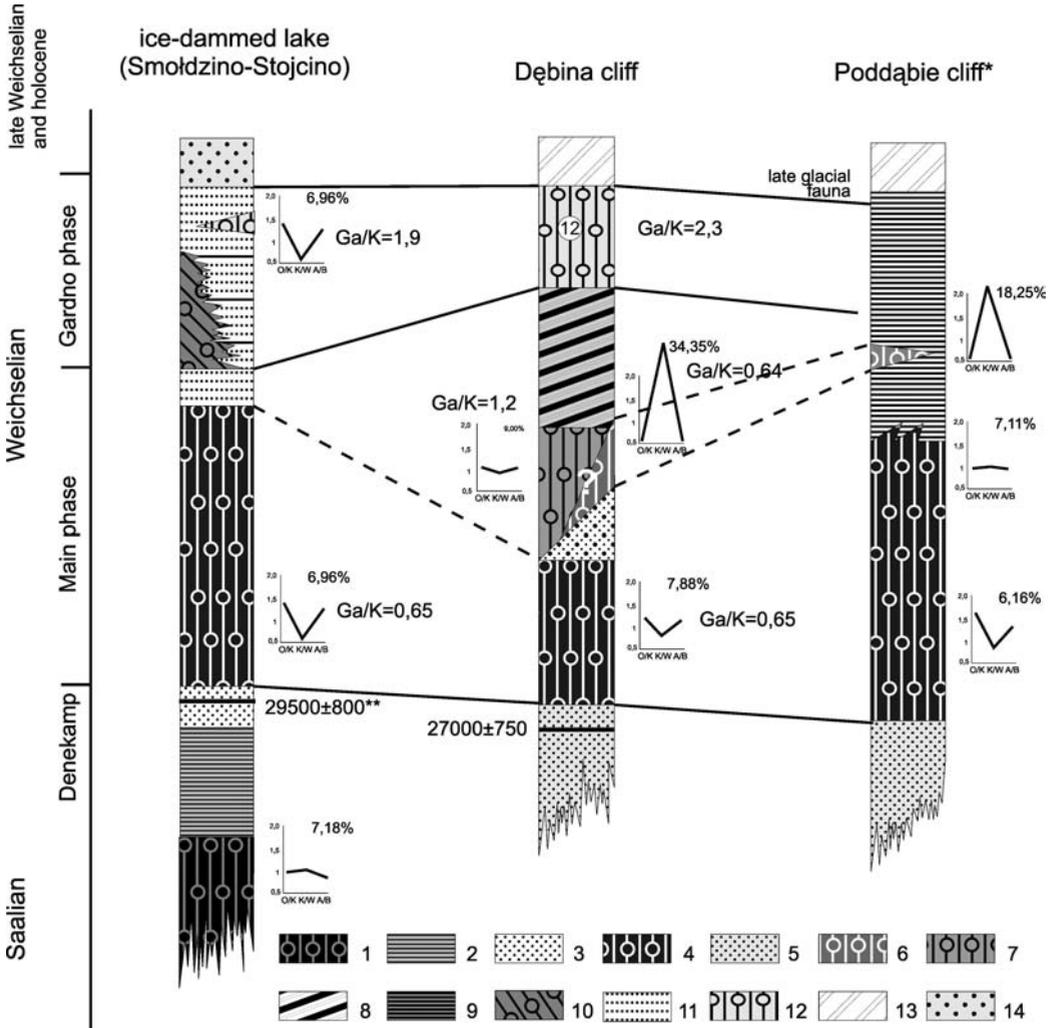


Fig. 4: Lithostratigraphic correlation of the glacial deposits of the marginal zone of the Gardno Phase end moraine: *Saale Glaciation*: (1) till, (2) glacio-lacustrine deposits; *Inter-Pleni-Weichselian*: (Denekamp) (3) medium sands with organic matter; *Weichselian, Leszno-Pomeranian Phase*: (4) Poddąbie till, (5) fine sands of fluvioglacial origin, (6) brownish till (Dębina till, lower unit), (7) light brown till (Dębina till, upper unit), (8) Wytowno formation (glacio-lacustrine deposits), *Weichselian, Gardno Phase*: (9) glacio-lacustrine deposits in Poddąbie (Wytowno formation: sands, silts, clays), (10) Poddąbie till redeposited in ice-dammed lake, (11) glacio-lacustrine deposits (sands, silts, clays), (12) red till (Gardno formation); *Holocene*: (13) Holocene aeolian cover sands, (14) fluvial deposits of Łupawa river valley.

son with other crystalline rocks components. This is confirmed by a high concentration of red feldspars in the fine gravel fraction. A large amount of non-carbonate clasts in comparison with quartz in the sandy fraction is the most distinctive feature of the red till that helps to differentiate it from other tills (Fig. 4).

This feature is helpful in two cases: when the Gardno till lies discordantly on deformed non-till deposits or on light brown till. Thus the lack of carbonates, caused by the post-depositional weathering, is not a serious impediment to certain identification of the red till.

7 The stratigraphic rank and position of the red till

The stratigraphic position of the red till, which lies discordantly on glaciotectonically disturbed Weichselian deposits, is easy to establish: it is as old as, or younger than, the disturbance zone (JAROSZEWSKI 1963, ROTNICKI 1983). Therefore, it can only be connected with the Gardno Phase, the youngest advance on the middle-south coast of the Baltic Sea. Additionally, the chronostratigraphic position of the Gardno advance is well-documented by radiometric methods. According to ROTNICKI & BORÓWKA (1995), the oldest post-glacial deposits from the Gardno-Łeba lowland has been ^{14}C dated to 14300 ± 150 BP. On this basis, ROTNICKI (2001) estimated the time of the Gardno advance to be 15000 BP.

Correlation of till cover with the regional and trans-regional glaciology remains problematic. In the hinterland of the Gardno Phase end moraine ROTNICKI (1995) and ROTNICKI & BORÓWKA (1995) suggested the existence of lags connected with Gardno Phase till. Recently, JASIEWICZ (2005) suggest the possible presence of Gardno till flows in the lower Łupawa ice-dammed area, in the foreland of the Gardno Phase. However, no Gardno till, was found on land yet, having originated as basal till, due to connected with the limited extent of this phase south of the contemporary coast of the Baltic Sea. The correlation of marginal zone deposits of the Gardno Phase end moraine is shown in Fig. 4.

In turn, the correlation at a trans-regional scale based on the numerical values of the indicators is not possible because of the lack of carbonates makes the calculation of the O/K, K/W and A/B indicators impossible, and the rest of the indicators calculated for this till cannot be compared with other indices used in Polish geological cartography. Furthermore, a trans-regional correlation based solely on boulder indicators often fails because tills belonging to the same lithostratigraphic unit may have various petrographic compositions in different regions (LÜTTIG 1999). In this situation it is necessary to compare the lithological features of till, that are not directly dependent on the

numerical values of the indicators. Crystalline rocks, dominated by material transported from a distant, relatively restricted area, and in the finest gravel fraction a high concentration of non-limestone rock clasts (mainly orthoclases) in proportion to quartz suggest that there was restricted interaction with the substratum during transport of the material.

Both the chronostratigraphy (ca. 15000 BP (ROTNICKI & BORÓWKA 1995) and the lithological features of the Gardno till suggest a correlation of the Gardno with the Young Baltic Advance (KJAER et al. 2003, cf. Fig. 1b) is appropriate. The Gardno advance is the last advance in the Middle-South-Baltic area that left the Baltic basin and it is probably with this advance that all glaciotectonic disturbances described from the islands of Rügen (PANZIG 1995) and Wolin (RUSZCZYŃSKA-SZENAICH 1996) are connected. Pebble composition of the Young Baltic advances till also formed under conditions of limited interaction with the substratum (STEPHAN 2001, KJAER et al. 2003). The extent and direction of the advancing lobes were strictly controlled by substratum relief. A higher than usual concentration of Aland rocks in tills that relate to the Young Baltic Belt Sea Advance (Warleberg Advance in Germany) was also stressed by STEPHAN (2001) The Gardno Phase may well be connected with this advance. Similarly, the Gardno ice sheet probably took advantage of the natural depression of the Gardno-Łeba Coastal Plain. Thus, features that allow correlation of the Belt Sea and Gardno advances are the dynamics of the ice sheet, petrographic composition and the chronostratigraphic position.

All deposits in the region of Gardno-Łeba Lowland connected with this advance belong to the same formation, i.e. the Gardno formation, whatever their degree of preservation or weathering. The red till, which originated mostly in the flow facies, is regarded as one of the units in this formation.

8 Origin of the red till

The presence of rock from a restricted geographical provenance and a high percentage of

rock fragments in the sandy fraction indicate that the red till retains features of material that derives from the Aland Islands, 600 km distant. The genesis of its petrographic composition may be explained in two ways, i.e. the original material did not scatter during glacial transport (DONNER 1995, STEPHAN 2001) or the red till has gained the above mentioned features due to a disintegration of a large granite raft.

Since the second variant seems unlikely, it is useful to consider the conditions during the erosion–transport–accumulation cycle that might have resulted in till with such a composition. These include limited interaction between the basal ice and the substratum, and transport of the material high above the ice foot (EHLERS 1981, STEPHAN 2001). A possible scenario is that presented by KABEL (1982), where a depression filled by dead ice is postulated.

Such a model, however, is hard to accept on glaciological grounds, especially taking into account the pace of the ice sheets. The fundamental assumption states that material transport is at most as fast as ice sheet movement. Unfortunately, there are no geological remnants which allow an indirect determination of the pace of the ice masses. Attempts at a computer reconstruction (HOLMLUND & FASTOOK 1995, ARNOLD & SHARP 2001, SIEGERT et al. 2001, NÄSLUND et al. 2003) cannot be an unambiguous indicator due to divergences in the results and some unfounded premises, and the authors cited are fully aware of these caveats (ARNOLD & SHARP 2001). Contemporary studies based on the results of measurements from the area of the Siple Coast (Antarctica) should be treated with caution (BENTLEY 1987, BENNET 2003) because they refer to a specific glaciological situation, i.e. a marginal zone that flows directly to the ocean. A more appropriate analogy may be the data from East Antarctica (YOUNG 1979). Reliable information on the rate of advance of the Weichselian ice sheet may be provided by the results of radiocarbon dating of the youngest organic sediments deposited before the last ice advance, i.e. 22300±700 BP which relates to the Gardno–Leba Coastal Plain (ROTNICKI & BORÓWKA 1995) and 20500±500 BP from

Macew on the Proсна (ROTNICKI & BORÓWKA 1989). On this basis, ROTNICKI (2001) estimated the rate of the ice sheet advance into the territory of present-day Poland, from the Baltic coast to the line of glacial maximum (LGM) at 150–160 m/year. The dates 21480±440 and 22780±660 BP from Ławica Odrzańska (KRAMARSKA 1998) and 21600±1060 BP from Niechorze (KRZYSZOWSKI et al. 1999) support these estimates and agree with the rate of advance the Antarctica ice sheet published by YOUNG (1979), i.e. 127–150 m/year in the area where ice sheet thickness was 800–1000 m. Similar results were achieved in investigations that measured the movement of the ice mass in the Ice Stream B (ALLEY & WILLIAMS 1991) where a rate of 800 m/year was noted, with an average for the stream as a whole of 400 m/year.

As regards the speed within the Baltic Ice Stream (BIS), assuming that the thickness of the ice sheet in this area varied from 1500 to 2400 m (KLEMAN et al. 2001), a rate of 160 m/year is unlikely due to insufficient supplies of snow and ice masses from the Scandinavian region. According to PATTERSON (1994), the rate for such ice sheet thicknesses is 10 to 90 m/year. This implies that it would have taken at least 8000, and a maximum of 60000 years, for material to be transported from the Aland Islands to the Baltic coast, a distance of ca. 600 km. Assuming the age of the Gardno Phase to be 15000 BP (ROTNICKI 1995), the glacial structure of the Baltic Ice Stream as an area of increased speed would have had to function since at least 23000 BP, because such a large concentration of morainic material from the same source zone largely rules out transport during several glacial cycles. On this interpretation, the Baltic Ice Stream would not have been a Late Glacial phenomenon; rather it would have functioned from the time the eastern Baltic Sea was filled by the ice sheet, that is, 28000–24000 BP (BOULTON et al. 2001). This is in accordance with mathematical modelling (HOLMLUND & FASTOOK 1993, 1995; ARNOLD & SHARP 2001).

The Baltic Ice Stream is a unique palaeoglacial structure, which has no equivalent either in the contemporary ice sheets or in the Laurentide ice

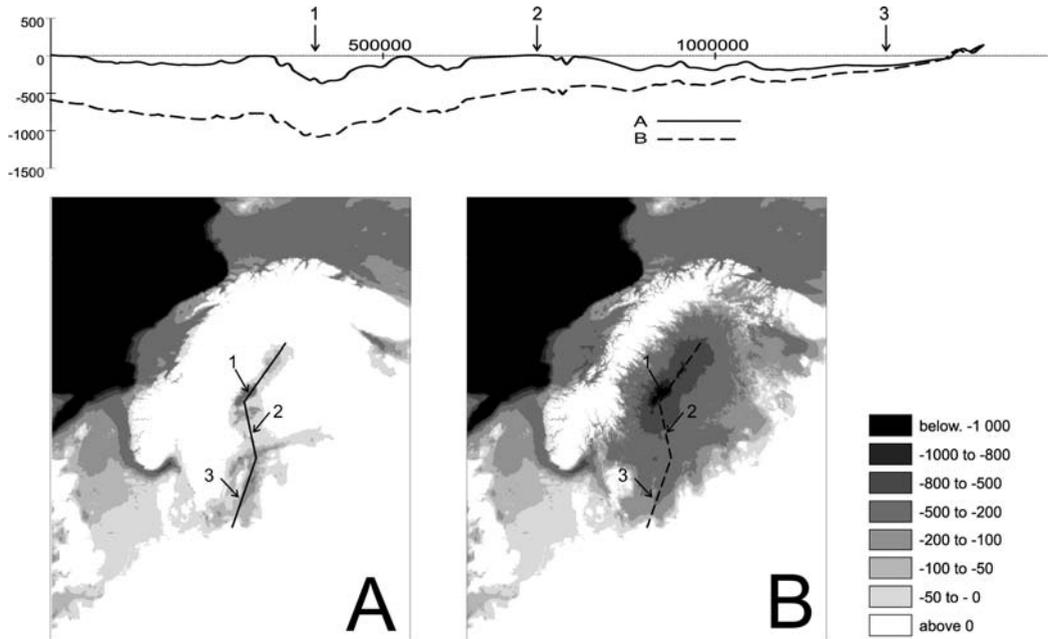


Fig. 5: Substratum relief along the potential route of the Baltic Ice Stream: (A) recent; (B) with isostatic depression, after MÖRNER (1980).

sheet zone. Its functioning is strictly defined by the relief of its substratum, i.e. the Baltic basin south of the Aland Islands, by the considerable inclination of the basin slope in the west (the Scandinavian mountains), and by the slope in the east. The area of the Aland Islands today is a threshold that separates the thickest portions of the ice sheet and places of maximum isostatic depression (MÖRNER 1980) from the area of a distinct transport route in the Baltic basin. On the basis of the results of glacial process modelling, HOLMLUND & FASTOOK (1993, 1995) suggest that the threshold of the Aland Islands was a great obstacle for the Baltic Ice Stream and was eroded during its functioning much more intensely than for example Gotland, which lies farther to the south (HOLMLUND & FASTOOK 1993, 1995). In the Younger Dryas, the Aland Islands could even have risen above the surface of the ice sheet as nunataks. However, a relief analysis that takes isostatic depression into consideration (Fig. 5) shows that at the height, and during the retreat, of the glaciation the Aland Islands had already stopped being an obstacle. This suggests

that the incorporation of material into the ice sheet took place at the beginning of the glaciation. If we assume, after BOULTON et al. (2001), that the Aland Islands found themselves at the limit of the ice sheet in the Inter-Pleni-Weichselian, they would be an area of intense weathering during periglacial conditions. The presence of poorly scattered material proves that the Baltic Ice Stream began to function immediately after filling up the Baltic basin with ice, but due to time and distance the effects of its functioning are not clearly visible until the deposits of the final stage of the glaciation.

9. Conclusions

Weichselian red tills identified in the cross-section of the cliff of the Gardno Phase end moraine include flow tills that are connected with the advance of the Gardno ice sheet. Hence they constitute a component of the Gardno formation that is regarded as a series of deposits left during the advance and recession of the Gardno ice lobe. The stratigraphic status

of the red tills was established on the basis of their discordant position on deformed Weichselian deposits, and confirmed by an analysis of their petrographic composition in the 16-32 mm and 0,5-0,8 mm fractions. Though the red tills lack carbonate rocks and dispersed carbonates (probably due to weathering), this is not an impediment to establishing lithostratigraphic identity or genesis of the red tills if the methods, referred to above, are applied. The unique composition of the red tills is probably the effect of specific erosion conditions, i.e. transport and accumulation in the area of the Baltic Ice Stream. These conditions are not present until the end of every glaciation (EHLERS 1992). Nevertheless, the hypothesis presented here concerning the dynamics of the Baltic Ice Stream still requires further research.

Acknowledgement

I am really grateful to Professor Dr. Dariusz Krzyszkowski for the idea of this paper, Professor Dr. Karol Rotnicki for reading and discussing the Polish version of the paper and two anonymous reviewers for reviewing the article and for useful comments. Professor Dr. M. O'Connell (Univ. Galway, Ireland) kindly improved the English version.

References

- ALLEY, R. B. & WILLIAMS, I. M. (1991): Changes in the West Antarctic ice sheet. – *Science*, **254**: 959-963; Washington.
- ARNOLD, J. & SHARP, M. (2001): Flow variability in the Scandinavian ice sheet: modeling the coupling between ice heat flow and hydrology. – *Quatern. Sci. Rev.*, **21**: 485-502; Oxford.
- BENNET, M. (2003): Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. – *Earth Sci. Rev.*, **61**: 309-339; Amsterdam.
- BENTLEY, C. R. (1987): Antarctic ice streams: a review. – *J. Geophys. Res.*, **92**: 8843-8858; Washington.
- BORN, V. D. (1857): Zur Geognostik der Provinz Pommern. – *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **9**: 473-519; Berlin.
- BOULTON, G. S., DONGELMANS, P., PUNKARI, M. & BROADGATE, M. (2001): Paleoglaciology of an ice sheet trough a glacial cycle: the European ice sheet trough the Weichselian. – *Quatern. Sci. Rev.*, **20**: 591-625; Oxford.
- BÜLOW, v. K. (1925): Die Diluviallandschaft im nordöstlichen Hinterpommern. – *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **45**: 317-344; Berlin.
- BÜLOW, v. K. (1930): Erdgeschichte und Landschaftsgestaltung im Kreis Stolp in Pommern: eine geologische Heimatkunde. 200 S.; Stolp (Eulitz)
- DONNER, J. (1995): The Quaternary History of Scandinavia. – 208 S; Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- DREMANIS, A. (1980): Terminology and development of genetic classifications of materials transported and deposited by glaciers. – In: STANKOWSKI, W., (ed.): Tills and glacial deposits, UAM, Ser. Geogr., **20**: 5-10; Poznań.
- DREMANIS, A. (1989): Tills: Their genetic terminology and classification. – In: GOLDTHWAIT, R. P. & MATSCH, C. L. (eds.): Genetic Classification of Glacial Deposits: 17-83; Amsterdam (A. A. Balkema).
- EHLERS, J. (1981): Some aspects of glacial erosion and deposition in North Germany. – *J. Glaciol.*, **2**: 143-146; Cambridge.
- EHLERS, J. (1992): Origin and distribution of red tills in North Germany. – *Sver. Geol. Unders.*, **81**: 97-105; Upsalla.
- GIEDROJĆ-JURAH, H. (1949): Moreny czołowe okolic jeziora Gardno. – *Czas. Geogr.*, **20**: 239-244; Warszawa.
- HART, J. K. & ROBERTS, D. M. (1994): Criteria to distinguish between subglacial glaciotectionic and glaciomarine sedimentation. I. Deformation styles and sedimentology. – *Sedim. Geol.*, **91**: 191-213; Tulsa.
- HARTNACK, W. (1926): Die Küste Hinterpommerns unter der Berücksichtigung der Morphologie. – *Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Greifswald*, **43/44**(2): 324 S.; Greifswald.
- HOLMLUND, P. & FASTOOK, J. (1993): Numerical modeling provides evidence of Baltic Ice Stream during the Younger Dryas. – *Boreas*, **22**: 77-86; Oslo.
- HOLMLUND, P. & FASTOOK, J. (1995): A Time dependent glaciological model of the Weichselian ice sheet. – *Quatern. Int.*, **27**: 53-58; Oxford.
- HOUMARK-NIELSEN, M. (1993): The compositional features of Danish glacial deposits. – In: EHLERS, J. (ed.): Glacial Deposits in North-West Europe: 199-202; Rotterdam (A. A. Balkema).
- JAROSZEWSKI, W. (1963): Młode zaburzenia tektoniczne w Dobrzyniu nad Wisłą. – *Biul. Geol.*, **3**: 263-273; Oxford.

- JASIEWICZ, J. (1999): Glacitektoniczna struktura dupleksu (gardnieńska morena czołowa, klif w Dębnie na zachód od Rowów [Glaciotectonic structure of duplex (Gardno Phase end moraine, Dębina Cliff, west of Rowy)] – In: BORÓWKA, R. K., MŁYNARCZYK, Z. & WOJECIHOŃSKI, A. (eds.): *Ewolucja Geosystemów Nadmorskich Południowego Bałtyku*: 87-93; Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- JASIEWICZ, J. (2001a): Vistuliańskie gliny czerwone i ich znaczenie stratygraficzne dla wydzielenia fazy gardnieńskiej. – In: ROTNICKI, K. (ed.): *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w vistulianie i holocenie*: 53-56; Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- JASIEWICZ, J. (2001b): Wpływ struktury glacitektonicznej na rzeźbę moreny czołowej na przykładzie form marginalnych fazy gardnieńskiej. – In: ROTNICKI, K. (ed.): *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w vistulianie i holocenie*: 57-61; Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- JASIEWICZ, J. (2005): *Stratygrafia glin morenowy i struktura glacitektoniczna gardnieńskiej moreny czołowej [Stratigraphy of the glacial tills and glacitectonic structure of Gardno Phase end moraine]*. – Wydawnictwo naukowe PTPN: 161 pp.; Poznań.
- JENTZSCH, A. (1916): *Beobachtung am Ostseerand in Hinterpommern-Westpreussen*.
- KABEL, C. (1982): *Geschiebestratigraphische Untersuchungen im Pleistozän Schleswig-Holsteins und angrenzender Gebiete*. – Unveröff. Dissertation: 231 S.; Kiel.
- 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 paleo-ice streams. – *Boreas*, **32**: 130-148; Oslo.
- KLEMAN, J., HATTERSTRAND, C., BORSTROM, I. & STROEVEN, A. (2001): Fennoscandian paleoglaciology reconstructed using a glacial geological inversion model. – *J. Glaciol.*, **43**: 283-299; Cambridge.
- KRAMARSKA, R. (1998): Origin and development of the Odra bank in the light of the geologic structure and radiocarbon dating. – *Geol. Quater.*, **42(3)**: 277-288; Warsaw.
- KRYGOWSKI, B. (1967): *Zmienność glin morenowych w zakresie uproszczonego składu petrograficznego*. – *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **7**: 59-65; Poznań.
- KRZYSZKOWSKI, D., ALEXANDROWICZ, S. KUSZELL, T. DRYCZ, M. GOSTKOWSKI, M. & GRZEGORCZYK, B. (1998): Stratigraphy and sedimentary environments of the Late Pleistocene deposits – Field Symposium on glacial Geology at the Baltic Sea Coast in Northern Poland, Excursion Guide: 65-78; (unpublished material).
- KRZYSZKOWSKI, D., DOBRADZKA, D., DOBRADZKI, R., CZERWONKA, J. & KUSZELL, T. (1999): Stratigraphy of Weichselian deposits in the cliff sections between Łukęcin and Niechorze Baltic coast, North-western Poland. – *Quatern. Stud. Pol.*, **16**: 27-45; Warsaw.
- MÖRNER N.-A. (1980): The Fennoscandian Uplift: Geological Data and their Geodynamical Implication. – In: MÖRNER N.-A. (ed.): *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*: 251-284; Chichester (John Wiley & Sons).
- NÄSLUND, J. O., RODHE, L., FASTOOK, J. L. & HOLMUND, P. (2003): New ways of studying ice sheet flow directions and glacial erosion by computer modeling - examples from Fennoscandia. – *Quatern. Sci. Rev.*, **22**: 245-258; Oxford.
- PANZIG, W. A. (1995): The tills of NE Rügen - lithostratigraphy, gravel composition and relative deposition directions in the southwestern Baltic region. – In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & GIBBARD, P. L. (eds.): *Glacial deposits in North-East Europe*: 371-389; Rotterdam (Balkema).
- PATTERSON, W. S. B. (1994): *The physics of glaciers*. 480 S.; Oxford (Pergamon).
- PETELSKI, K. (1976): *O budowie geologicznej gardnieńskiej moreny czołowej w odsłonięciach klifu między Dębnią a Poddębiami na Pobrzeżu Zachodniopomorskim Zesz. – Nauk. Wyd. BiNoZ U.G. Geogr.*, **5**: 168-180; Gdańsk.
- RACINOWSKI, R., DOBRZYŃSKI, S. & SEUL, C. (1993): Uziarnienie i skład mineralny osadów spoistych klifu między Rowami a Orzechowem. – In: FLOREK, W. (1993): *Geologia i geomorfologia środkowego pobrzeża i południowego Bałtyku*: 155-168; WSP Słupsk.
- ROTNICKI, K. (1983): Glacitectonics and the problem of correct stratigraphy and correlation of the quaternary deposits in the areas of Pleistocene inland glaciations. – In: BILLARD, A., CONCHON, O. & SHOTTON, F. W. (1983): *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*: 42-64; Rotterdam (Balkema).
- ROTNICKI, K. (2001): *Stratygrafia i paleogeografia vistulainu Niziny Gardnieńsko-Łebskiej*. – In: ROTNICKI, K. (ed.): *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego*

- Bałtyku w vistulainie i holocenie: 19-29; Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- ROTNICKI, K. (1995): Polish Coast - Past Present and Future. – *Journal of Coastal Research: Spec. Issue*, **22**; West Palm Beach.
- ROTNICKI, K. & BORÓWKA, R. K. (1995): The last cold period in the Gardno - Łeba Coastal Plain. –In: ROTNICKI, K. (ed.): Polish Coast - Past Present and Future. – *Journal of Coastal Research (Spec. Issue)* **22**: 225-229; West Palm Beach.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH, H. (1996): Ukierunkowanie wielkoskalowych zaburzeń glacictektonicznych na Wyspie Wolin. – *Acta Geographica Lodzienia*: 40-42; Łódź.
- RUTKOWSKI, J. (1995): Badania petrograficzne żwirów. – In: MYCIELSKA-DOWGIALLO, E. & RUTKOWSKI, J. (eds.): *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*: 133-150; Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa.
- RZECHOWSKI, J. (1971): Granulometryczno-petrograficzna charakterystyka glin zwałowych w dorzeczu środkowej Widawki. – *Biul. IG*, **254**: 111-155; Warszawa.
- RZECHOWSKI, J. (1974): O litotypach glin zwałowych dolnego i środkowego plejstocenu na Niżu Polskim. – *Zesz. Nauk. UAM Geografia*, **10**: 87-99; Poznań.
- RZECHOWSKI, J. (1976): Lithological peculiarities of Polish lowland tills. – *Tills, its Genesis and Diagenesis*, *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **12**: 213-217; Poznań.
- SIEGERT, M. J., DOWDESWELL, J. A., HALD, M. & SVENDSEN, J.-I. (2001): Modeling the Eurasian ice sheet trough a full Weichselian glacial cycle. – *Quatern. Res.*, **31**: 367-385; Orlando.
- STEPHAN, H.-J. (1985): Exkursionführer Heiligenhafener „Hohes Ufer“. – *Der Geschiebesammler*, **18**(3): 83-99; Hamburg.
- STEPHAN, H.-J. (1987): Moraine Stratigraphy in Schleswig-Holstein and adjacent areas. – In: VAN DER MEER, J. (ed.): *Tills and Glaciotectonics*: 23-30; Rotterdam (A. A. Balkema).
- STEPHAN, H.-J. (1998): Geschiebemergel als stratigraphische Leithorizonte in Schleswig-Holstein; ein Überblick. – *Meyniana*, **50**: 113-135; Kiel.
- STEPHAN, H.-J. (2001): The Young Baltic advance in the western Baltic depression. – *Geol. Quater.*, **45**(4): 359-363; Warsaw.
- TREMBACZOWSKI, J. (1967): Granulometryczno-petrograficzna charakterystyka glin zwałowych Wysoczyzny Północno-Konińskiej. – *Pr. Inst. Geol.*, **48**: 147-162; Warszawa.
- WOŹNIAK, P. P. (2004): Przydatność analizy litologicznej glin morenowych w badaniach geomorfologicznych stref marginalnych ostatniego zlodowacenia. – *Prz. Geol.*, **52**(4): 336-339; Warszawa.
- YOUNG, N. W. (1979): Measured velocities of interior East Antarctica and the state of mass balance within the I.A.G.P. area. – *J. Glaciol.*, **24**: 77-87; Oxford.

Hinweise für Autoren

Manuskript Übermittlung: Das Manuskript ist der Schriftleitung in dreifacher Ausfertigung zuzusenden. Manuskriptformat DIN A4, einseitig bedruckt, durchnummeriert und mit Namen und Adresse des Erstautoren versehen. Bitte benutzen Sie eine Standard-Textverarbeitung im .rtf oder .doc-Format. Als Zeichensatz verwenden Sie bitte die Standard-Fonts Times Roman, Helvetica oder Courier mit einem 1,5-fachen Zeilenabstand. Bitte das eingereichte Manuskript nicht heften.

Manuskripte, die nach der Begutachtung zum Druck angenommen sind, werden nur auf Anforderung an die Autoren zurückgesendet. Dies gilt auch für beigelegte Originale (Zeichnungen, Fotos etc.). Die überarbeitete Endversion des Manuskriptes ist abschließend auf einer CD/Diskette und als Ausdruck bei der Schriftleitung einzureichen. Eine Übermittlung via E-Mail ist ebenso möglich. Ausdruck und elektronische Fassung müssen identisch sein, etwaige notwendige Änderungen können den Autoren in Rechnung gestellt werden.

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. Es gelten die Regeln der neuen Rechtschreibreform.

Die Manuskripte sollen folgendem Aufbau entsprechen: **I.** Kurze, aber prägnante Überschrift **II.** Ausgeschriebener Vor- und Nachname mit akademischem Grad, Post- und E-Mail-Adresse **III.** Bis zu fünf 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 einen rechtsseitigen Flatterrand.

Bitte keine automatische Silbentrennung verwenden.

Bitte alle automatische Formatierungen in ihrer Textarbeit deaktivieren.

Bitte keine Seitenzählung

Abbildungen, Tabellen und Fotos nicht in den Text einbauen, sondern separat als Ausdruck beifügen. Abbildungsunterschriften am Ende des Manuskripttextes platzieren.

Abbildungen: Bitte fügen sie jede Abbildung als separaten Ausdruck bei und versehen sie den Ausdruck mit dem Namen des Autors, der Abbildungsnummer und der Ausrichtung der Abbildung. Alle Grafiken müssen eine Verkleinerung auf Spaltenbreite (= 7 cm) oder Satzspiegel (= 14,5 x 21 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.

Für die Drucklegung müssen alle Abbildungen in elektronischer Form eingereicht werden. Bitte verwenden sie hoch aufgelöste Dateien im .tif- oder .eps-Format (600 dpi). Stark reduzierte .jpg oder .pdf-Dateien oder in Word-Dokumente eingebundene Abbildungen werden nicht akzeptiert.

Klapptafeln oder farbige Abbildungen können nur auf Kosten der Autoren erstellt werden.

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).

Monographische Werke, Bücher:

EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S.; Stuttgart (Enke).

Bitte keine Abkürzungen der Zeitschriftentitel verwenden.

Sonderdrucke: Autoren erhalten 20 Sonderdrucke kostenfrei, weitere auf Kosten des Verfassers.

Instruction to Authors

Manuscript submission: Please send your manuscript in triplicate to the Editor, printed on one side of standard sized paper (DIN A4) with the author's permanent and temporary addresses. Microsoft Word files are preferred (.rtf or .doc-files). Use 12pt type in one of the standard fonts: Times Roman, Helvetica, or Courier is preferred. It is not necessary to double space your manuscript. Do not use staples to fix your manuscript.

Manuscripts accepted for publication, including original artwork will not be returned to the author unless requested. The final revised and accepted manuscript should be submitted on CD/diskette along with a copy of the printout or via E-mail. The CD/diskette should be labelled with the author's name and the version of the word processing system used. The electronic files and the printout must be identical. Changes to the electronic files may be charged to the author(s).

Manuscript style: The languages of the journal are English and German. Manuscripts in German must contain an English subtitle, an abstract and English keywords.

Manuscripts should be arranged in the following order: **I.** Informative but brief title **II.** Full names, full address, E-mail and academic position of all authors. **III.** Include up to five keywords that describe your paper. **IV.** A short abstract of up to 200 words. Papers in German should additionally contain a summary in German language; the English abstract should carry the translated title of the paper in square brackets. **V.** The main text, if necessary subdivided by headings, which should be numbered with arabic numerals. **VI.** Reference list, the references should be arranged alphabetically and should be conform to the examples given below.

References should be quoted in the text as name and year within brackets and listed at the end of the text alphabetically. Use small CAPITALS for the author e.g. MÜLLER (2006). Where reference is made to more than one work by the same author published in the same year, 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, figure, table etc. 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*) are to be written in *italics*. Use small CAPITALS for the author (*Armeria maritima* WILLD.)

Do not justify your text, use a ragged right hand margin.

Do not break words at the end of lines.

Do not use any automatic formatting.

Do not use page numbers

Graphic elements, tables and images should be kept as separate files. Figures and tables captions should be placed at the end of the manuscript.

Illustrations: Supply each figure as a separate print-out, with the author's name, the figure number and the top of the figure indicated. Illustrations should be reducible to a column width of 7 cm or a maximum size of 14,5 x 21 cm. Lettering must be of reasonable size that would be clearly readable after reduction. Where a key of symbols is required, include this in the artwork itself, not in the figure caption. Avoid fine lines and grey-shading/halftones.

For the final version all illustrations must be supplied electronically as files at a sufficient resolution (600 dpi). Please use a tiff or eps format. Pdf-files or figures in word-documents are not acceptable.

Foldout inserts and colour illustrations are permitted, provided the author bears the cost.

References (examples):

Papers:

SCHWARZBACH, M. (1968): Neue Eiszeithypothesen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19: 250-261; Öhringen.

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).

Books:

EHLERS, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. – 358 S.; Stuttgart (Enke).

Do not abbreviate the name of Journals.

Offprints: Authors will receive 20 offprints free of charge. Further offprints can be ordered.

Available volumes of
Eiszeitalter und Gegenwart
(status quo 12/2007)

Volume	Year	Price	Volume	Year	Price
6	1955	38,00 €	35	1985	40,00 €
7	1956	38,00 €	36	1986	42,00 €
11	1960	38,00 €	37	1987	44,00 €
12	1962	38,00 €	38	1988	44,00 €
13	1962	38,00 €	39	1989	44,00 €
14	1963	38,00 €	40	1990	48,00 €
15	1964	38,00 €	41	1991	48,00 €
16	1965	38,00 €	42	1992	49,90 €
17	1966	38,00 €	43	1993	49,90 €
18	1967	vergriffen/sold out	44	1994	49,90 €
19	1968	38,00 €	45	1995	49,90 €
20	1969	38,00 €	46	1996	49,90 €
21	1970	38,00 €	47	1997	49,90 €
22	1971	38,00 €	48	1998	49,90 €
23/24	1973	Doppelband/double feature 57,00 €	49	1999	49,90 €
25	1974	38,00 €	50	2000	49,90 €
26	1975	38,00 €	51	2002	49,90 €
27	1976	38,00 €	52	2003	54,00 €
28	1978	38,00 €	53	2003	54,00 €
29	1979	38,00 €	54	2004	54,00 €
30	1980	38,00 €	55	2005	54,00 €
31	1981	38,00 €	56/1-2	2007	54,00 €
32	1982	38,00 €	56/3	2007	27,00 €
33	1983	38,00 €	56/4	2007	27,00 €
34	1984	40,00 €			

A list of all published volumes is also shown under <http://www.schweizerbart.de/j/eiszeitalter-und-gegenwart>.

For members of the DEUQUA volumes 11-50 (exclusive of Vol. 17-18, 29) are available for 10,- € per volume. The price for other volumes is 25,- € for DEUQUA-members.

Volume 6-7, 17, and 29 are exclusively offered by E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Johannesstr. 3A, D-70176 Stuttgart.

Also available:

EISSMANN L. & LITT, T. (Hrsg.) (1994): Das Quartär Mitteleuropas. – Altenburger Naturwiss. Forsch., 7; Altenburg. The price is 43,- €

If you are interested please contact:

Deutsche Quartärvereinigung e.V., Stilleweg 2, D-30655 Hannover, deuqua@lbeg.niedersachsen.de

Volumes 1-5, 8 and 10 are available as reprints:

Firma Zwerts und Zeltinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse (price for DEUQUA-members is 28,- €).

Contents Vol. 56 No. 4 (2007)

- Das jungpleistozäne Lößprofil von Nußloch (SW-Wand)227
im Aufschluss der Heidelberger Zement AG
The Late Pleistocene loess profile Nussloch (SW wall)
Erhard Bibus, Manfred Frechen, Michael Kösel & Wolfgang Rähle
- Neubewertung der geomorphologischen Entwicklung256
der Umgebung des Rangsdorfer Sees
Reassessment of the geological development of the Rangsdorf lake area
Christopher Lüthgens & Margot Böse
- Zur Struktur und Entstehung von Eiskeil–Großformen283
in Lieth/Elmshorn (Schleswig-Holstein)
*Structure and development of ice-wedge pseudomorphs
in the Lieth lime quarry/Elmshorn (Schleswig-Holstein)*
Alf Grube
- Weichselian red tills in the Gardno Phase End Moraine (Dębina Cliff)295
– criteria for distinction, origin and stratigraphic position,
and implications for the origin and course of the Baltic Ice Stream
Weichselzeitliche rote Moränen in der Gardno Endmoräne (Dębina Kliff)
– *Besonderheiten, Herkunft und Chronostratigraphie, unter besonderer
Berücksichtigung des Verlaufs und der Quelle des Baltischen Eisstroms*
Jarosław Jasiewicz