

Eiszeitalter und Gegenwart

52. Band 2003



Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung e.V.

Schriftleitung: ERNST BRUNOTTE



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

ISSN 0424 - 7116



www.deuqua.de

Deutsche Quartärvereinigung e.V.

Gegründet 1948

Geschäftsstelle: 30655 Hannover, Stilleweg 2, Postfach 51 01 53

Bankverbindungen:

Postgiroamt Hannover, Konto-Nr. 45303-308, BLZ 25010030,
Kreissparkasse Hannover, Konto-Nr. 2000806311, BLZ 25050299

Vorstand

(2003 - 2006)

Präsident:

Prof. Dr. CHRISTIAN SCHLÜCHTER, Bern

Vizepräsidenten:

Prof. Dr. JEF VANDENBERGHE, Amsterdam

Prof. Dr. THOMAS LITT, Bonn

Schriftleiter des Jahrbuchs:

Prof. Dr. ERNST BRUNOTTE, Köln

Schriftleitung der Nachrichten:

N.N.

Schatzmeister:

Dr. JÖRG ELBRACHT, Hannover

Archivar:

PD Dr. HOLGER FREUND, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Prof. Dr. MARGOT BÖSE, Berlin

PD Dr. LUDGER FELDMANN, Clausthal-Zellerfeld

Dr. MARKUS FIEBIG, München

Mag. JURGEN REITNER, Wien

Dr. STEFAN WANSCHA, Halle

Schriftleitungsausschuss/Editorial Board:

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

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 45,- €. Korporative Mitglieder zahlen 55,- €. Studenten, Rentner und andere Mitglieder ohne Einkommen können über die Geschäftsstelle formlos Ermäßigungen beantragen.

Der Jahresbeitrag wird in Deutschland durch Einzugsermächtigung, von allen anderen Mitgliedern durch Überweisung, bis 01. 03. des betreffenden Jahres auf eines der oben genannten Konten erbeten.

Anmeldungen neuer Mitglieder und Anfragen wegen fehlender Jahrbücher sind an die Geschäftsstelle in Hannover zu richten.

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an:

Prof. Dr. ERNST BRUNOTTE, Geographisches Institut der Universität, D-50923 Köln.

Das Titelbild zeigt die Mittelmoräne der Chamhalden mit Girensitz und Grenzchopf in der N-Kette des Sämtisgebirges (Foto: R. Hantke).

Gedruckt auf alterungsbeständigem Papier

Eiszeitalter und Gegenwart

Anlässlich seines 100. Geburtstages ist dieser Band
Herrn Franz Firbas (1902-1964) gewidmet

Liebe DEUQUA-Mitglieder und Leser von Eiszeitalter und Gegenwart,

es erreichen uns immer wieder Stellungnahmen und Kritiken zu einzelnen Aufsätzen. Wir möchten anregen, dass Sie Eiszeitalter und Gegenwart prinzipiell als Diskussionsforum verstehen und uns Ihre Meinung oder Gegendarstellung als druckfertiges Manuskript zur Veröffentlichung zusenden.

Zuschriften und Manuskripte bezüglich wissenschaftlicher Aufsätze fertigen Sie bitte entsprechend der 'Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge' an (s. Ende dieses Heftes) und senden sie an den Schriftleiter von „Eiszeitalter und Gegenwart“:

Prof. Dr. ERNST BRUNOTTE, Geographisches Institut der Universität, D-50923 Köln [Straßenangabe entfällt]. E-Mail: e.brunotte@uni-koeln.de.

ISSN 024-7116 ©Deutsche Quartärvereinigung e.V., Hannover

Schriftleitung: E. BRUNOTTE

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich.

Herstellung:

Satz & Layout: Dr. A. Ikinger, Dr. E.-M.Ikinger, Düsseldorf

Druck: Limberg Druck GmbH, Industriestraße 17, D-41564 Kaarst

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung e. V.

52. Band

Mit 29 Abbildungen und 7 Tabellen

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung e.V. Hannover

Schriftleitung: Ernst Brunotte

Vertrieb:



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

2003

Inhaltsverzeichnis

BEUG, H.-J.: Zum Gedenken an Franz Firbas (1902-1964) anlässlich seines 100. Geburtstages	1-3
HILLER, A., TINAPP, C., GROOTES, P. M. & NADEAU, M.-J.: Ungewöhnliche Probleme bei der ¹⁴ C-Datierung organischer Komponenten und Fraktionen fluviatiler Sedimente aus der Aue der Weißen Elster bei Leipzig	4-12
HANTKE, R.: Eiszeitliche Mittelmoränen in der Zentral- und Ostschweiz	13-24
HOUBEN, C.: Die Wirbeltierfauna aus dem letzten Interglazial von Lehringen (Niedersachsen, Deutschland) ...	25-39
SPRINGHORN, R.: A wild horse (<i>Equus przewalskii</i> POLIAKOV 1881) of Mesolithic age from Kempen (Germany, Northrhine-Westfalia, Lippe County).....	40-46
NOWEL, W.: Zur Korrelation der Glazialfolgen im Saale- Komplex Nord- und Mitteldeutschlands am Beispiel des Tagesbaus Jänschwalde in Branden- burg.....	47-83
LIPPSTREU, L. & STACKEBRANDT, W.: Jänschwalde und die Gliederung des Saale- Komplexes – ein Kommentar zum Beitrag von WERNER NOWEL.....	84-90
ELSNER, H.: Verbreitung und Ausbildung Elster-zeitlicher Ablagerungen zwischen Elm und Flechtinger Höhenzug	91-116

Zum Gedenken an Franz Firbas (1902-1964) anlässlich seines 100. Geburtstages

HANS-JÜRGEN BEUG*)

BEUG, H.-J. (2003): Zum Gedenken an Franz Firbas (1902-1964) anlässlich seines 100. Geburtstages. – Eiszeitalter und Gegenwart, 52: 1-3; Hannover.

Franz Firbas wurde am 4.6.1902 in Prag geboren. Nach seiner Schulzeit studierte er an der Deutschen Universität in Prag. Hier wurde er 1924 promoviert, war anschließend Assistent bei Pascher und Knoll und ging 1928 zu Peter Stark nach Frankfurt/M., wo er sich 1931 habilitierte. 1933 bis 1939 war er an der Universität Göttingen tätig und wurde 1937 zum außerplanmäßigen Professor ernannt. Er folgte Rufen auf Ordinariate für Botanik in Stuttgart-Hohenheim (1939) und Strassburg (1941). Nach Kriegsende kehrte er nach Göttingen zurück. Hier war er zunächst als Extraordinarius (1946) und dann als ordentlicher Professor für Botanik (1952) und Leiter des neu gegründeten Systematisch-Geobotanischen Instituts tätig. Seit 1932 war Franz Firbas mit Ilse Cario verheiratet.

Sein wissenschaftliches Werk ist ausgesprochen vielseitig. Er verfolgte in seiner Dissertation soziologische und ökologische Probleme an Felspflanzen in Nordböhmen. Seine Habilitationsschrift galt den Zusammenhängen zwischen xeromorph gebauten Hochmoorpflanzen und ihrem Nährstoffhaushalt. Pflanzensoziologische und experimentell ökologische Fragen hat er immer wieder verfolgt, vielfach zusammen mit seinen Schülern.

Sein Lebenswerk galt aber der Vegetationsgeschichte. Im Jahre 1916 hatte der schwedische Geologe Ernst Jacob Lennart von Post (1884-1951) die quantitative Pollenanalyse eingeführt. Vorkommen fossiler Pollenkörner in Torfen waren zwar schon lange bekannt gewesen, aber es war Lennart von Post, der erstmals zeigte, dass die Anteile der



Baumarten in einem Pollenspektrum ein Schlüssel für die Rekonstruktion der Pflanzendecke früherer Zeiten sein konnten. Lennart von Post gilt deswegen als der Vater der Pollenanalyse und der Vegetationsgeschichte. Angeregt durch diese neue und geniale Möglichkeit des Studiums früherer Vegetationsverhältnisse schrieb Franz Firbas in Prag bereits 1923 seine Staatsexamensarbeit über das Thema „Pollenanalytische Untersuchungen einiger Moore der Ostalpen“, eine der ersten Untersuchungen dieser Art in Mitteleuropa.

In den folgenden Jahren veröffentlichte er zahlreiche Arbeiten über verschiedene mitteleuropäische Landschaften und Frankreich. Er untersuchte holozäne ebenso wie interglaziale Bildungen. Bis 1934 lieferten die pollenanalytischen Untersuchungen aller Autoren allerdings nur walddgeschichtliche

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. HANS-JÜRGEN BEUG, Walther-Nernst-Weg 9, D-37075 Göttingen



GEOLOGISKA INSTITUTIONEN
KUNGSTENSGATAN 45, STOCKHOLM 6

PROFESSOR VON POST

Lieber Kollege Firbas,

Zeichnen Sie nun, bitte, ein Kreuz an die Wand, weil ich einen Brief schreibe. Ich thue es, um Sie am allerherzlichsten zu glückwünschen zur Vollendung Ihrer prächtigen Monographie über die Waldgeschichte Mitteleuropas und Sie zu danken für Ihre Liebenswürdigkeit mir das Buch zu übersenden. Es wird mir eine grose Hilfe leisten in meiner heutigen Arbeit.

Seit mehreren Jahren habe ich freilich die waldgeschichtlichen Probleme verlassen, um meine Untersuch-

ungen über die Niveauschwankungen abzuschliessen zu können, mamentlich meine Studien über die Epeirogenese des spät-quartären Viskan-Fiords. Hierbei kommt aber auch Pollenstatistik zur Verwendung, nämlich für Datierungen usw.

Ich kann mich nicht erinnern, ob ich Ihnen meinen letzten Schriften übersandt habe. Allerdings thue ich es jetzt. Meinen Vega-Vortrag betrachte ich als mein "pollen-analytisches Testament".

Mit kollegialen Grüssen

Ihr ergebener

Lennart von Post

Ergebnisse. Man konnte pollenanalytisch noch nicht zwischen bewaldeten und waldlosen Verhältnissen unterscheiden, und für die pollenmorphologische Diagnostik waren die Pollenformen krautiger und staudiger Pflanzen noch eine unbekannte Größe. Durch seine 1934 erschienene Arbeit „Über die Bestimmung der Walddichte und der Vegetation waldloser Gebiete mit Hilfe der Pollenanalyse“ legte er – wohl angeregt durch seine Untersuchungen über das Spätglazial – einen wichtigen Grundstein für die moderne vegetationsgeschichtliche Forschung. Im Jahr 1937 folgte dann seine Arbeit „Der pollenanalytische Nachweis des Getreidebaus“. Damit waren die wesentlichen methodischen Voraussetzungen geschaffen, die Pollenanalyse bzw. die vegetationsgeschichtliche Forschung für alle an geowissenschaftlichen und insbesondere an siedlungsgeschichtlichen, standortkundlichen, pflanzensoziologischen, biostratigraphischen und paläoklimatischen Daten hoher Auflösung interessierten Fächer zu einem leistungsfähigen Instrument zu machen.

Mindestens seit Anfang der 40er Jahre arbeitete Franz Firbas an einer Zusammenfassung der vegetationsgeschichtlichen Ergebnisse, die er in den verschiedenen Teilen Mitteleuropas zu einem guten Teil selber erarbeitet hatte. Im Jahre 1949 erschien dann der erste und 1952 der zweite Band der „Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen“. Es würde zu weit gehen, auf die Begeisterung und die Hochachtung einzugehen, mit der dieses Werk vor allem bei Botanikern, Archäologen, Geologen, Geographen und Forstwissenschaftlern aufgenommen wurde.

Wichtige akademische Ehrungen wurden Franz Firbas in den folgenden Jahren zuteil. Außer verschiedenen Mitgliedschaften in wissenschaftlichen Gesellschaften und Akademien sind insbesondere zu nennen: die Verleihung der großen silbernen Carl-von-Linné-Medaille der Königlich-Schwedischen Akademie in Stockholm (1952), das Ehrendoktorat der Staatswirtschaftlichen Fakultät der Universität München (1953) und die Verleihung der Albrecht-Penck-Medaille der Deutschen Quartärvereinigung (1958).

Eine Anerkennung ist allerdings nicht allgemein bekannt geworden, obwohl Franz Firbas auf sie ganz besonders stolz war. Es ist ein Schreiben aus dem Jahr 1949 von Lennart von Post, mit dem

dieser auf die Zusendung des ersten Bandes der „Waldgeschichte Mitteleuropas“ reagierte. Es heißt, dass Lennart von Post so gut wie niemals Briefe schrieb oder Briefe beantwortete. So jedenfalls hat Franz Firbas es mir einmal erzählt. Es musste demnach erst ein Ereignis wirklich überragender Bedeutung eintreten, um Lennart von Post zum Schreiben zu bewegen, und das macht es sicherlich wünschenswert, dieses Schreiben der interessierten Fachwelt zugänglich zu machen.

Franz Firbas verstarb am 19. Februar 1964 nach langer Krankheit, die ihm in seinen letzten Lebensjahren zunehmend schwer zu schaffen gemacht hatte. Viele seiner Schüler und besonders seine Schüler aus der Nachkriegszeit haben, oft an herausragender Stelle wirkend, in Forschung und Lehre diejenigen Gebiete in moderner Weise ausgebaut, auf denen ihr Lehrer wirkte und haben neue Wege gefunden, für die er die Grundlagen gelegt hatte: Vegetationsgeschichte, experimentelle Ökologie und Pflanzensoziologie. Die Vegetationsgeschichte erhielt an der Universität Göttingen einen festen Platz durch die Errichtung einer Professur und einer Abteilung für Palynologie (1969). Die Abteilung wurde 1985 in ein Institut für Palynologie und Quartärwissenschaften umgewandelt. Die Stadt Göttingen ehrte Franz Firbas im Jahre 1988 auf Antrag der Universität Göttingen mit einer Gedenktafel, die an dem ehemaligen Firbas'schen Wohnhaus in der Wilhelm-Weber-Straße 2 angebracht wurde.

Ungewöhnliche Probleme bei der ^{14}C -Datierung organischer Komponenten und Fraktionen fluviatiler Sedimente aus der Aue der Weißen Elster bei Leipzig

ACHIM HILLER, CHRISTIAN TINAPP, PIETER M. GROOTES & MARIE-JOSÉE NADEAU*)

HILLER, A., TINAPP, C., GROOTES, P. M. & NADEAU, M.-J. (2003): Ungewöhnliche Probleme bei der ^{14}C -Datierung organischer Komponenten und Fraktionen fluviatiler Sedimente aus der Aue der Weißen Elster bei Leipzig. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 52: 4-12; Hannover.

Keywords: Weisse Elster valley, floodplain, Weichselian, Holocene, radiocarbon dating, Germany

Kurzfassung: Aus Paläorinnensedimenten und fossilen Bodenhorizonten in der Weißen Elsteraue wurden konventionelle und AMS ^{14}C -Altersbestimmungen der organischen Substanz durchgeführt. Die Ergebnisse liefern z.T. sehr große Altersdifferenzen der verschiedenen Komponenten einer Probe bis über 20.000 ^{14}C -Jahre, die der Beimischung von umgelagertem tertiären Material zuzuschreiben ist. Die Resultate belegen, dass bei der Interpretation von ^{14}C -Altersbestimmungen an organischem Material aus fluviatilen Sedimenten große Vorsicht geboten ist, wenn nicht die Altershomogenität des Probenmaterials bewiesen werden kann oder weitere Absicherungen durch unabhängige absolute Datierungsmethoden vorliegen.

[Problems with ^{14}C dating of organic compounds from fluvial sediments of the Weisse Elster floodplain near Leipzig]

Abstract: Conventional and AMS ^{14}C dates of palaeochannel sediments and fossil soil horizons of the Weisse Elster floodplain differ largely by up to 20,000 ^{14}C years for various organic components and fractions of the same sample.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. ACHIM HILLER, UFZ-Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Sektion Hydrogeologie, Theodor-Lieser-Straße 4, 06120 Halle; (neue Adresse: Institut für Interdisziplinäre Isotopenforschung, Permoserstraße 15, 04318 Leipzig, e-mail: hiller@iif-leipzig.de); Dr. CHRISTIAN TINAPP, Physische Geographie / Geowissenschaften, Universität Trier, 54286 Trier; Prof. Dr. PIETER M. GROOTES & Dr. MARIE-JOSÉE NADEAU, Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung, Christian-Albrechts-Universität Kiel, Max-Eyth-Straße 11-13, 24118 Kiel.

These differences may be attributed to reworked Tertiary material (lignites). Hence, ^{14}C dates of organic material from fluvial sediments should be interpreted with great caution when the inherent age distribution of the material is wide and they can not be verified by methodically independent absolute dating techniques.

1 Einleitung

^{14}C -Messungen spielen vor allem für die altersmäßige Charakterisierung organischer Substanzen eine herausragende Rolle, weil organisches Material wie z.B. Holz, Torf, Holzkohle, Pflanzendetritus in Sedimenten, Humus, Knochen, das im Bildungs- bzw. Wachstumszeitraum mehr oder weniger direkt mit dem atmosphärischen ^{14}C korrespondiert hat, überwiegend zuverlässige konventionelle Alterswerte liefert. Bei der ^{14}C -Datierung jungquartärer Gesteinsabfolgen werden oftmals organische Bestandteile aus Schichten verwendet, um eine absolute Chronologie der stratigraphischen Alter zu erstellen. Ist das terrestrische organische Material autochthoner Herkunft, treten keinerlei Probleme auf. Wenn es sich um zeitgleiche Bildungen verschiedener Komponenten handelt (z.B. Holzreste, Megafossilien¹, Fein- und Grobdetritus in einem humosen Sediment), lassen sich auch solche Mischproben solide datieren.

In Mitteleuropa, wo mächtige tertiäre Schichten (z. T. oberflächennah anstehende Braunkohlevorkommen) auftreten, können die Verhältnisse jedoch weitaus komplizierter sein. Insbesondere während der Glaziale haben Bewegungen des Gletschereises und kryoturbate Prozesse in Periglazialräumen sowie fluviatile Tätigkeit oft zu Umlagerungen, intensiven gravitativen Deformationen (Tropfen- und Taschenstrukturen) und zu

[¹ Als Megafossilien bezeichnen wir kompakte Hölzer im Unterschied zu pflanzlichen Makrofossilien wie z.B. Samen, Nadeln etc.]

Diskordanzen in der Schichtenfolge geführt (EISSMANN 1997: 64), die nicht immer sicher zu erkennen und stratigraphisch einzuordnen sind. Hinzu kommt, dass versickerndes oder in seinem Pegel schwankendes Grundwasser bestimmte Komponenten von organischen Ablagerungen (Fulvinsäuren, Huminsäuren) löst und leicht verlagert. Sie werden dann an anderer Stelle angereichert.

Wir möchten hier anhand einiger Beispiele aus dem Tal der Weißen Elster zeigen, welche großen ^{14}C -Altersdifferenzen innerhalb von Proben mit altersmäßig heterogener Zusammensetzung auftreten können. Wissenschaftler, die sich mit der jüngeren Geschichte des Quartärs befassen, sollen dadurch zur vorsichtigen Interpretation von ^{14}C -Daten solcher Sedimente und zum kritischen Umgang mit ^{14}C -Altersangaben aufgefordert werden. Empfehlenswert ist eine sorgfältige Prüfung der Alterskonsistenz unterschiedlicher organischer Fraktionen oder der Einsatz methodisch unabhängiger absoluter Datierungsmethoden (z.B. archäologische und TL/OSL- oder $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Altersbestimmungen).

2 Problemstellung

Torfe, Torfmudden, Schluffmudden (humic silts), Böden etc., deren organische Substanz aus unterschiedlich komplexen und oft auch verschiedenen alten Stoffgruppen zusammengesetzt ist und die z.T. komplexe Bildungs- und Umwandlungsprozesse durchlaufen haben (STEVENSON 1982), erlauben die Anwendung von ^{14}C -Analysen. Lösliche Komponenten wie vor allem Fulvin- und Huminsäuren sind mobil und werden leicht verlagert (Lösungs- und Wiederausfällungsprozesse). Sie sind daher häufig allochthoner Herkunft oder weisen eine breite Altersverteilung auf. Zur Beseitigung allochthoner Bestandteile bzw. zur Dekontamination werden bei der Vorbehandlung höhermolekulare Verbindungen wie Säure lösliche Fulvinsäuren, vor allem aber die Alkali löslichen Huminsäuren und die Alkali unlösliche Fraktion (Humine) abgetrennt. Dazu wird üblicherweise das Säure-Lauge-Säure Verfahren (AAA) angewendet, das den Säurecharakter der Huminsäuren (aromatische Strukturen mit Carboxyl- und Hydroxylgruppen) ausnutzt. Bei Böden, die – sofern es sich nicht um Ah-Horizonte handelt – meist nur sehr geringe C-Gehalte (< 1%) haben, wird oft nur eine HCl-

Extraktion zur Zersetzung des Karbonates durchgeführt. In diesem Fall wird demnach die gesamte organische Substanz (C_{org}) datiert. Sind solche Proben durchwurzelt, sind scheinbare Verjüngungen die Regel.

In bodenkundlichen Studien wurden verschiedene organische Fraktionen (verschiedene Huminsäure-Extrakte) untersucht und nicht selten um mehrere Jahrtausende zu große oder zu kleine ^{14}C -Alter gefunden (SCHARPENSEEL et al. 1968; KIGOSHI et al. 1980; WILLIAMS 1989; SHORE et al. 1995; GROOTES et al. 1998). Sehr gut übereinstimmende ^{14}C -Alter werden für Huminsäure- und Huminfraktionen von Ah-Horizonten erhalten (COOK et al. 1998). ^{14}C -Messergebnisse von Huminsäure-Extrakten aus Böden sind meist nur schwierig als Alter zu interpretieren (GEYH 1970; SCHARPENSEEL & SCHIFFMANN 1977; GILET-BLEIN et al. 1980; GEYH et al. 1983). In seltenen Fällen beträgt die ^{14}C -Altersdifferenz zwischen Makroresten und Huminsäuren mehr als 10.000 Jahre, so z.B. in Böden unter Hochgebirgsmoränen (GEYH 1985). Die Genese und Zusammensetzung der organischen Stoffe in solchen Sedimenten spielen für die Zuverlässigkeit der erhaltenen Alterswerte eine ebenso große Rolle wie die Zusammensetzung der extrahierten organischen Bestandteile.

3 Geologische Situation, Beschreibung der Proben

Das untere Tal der Weißen Elster, aus dem die Proben stammen (Abb. 1), durchziehen tertiäre (Braunkohle, Meeressande) und vor allem quartäre Gesteine (vor allem Schotter, Geschiebelehm und -mergel, Löss). Im Quartär wechselten Aufschüttungsphasen am Beginn der Glaziale mit linearer Erosion durch Einschneidung der Fließgewässer und der Tieferlegung der Talböden während der Interglaziale (EISSMANN 1997: 61). Da der heutige Talverlauf der Weißen Elster praktisch identisch mit dem der Weichseleiszeit ist, erfolgte die Erosion großer Teile der Niederterrassenschotter mit Beginn der Klimaerwärmung im Spätglazial und im Holozän (HILLER et al. 1991). Anthropogen bedingt kam es im Gefolge der ackerbaulichen Nutzung seit etwa 7300 Jahren (CAMPEN & STÄUBLE 1999) zur Ablagerung von 4 - 5 m Auenlehm, der außerhalb der Rinnen – entgegen dem natürlichen Trend – in Warmzeiten zu einer Erhöhung des Tal-

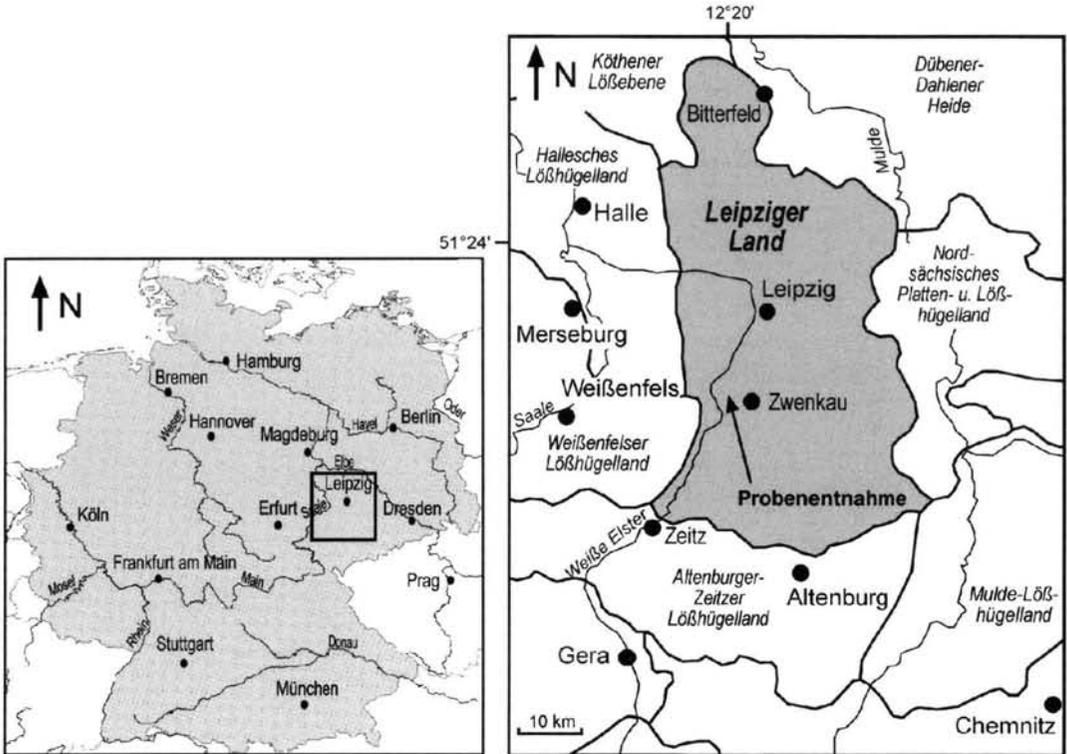


Abb. 1: Lage und naturräumliche Einordnung des Untersuchungsgebietes (nach MANNFELD & RICHTER 1995). Der westlich von Zwenkau abknickende bogenförmige Lauf der Weißen Elster beruht auf der Umleitung des Flusses für den Tagebau Zwenkau.

Fig. 1: Location of the study area (after MANNFELD & RICHTER 1995). The bent river course of the Weisse Elster west of Zwenkau is due to its redirection for the open-cast mine.

bodens geführt hat (TINAPP & STÄUBLE 2000). Das Resultat der komplexen Talgeschichte sind kleinräumige, horizontal stark wechselnde Alter der Schichten auf gleicher absoluter Höhe. Jungweichselzeitliche Sedimente liegen z.B. neben Paläorinnenablagerungen aus dem mittleren Holozän (Abb. 2). An wenigen Stellen sind auch, von Erosion weitgehend ungestört, mächtige Abfolgen weichselzeitlicher und holozäner Sedimente erhalten geblieben (EISSMANN 1994: 103).

Die Probenmaterialien von TIN 7 und TIN 8, 26 und 43 (vgl. Tab. 1) stammen aus Paläorinnen, die direkt über hochweichselglazialen Schottern liegen. Sie setzen sich aus Sanden mit größeren organischen Beimengungen zusammen. Oberhalb der Entnahmestellen liegen 2,5 bis 4 m Auenlehm oder jüngere holozäne Paläorinnensedimente (vgl. HILLER & TINAPP 2000; TINAPP 2002).

Die Proben TIN 86, 88 und 89 stammen aus

Hochflutlehm. Während TIN 86 von der über weichselzeitlichen Schottern liegenden Auenlehm-basis stammt, wurden TIN 88 und 89 aus Auenlehm oberhalb einer bereits durch mehrere ^{14}C -Werte datierten Profilbasis entnommen (vgl. Abb. 2). Über jungweichselzeitlichen Sanden hat sich dort ein Torf gebildet, der nach drei ^{14}C -Daten zwischen ca. 10.200 und 9800 a BP (TIN 40, 84, 85) entstanden ist. Die zwischen Torf und Auenlehm liegende Schluffmulde mit Pflanzenresten datiert wesentlich jünger auf ca. 7300 a BP (TIN 41) in das frühe Atlantikum. Dies wird durch das Pollenspektrum bestätigt. Während aus den Torfen eine präboreale Flora rekonstruiert werden kann, weist die darüber liegende Schluffmulde ein boreales bis frühatlantisches Pollenspektrum auf (TINAPP 2002). Somit muss der darüber liegende Auenlehm ein kleineres Alter haben. Mit der Probe TIN 88 sollte das Alter eines fossilen A_h -Horizontes ermittelt werden.

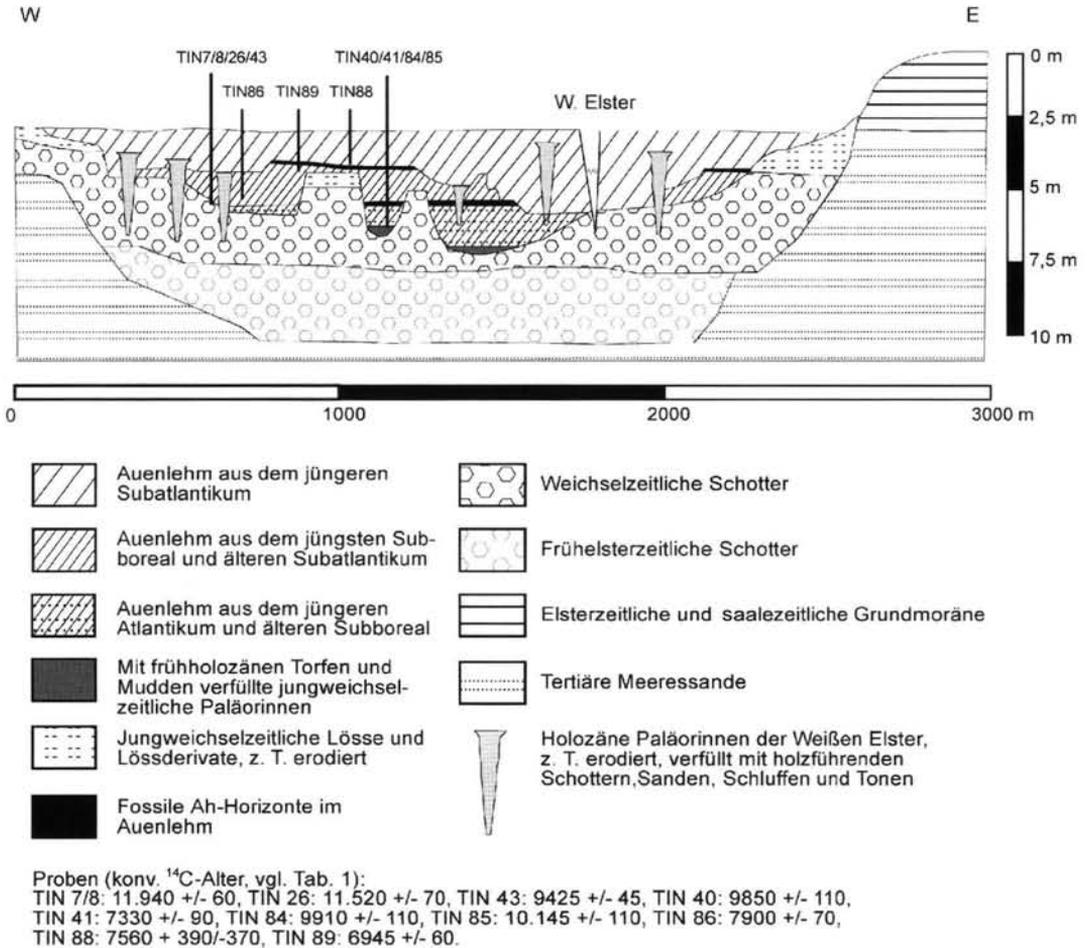


Abb. 2: Schematisches Talquerprofil der Weißen Elster zwischen Pegau und Zwenkau mit der stratigraphischen Position der Probenentnahmestellen.

Fig. 2: Schematic profile across the valley of the Weisse Elster between Pegau and Zwenkau including the stratigraphic positions of the sampling sites.

4 Ergebnisse und Diskussion

Innerhalb einer Sandlage einer flachen Paläorinne oberhalb von weichselzeitlichen Sanden und Schottern wurden zwei deutlich sichtbare, 4 cm vertikal auseinander liegende humose Bänder beprobt. Aus ihnen wurden die Proben TIN 7 und 8 (s.o.; Tab. 1) entnommen und datiert. Sie bestanden aus Grobdetritus und Holzresten (kleine Ästchen), die aus einem sandigen Sediment ausgelesen worden sind. Wegen der unzureichenden Menge wurden die Holzreste mit der angereicherten Grobdetritusfraktion (Siebfraktion) vereinigt. Die konven-

tionellen ¹⁴C-Alter dieser beiden Mischproben (nur mit HCl behandelt) stimmten mit etwa 33 ka BP gut überein, erwiesen sich aber als unerwartet groß. Die geringen verbliebenen Probenmengen von TIN 7 und 8, beide vereinigt, wurden deshalb an das Leibniz-Labor in Kiel zur ¹⁴C-Datierung mit dem AMS-Verfahren geschickt. Hier wurden Holzreste vom humosen Sediment getrennt und beide Proben nach dem üblichen Säure-Lauge-Säure-Verfahren vorbehandelt, wobei je zwei Fraktionen – Lauge löslich und Lauge unlöslich – erhalten wurden (NADEAU et al. 1997, 1998). Die ¹⁴C AMS-Analyse dieser vier Fraktionen von TIN 7/8 spiegelt die kom-

Tab. 1: Übersicht der ^{14}C -Alter der untersuchten Sedimentproben; die grau hinterlegten Daten sind als die zuverlässigsten anzusehen.

(KIA: Leibniz AMS-Labor Kiel, LZ: Leipzig, SWAN: University of Wales; * nur HCl-Extraktion; ** sehr kleine Probe, zeigt Isotopenfraktionierung in $\delta^{13}\text{C}$; *** ^{14}C -Wert mit angenommenen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert korrigiert; † Alterswert unsicher wegen sehr geringer Probenmenge).

Tab. 1: Overview of the ^{14}C ages of sediment samples investigated. The grey shaded data are considered as the most reliable.

(KIA: Leibniz AMS Lab Kiel, LZ: Leipzig, SWAN: University of Wales; * only HCl extraction; ** very small sample, shows isotope fractionation in $\delta^{13}\text{C}$; *** ^{14}C age corrected with estimated $\delta^{13}\text{C}$ value; † age value uncertain due to very little sample quantity).

Probe	Sediment	stratigraph. Einheit	organisches Material	Lab.-No.	Fraktion	mg C AMS	delta ^{13}C (% PDB)	konv. C-14 Alter ($\pm 1\sigma$)	
TIN 7	lehmgiger Sand mit "Holz"resten	SPÄT - WEICHSEL	Grobdetritus + "Holz"-Reste	LZ-1397	Corg-Gesamt *		-26,8	33.500+580/-540	
			Grobdetritus	LZ-1500	Corg-Gesamt *		-27,0	32.250+400/-380	
TIN 8	lehmgiger Sand mit "Holz"resten		Grobdetritus + "Holz"-Reste	LZ-1398	"Holz"-Reste *		-26,4	33.700+580/-540	
TIN 7/8	lehmgiger Sand mit "Holz"resten		A: "Holz"-Stückchen	KIA 9370	Alkaliunlösl. Huminsäuren	0,2 4,0	-33,4 ** -22,6	10.880±240 32.240+290/-280	
			B: Restprobe (Grobdetritus)	"	Alkaliunlösl. Huminsäuren	1,8 2,3	-27,4 -26,8	11.940±60 14.510±80	
TIN 43	Sand mit Pflanzenresten			Grobdetritus (Rinde, Samen)	KIA 10962	Alkaliunlösl. Huminsäuren	4,9 5,0	-29,8 -25,2	9425±45 31.110+230/-220
TIN 26	Sand mit Pflanzenresten		Grobdetritus	SWAN-342	Alkaliunlösl.		-26,9	18.710±280	
			Grobdetritus + wenig "Holz"-Reste	LZ-1639	Corg-Gesamt *		-27,0 ***	22.200±160	
			Grobdetritus	KIA 11793	Alkaliunlösl. Huminsäuren	5,1 5,1	-30,1 -29,8	11.520±70 14.095±55	
TIN 40	Torf	FRÜH - HOLOZÄN	Torf	SWAN-345	Corg-Gesamt *		-29,1	9850±110	
TIN 41	Schluffmudde		Pflanzenreste	SWAN-346	Alkaliunlösl.		-26,7	7330±90	
TIN 84	Torf		Torf	SWAN-418	Corg-Gesamt *		-28,8	9910±110	
TIN 85	Torf		Torf	SWAN-419	Corg-Gesamt *		-28,5	10.145±110	
TIN 86	Sandiger Lehm	MITTLERES HOLOZÄN	Humoses Sediment	KIA 10965	Alkaliunlösl. Huminsäuren	1,1 1,0	-25,1 -25,0	9840±60 7900±70	
			Humoses Sediment	KIA 10967	Alkaliunlösl.	0,5	-29,4	9480±110	
TIN 88	Sandiger Lehm Ah-Horizont				"	Alkaliunlösl. Huminsäuren	1,8 0,1	-25,7 -32,8 *	8510±50 7560+390/-370 †
				Humoses Sediment	KIA 10959	Alkaliunlösl. Huminsäuren	0,5 0,8	-27,2 -26,4	9490±100 6945±60

plizierte altersmäßige Zusammensetzung der Probe wider. Die separierten "Holzstückchen" (Tab. 1: Probe A) waren – völlig überraschend – fast vollständig Alkali löslich, ein Verhalten, das für echtes Holz ungewöhnlich ist. Diese Fraktion lieferte ebenfalls ein konventionelles ^{14}C -Alter von etwa 33 ka. Der geringfügige Rückstand war mit 11.000 a BP jedoch wesentlich jünger. Dieses Ergebnis wird freilich von dem ^{14}C -Alter der Makroreste des Restsedimentes von ca. 12.000 a BP bestätigt (Tab. 1: Probe B). Überraschend klein ist auch das ^{14}C -Alter von 14.500 a BP der zugehörigen Huminsäuren. Das tatsächliche ^{14}C -Alter des Sedimentes wird mit 12.000 ^{14}C a BP angenommen, da die Alkali unlösliche Komponente der Probe A die für präzise AMS-Messungen minimale Substanzmenge von 1 mg unterschritten hat. Das Sediment wurde danach im frühen Bølling-Interstadial direkt nach der Deglaziation abgelagert.

Die ermittelten Altersdifferenzen von über 20.000 ^{14}C -Jahren sind so groß, dass es nicht nur eine Deutung geben kann. Wenn die Alkali löslichen „Holzstückchen“ stark zersetztes, umgelagertes Holz aus dem Spätglazial waren, könnte es vor der Sedimentation von Abbau resistenten Huminsäuren aus tertiärem Material penetriert worden sein. Die beim Abbau des Holzes selbst entstehenden Huminsäuren sind dagegen mobiler und wurden vorwiegend ausgewaschen, weswegen sich deren ^{14}C -Alter stark unterscheiden. Eine andere mögliche Erklärung geht davon aus, dass es sich bei den vermeintlichen Holzpartikeln um umgelagertes tertiäres, humoses, organisches Material handelt, das durch mikrobielle und/oder bodenchemische Prozesse abgebaut und verändert worden ist. Hierfür kommen verkohlte Pflanzenreste und Kohlenstoffpartikel („black carbon“) in Betracht. Letztere entstehen z.B. bei Waldbränden. Beide Komponenten werden in den Kohlenstoffbestand von Böden und Sedimenten eingebunden und sollen nach SKJEMSTAD et al. (1996) zu organischen Verbindungen umgewandelt werden können. Dieses Material ist weitgehend (bio)chemisch resistent. Es gibt aber Hinweise (s.o.) für mikrobielle oder chemische Abbau- und Oxidationsprozesse unter spezifischen Bedingungen (BIRD et al. 1999; SCHMIDT & NOACK 2000), bei denen unterschiedlich mobile Huminsäuren bzw. Huminsäure ähnliche Verbindungen entstehen (HAUMAIER & ZECH 1995; SKJEMSTAD et al.

1996). Bei der Pollenanalyse konnten keine Kohlenstoffpartikel entdeckt werden. Bei den "Holzpartikeln" könnte es sich möglicherweise auch um sogenannte Melanine handeln, Abbau resistente Umwandlungsprodukte, die vor allem durch Pilze produziert werden, Huminsäure ähnliche Eigenschaften haben und sogar einen bedeutenden Anteil der Humussubstanz in Böden ausmachen können (BUTLER & DAY 1998).

Aus dem Pflanzendetritus von TIN 43 wurden kleine Rinden(?)stückchen und Samen für die ^{14}C -Analyse separiert. Die Ergebnisse sind überraschend ähnlich den Daten von TIN 7/8: Die Huminsäuren lieferten ein stratigraphisch nicht akzeptables ^{14}C -Alter von 31 ka BP, während das ^{14}C -Alter von 9425 a BP die stratigraphische Position bestätigt und ins frühe Holozän zu stellen ist.

Der organische Anteil von TIN 26 umfasste neben holzähnlichen Partikeln nicht näher identifizierbare Pflanzenreste. Zwei unabhängige konventionelle ^{14}C -Analysen von HCl-Extrakten lieferten ca. 19 ka BP (Huminfraktion) und 22 ka BP für die mit HCl vorbehandelte Probe. Ein hochglaziales Alter ist stratigraphisch und sedimentologisch auszuschließen. Das wahre Alter erbrachte wieder die AMS-Analyse (Tab. 1). Die Alkali unlösliche Fraktion der ausgelesenen Makroreste lieferte 11.500 ^{14}C a BP, also ein Spätallerød-zeitliches Alter. Das wiederum höhere ^{14}C -Alter der Alkali löslichen Fraktion (ca. 2500 a) bestätigt, dass im Sediment geringe Anteile tertiärer Huminstoffe enthalten waren. Es ist allerdings nicht auszuschließen, dass ein wesentlicher Teil der Huminsäuren im Allerød gebildet wurde, wofür jedoch palynologische Befunde nicht zu erbringen waren.

Alle beschriebenen Proben (TIN 7, 8, 26, 43) stammen aus einem 500 x 200 m großen Ausschnitt der Aue im Vorfeld des Tagebaus Zwenkau. Hier wurden fluviatile sandige Sedimente zwischen der Jungweichselzeit und dem Frühholozän abgelagert. Die Ablagerungen bestehen danach aus Erosionsmaterial der Weißen Elster und ihrer Nebenflüsse. Der im Sediment der Proben enthaltene allochthone organische Kohlenstoff kann zeitlich vom Oligozän bis in die Spätweichselzeit reichen (vgl. Abb. 2).

Die bisher aus den ^{14}C -Altern abgeleitete fossile Herkunft der organischen allochthonen Bestandteile wird durch Pollenanalysen von TIN 7, 8 und 26 bestätigt. Es wurde eine weitgehend tertiäre

Flora mit wenigen pleistozänen Arten gefunden. Der tertiäre Pollen war wesentlich besser erhalten als z.T. stark korrodierter aus dem Pleistozän. Immer wieder hat sich in den holozänen Schichten der Aue gezeigt, dass schwache bis starke Verunreinigungen mit tertiärem Material vorhanden sind (vgl. TINAPP 2002). Da der Pollen aus dem Spätglazial – dem tatsächlichen Zeitraum der Sedimentation – z.B. während des Wechsels zwischen Durchfeuchtung und Austrocknung teilweise zerstört worden ist, muss der tertiäre Pollen widerstandsfähiger sein, obwohl sie sich äußerlich kaum unterscheiden. Wie die Alterswerte zeigen, wurde bei der Datierung jedoch nicht ausschließlich tertiäres organisches Material in Alkali löslicher Form erfasst, sondern auch ein geringer jüngerer organischer Anteil aus dem Spätglazial. Die mit der ^{14}C -Analyse untersuchten, unterschiedlich alten Komponenten werden damit durch die Pollenanalyse grundsätzlich bestätigt.

Im Weichsel-Spätglazial sind durch Einschneidung von Rinnen stromaufwärts offenbar auch tertiäre Schichten angeschnitten worden. Da am Ende der Weichseleiszeit die Humusneubildung in noch wesentlich geringerem Maße stattfand als später im Holozän, liegen folglich die Anteile tertiärer Verunreinigungen in organischen Anreicherungen in den spätglazialen Bildungen der Aue wesentlich höher. Die aus zahlreichen geologischen Befunden sicher gestellte Erosion großer Teile der Niederterrassenschotter (vgl. HILLER et al. 1991; EISSMANN 1994: 101) wird somit durch unsere ^{14}C -Daten zeitlich bestätigt.

Die ^{14}C -Daten der Extrakte des organischen Materials der Proben TIN 86, 88 und 89 demonstrieren ganz andere Verhältnisse. Hier sind die Huminsäuren um ca. 2000 bis 2500 Jahre jünger als die Humine. Dies entspricht durchaus dem Normalfall, weswegen das AAA-Verfahren angewendet wird. Die Altersdifferenz dieser Komponente bei der Wiederholungsmessung von TIN 88 (s. Tab. 1) ist kaum messtechnisch bedingt, sondern deutet möglicherweise auf inhomogenes Probenmaterial und damit variable Mischungsverhältnisse hin. Infolge der bei der Ablagerung von Hochflutlehm stattfindenden Prozesse muss mit solchen Effekten gerechnet werden. Nach dem ^{14}C -Alter stammt die Alkali unlösliche Fraktion aus dem frühen Holozän

(Präboreal) und nicht – wie erwartet – aus dem mittleren Holozän. Wegen des sehr geringen Kohlenstoffgehaltes der Sedimente ist allerdings nicht ausgeschlossen, dass die in den untersuchten Sedimenten der Elsteraue nachgewiesenen Beimengungen an fossilem, nicht-mobilen allochthonem Kohlenstoff zu beträchtlichen, scheinbaren Altersüberhöhungen geführt haben. Somit ist anzunehmen, dass hier die ^{14}C -Alter der Huminsäuren den Zeitpunkt der Sedimentation besser widerspiegeln als die der Huminfraction, zumal TIN 89 auch eine logische Alters-Tiefen-Abfolge ergibt.

Die niedrigeren Huminsäurealter von TIN 86 und 89 können auch als Hinweis für pedogene Vorgänge innerhalb der Auenlehme angesehen werden, in deren Verlauf es zu Verlagerungen von Huminsäuren mit Sickerwässern bzw. durch schwankende Grundwasserspiegel gekommen sein kann (vgl. SCHARPENSEEL & SCHIFFMANN 1977). Im Fall des Ah-Horizontes (TIN 88) sollten Huminsäure-Umlagerungen keine wesentliche Rolle spielen und das Datum den frühesten Zeitpunkt liefern, von dem an der Boden mit Sedimenten überdeckt worden ist. Stratigraphisch gesehen ist das tatsächliche Alter des Auenlehms noch etwas kleiner als die ^{14}C -Werte der Huminsäuren (Abb. 2), denn als Mischung können die Daten hier nur als Maximalalter gedeutet werden (CASELDINE & MATTHEWS 1985; STÄUBLE 1995; BROWN 1997).

Zusammenfassend stellen wir fest:

1. Wir finden in Auensedimenten eines eng begrenzten Gebietes extrem unterschiedliche ^{14}C -Alter, wobei die Huminsäure-Komponente von >20.000 Jahre älter (TIN 7/8, 43) bis ca. 2000 Jahre jünger (TIN 86, 89) ist als die Alkali unlösliche Fraktion. Übereinstimmend mit einschlägigen Erfahrungen sollten aus fluviatilen Sedimenten nur die ausgelesenen Makroreste nach AAA-Vorbehandlung AMS ^{14}C -datiert werden. Falls nur C_{org} -Daten ermittelt werden können, ist mit scheinbar zu großen oder zu kleinen ^{14}C -Altern zu rechnen. Allerdings spiegeln auch die AMS- ^{14}C -Daten in unseren Untersuchungen ungewöhnlich komplizierte Verhältnisse wider.
2. Die Huminsäuren ergeben in einigen Fällen vollkommen irrelevante, zu große Alterswerte. Bei den untersuchten Proben aus dem Hochflutlehm

sind deren ¹⁴C-Alter jedoch jünger als die der Huminfraction und besser vereinbar mit dem aus der Stratigraphie abgeleiteten Bildungszeitraum.

3. Wegen der sehr wahrscheinlichen Koexistenz unterschiedlich alter organischer Komponenten in fluviatilen Sedimenten ist die ¹⁴C-Altersbestimmung mehrerer Komponenten oder vergleichende Datierungen mit anderen Methoden zu empfehlen.

5 Danksagung

Für die Durchführung der Pollenanalysen danken wir Frau Dr. M. Knipping, Universität Hohenheim. Unser Dank gilt ebenso Dr. Q. Dresser (University of Wales), der fünf ¹⁴C-Daten zur Verfügung stellte. Herrn Prof. M.A. Geyh sind wir für die kritische Durchsicht und zahlreiche Anmerkungen dankbar.

6 Schriftenverzeichnis

- BIRD, M.I., MOYO, C., VEENENDAAL, E.M. LLOYD, J. & FROST, P. (1999): Stability of elemental carbon in a savanna soil. – *Global Biogeochem. Cycles*, **13**: 923-932.
- BROWN, A. G. (1997): Alluvial geoarchaeology. Floodplain archaeology and environmental change. – 377 S.; Cambridge (Cambridge University press).
- BUTLER, M.J. & DAY, A.W. (1998): Fungal melanins: a review. – *Canad. J. Microbiol.*, **44**: 1115-1136.
- CAMPEN, I. & STÄUBLE, H. (1999): Holzfunde im Braunkohlentagebau Zwenkau: Ausnahme oder Regel? – *Plattform*, **7/8**: 46-57.
- CASELDINE, C. J. & MATTHEWS, J. A. (1985): ¹⁴C-Dating of palaeosoils, pollen analysis and landscape change: Studies from the Low- and Mid-Alpine Belts of Southern Norway. – In: BOARDMAN [ed.]: Soils and Quaternary landscape evolution, 87-116; Chichester - New York - Brisbane - Toronto - Singapore (John Wiley & Sons).
- COOK, G.T., DUGMORE, A.J. & SHORE, J.S. (1998): The influence of pretreatment on humic acid yield and ¹⁴C age of *Carex* peat. – *Radiocarbon*, **40**: 21-27.
- EISSMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands. – In: EISSMANN, L. & LITT, T. [Hrsg.]: Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. – *Altenburger naturwiss. Forsch.*, **7**, 55-135, Altenburg.
- (1997): Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordosthüringen. *Altenburger naturwiss. Forsch.*, **8**, 98 S.; Altenburg.
- GEYH, M.A. (1970): Möglichkeiten und Grenzen der Radiokohlenstoffaltersbestimmung von Böden - Methodische Probleme. – *Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges.*, **10**: 239-241.
- (1985): ¹⁴C-Daten zu Gletscherständen - Probleme der Deutung. – In: RÖTHLISBERGER, F. [Hrsg.]: 10.000 Jahre Gletschergeschichte der Erde: 319-330, (Sauerländer).
- , ROESCHMANN, G., WIJNSTRA, T.A. & MIDDELDORP, A. (1983): The unreliability of ¹⁴C dates obtained from buried sandy podzols. – *Radiocarbon*, **25**: 409-416.
- GILET-BLEIN, N., MARIEN, G. & EVIN, J. (1980): Unreliability of ¹⁴C dates from organic matter in soils. – *Radiocarbon*, **22**: 919-929.
- GROOTES, P.M., NADEAU, M.-J. & SCHLEICHER, M. (1998): Determination of the ¹⁴C-age of soil organic matter. – *Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges.*, **87**: 191-198.
- HAUMAIER, L. & ZECH, W. (1995): Black carbon – Possible source of highly aromatic components in soil humic acids. – *Org. Geochemistry*, **23**: 191-196.
- HILLER, A., LITT, T. & EISSMANN, L. (1991): Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandstäler im Elbe-Saale-Gebiet unter besonderer Berücksichtigung von ¹⁴C-Daten. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **41**: 26-46.
- & TINAPP, C. (2000): Geoarchäologie im Tagebau Zwenkau. Rinnensedimente als Spiegel einer sich wandelnden Umwelt. – *Archäol. Aktuell Freistaat Sachsen*, **6**: 36-41.
- KIGOSHI, K., SUZUKI, N. & SHIRAKI, M. (1980): Soil dating by fractional extraction of humic acid. – *Radiocarbon*, **22**: 853-857.
- MANNFELD, K. & RICHTER, H. (1995) [Hrsg.]: Naturräume in Sachsen. – *Forschungen zur deutschen Landeskunde*, **238**: 228 S.; Trier (Selbstverlag).
- NADEAU, M.-J., SCHLEICHER, M., GROOTES, P.M., ERLKENKUSER, H., GOTTDANG, A., MOUS, D.J.W., SARNTHEIN, J.M. & WILLKOMM, H. (1997): The Leibniz-Labor AMS facility at the Christian-Albrechts-University, Kiel, Germany. – *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res., Ser. B*, **123**: 22-30.
- , GROOTES, P.M., SCHLEICHER, M., HASSELBERG, P., RIECK, A. & BITTERLING, M. (1998): Sample throughput and data quality at the Leibniz-Labor AMS Facility. – *Radiocarbon*, **40**: 239-245.
- SCHARPENSEEL, H.W. & SCHIFFMANN, H. (1977): Radiocarbon dating of soils. A review. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, **140**: 159-174.
- , RONZANI, C. & PIETIG, F. (1968): Comparative age determination on different humic-matter fractions. – In: IAEA Proceedings of the symposium on the use of isotopes and radiation in soil organic matter studies, IAEA Wien: 67-73.
- SCHMIDT, M.W.I. & NOACK, A.G. (2000): Black carbon in soils and sediments: Analysis, distribution, implications, and current challenges. – *Global Biogeochem. Cycles*, **14**: 777-793.

- SHORE, J.S., BARTLEY, D.D. & HARKNESS, D.D. (1995): Problems encountered with the ^{14}C dating of peat. – *Quat. Sci. Rev.*, 14: 373-383.
- SKJEMSTAD, J.O., CLARKE, P., TAYLOR, J.A., OADES, J.M. & MACCLURE, S.G. (1996): The chemistry and nature of protected carbon in soil. – *Austr. J. Soil Res.*, 34: 251-271.
- STÄUBLE, H. (1995): Archäologischer Kommentar zu ^{14}C -Daten von altholozänen Böden im Rhein-Main-Gebiet. – *Arch. Korresp.-Bl.* 25: 165-168.
- STEVENSON, F.J. (1982): *Humus Chemistry*, 443 S.; New York (John Wiley & Sons).
- TINAPP, C. (2002): Geoarchäologische Untersuchungen zur holozänen Landschaftsentwicklung der südlichen Leipziger Tieflandsbucht. – *Trierer Geogr. Studien*, 26: 275 S.; Trier (Selbstverlag).
- & STÄUBLE, H. (2000): Auenentwicklung und Besiedlungsgeschichte im Tal der Weißen Elster südlich von Leipzig. – *Trierer Geogr. Studien*, 23: 31-48; Trier (Selbstverlag).
- WILLIAMS, J.B. (1989): Examination of freshwater peat pretreatment methodology. – *Radiocarbon*, 31: 269-275.

Eiszeitliche Mittelmoränen in der Zentral- und Ostschweiz

RENÉ HANTKE*)

HANTKE, R. (2003): Eiszeitliche Mittelmoränen in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 52: 13–24; Hannover.

Keywords: ice age, Linth glacier, medial moraines, Muota glacier, east Switzerland, Reuss glacier, Sihl glacier, Würm glacial, central Switzerland

Kurzfassung: Bei der Kartierung für den Geologischen Atlas der Schweiz 1: 25000 in der Zentralschweiz und in den westlichen Glarner Alpen wurden viele Quartärstrukturen als Ansätze von Mittelmoränen erkannt. Mittelmoränen, gebildet aus zwei Seitenmoränen am Zusammenfluss zweier Gletscher, wurden in der Eiszeitliteratur bisher viel zu wenig beachtet. Als Obermoränen lassen sie sich meist bis ans Zungenende verfolgen. Im proximalen Bereich liefern Mittelmoränen Hinweise auf die Eishöhen. Im distalen Bereich sind viele bisher als Drumlin kartierte Bildungen als Mittelmoränen zu deuten. Übereinander gelegene Abfolgen zeigen, dass Mittelmoränen sich oft über mehrere Kaltzeiten an den selben Stellen eingestellt haben. Ebenso lassen sich in ihrer Lage schwer verständliche, isolierte Schotter-Vorkommen auf Hochflächen des Mittellandes als von epiglaziären Schmelzwässern verschwemmtes Schuttgut auf Grund gelaufener Mittelmoränen erklären. Bisher wurden solche meist in der Schweiz als Überreste von alten Schotterfluren, als Deckenschotter-Vorkommen, gedeutet. In diese zusammenhängende Flur hätten sich später die Täler sukzessive eingetieft, was jedoch nie belegt worden ist.

[Medial moraines in Central and Eastern Switzerland]

Abstract: During cartographic field work for the Swiss Geological Atlas 1: 25000 in Central Switzerland and in the western Glarone Alps, many incipient moraine structures have been recognized as medial moraines. Medial moraines are poorly covered in the literature, although they take up the combined debris of two lateral moraines at the confluence of two glaciers. In most cases they can be followed up to the end of the glacier as superficial moraines. Medial moraines furnish information

regarding the altitude of the ice cover. In the distal area many forms which have been regarded as drumlins, have to be interpreted as medial moraines. Superposed sequences show that medial moraines have been formed at the same place during several cold periods. Isolated occurrences of gravel on high plateaus of the Midland in positions difficult to understand are also most easily to interpret as debris of agrounded medial moraine, retransported by meltwater. Hitherto they were interpreted in Switzerland as rests of former higher gravel plains, as "Deckenschotter." Into these coherent gravel plains at high altitude the valleys of the Midland have been cut according to a hypothesis never proven.

1 Einleitung

Seit 20 Jahren hat sich WAGNER (1986, 1997, 2001) mit dem bisher recht stiefmütterlich behandelten Problem eiszeitlicher Mittelmoränen auseinandergesetzt. Ein alpines Gletschersystem, das aus n Teilgletschern besteht, erhält an den Vereinigungsstellen insgesamt $n-1$ Mittelmoränen. Die aus zahlreichen kleinen und grossen Teilgletschern bestehenden pleistozänen alpinen Gletscher haben daher deren viele besessen. In den Schweizer Alpen ragten in allen Kaltzeiten Felsgipfel bis über 1000 m über die Firnflächen empor, so dass auf diese selbst in den Höchstständen Gesteinschutt niederbrach.

An Konfluenzen von Teilgletschern übernahmen Mittelmoränen den primären Randschutt und führten diesen auf einem eisigen Förderband bis ans Ende oder an den Rand der Gletscherzunge. WAGNER beschäftigt sich mit terminalen und lateralen Endaufschüttungen der Mittelmoränen im Alpenvorland und in den Alpentälern. In der vorliegenden Arbeit werden inneralpine Vereinigungsstellen von Teilgletschern betrachtet: die Ansatzstellen, der Ursprung der Mittelmoränen. Es wird gezeigt, dass ein Teil des primären Randschuttes von Teilgletschern nicht auf die entstehende Mittelmoräne gelangte, sondern an den Ansatzstellen als charakteristische Ablagerungen liegen blieb. Diese Stellen geben Hinweise über Eishöhen von Höchstständen

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. RENÉ HANTKE, Glärnischstr. 3, CH-8712 Stäfa ZH.

und Wiedervorstößen. Noch in HANTKE (1978–83) wurde den Mittelmoränen viel zu wenig Beachtung geschenkt. Bei der Druckbereinigung der Blätter Rigi, Einsiedeln, Muotatal, Linthal, Klöntal und Ibergeregge des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000, bei letzten Begehungen und beim Verfassen der Erläuterungstexte mehrten sich im Kontakt mit WAGNER die Erkenntnisse um diese wichtigen landschaftsgestaltenden Elemente, sowohl bei ihrem Ansatz wie an ihrem Ende (HANTKE et al. 2000a-f). Auch in Kaltzeiten wurde der Großteil des Schuttgutes wie bei heutigen alpinen Gletschern *auf* dem Eis transportiert und nicht, wie bisher angenommen, sub- und endoglazial. Die Mittelmoränen-Schuttbänder flachten gegen die Zungenenden ab, rückten näher zusammen oder vereinigten sich und gelangten als Obermoräne und Schotter in typischen Strukturen zur Ablagerung; WAGNER (1997) hat sie als Mittelmoränen-Quappen bezeichnet und eine Typologie aufgestellt. Im Ablationsgebiet kommt dem Transport durch epiglaziale Schmelzwässer zunehmende Bedeutung zu: Neben reinen Moränen treten oft über kurze Distanzen verfrachtete Schotter, verschwemmte Mittelmoränen, auf (HANTKE & WAGNER 2002).

2 Zwei altbekannte Mittelmoränen-Ansätze

2.1 NW-Nase des Bürgenstock und ihre subaquatische Fortsetzung in den Vierwaldstätter See

Altbekannt ist die mit Erratikern garnierte Mittelmoräne auf der NW-Nase des *Bürgenstock* (LK 1170 Alpnach, Atlasblatt Luzern) und ihre subaquatische Fortsetzung im Vierwaldstätter See. Sie bildete sich zwischen dem durch die Wannan des Vierwaldstätter Sees abgeflossenen Reuss-Gletscher und dem über den Brünig geflossenen Arm des Aare-Gletschers. Dieser reichte in der letzten Eiszeit auf dem 1000 m hohen Pass bis auf 1700 m. Bei Stans vereinigte er sich mit dem linken Arm des Engelberger Gletschers.

Von Kehrsiten lässt sich der bis 60 m aufragende, schon von BUXTORF (1910, BUXTORF et al. 1916) und KOPP (KOPP et al. 1955, 1962) als Mittelmoräne gedeutete Wall subaquatisch 1,5 km in den Vierwaldstätter See gegen Luzern verfolgen (Tab. 1, HANTKE 2003b).

2.2 Chamhalden am Säntis

An der NW-Flanke des *Säntis*, in den Chamhalden (HANTKE 1978, Fig. 29, S. 86; 1980, Fig. 43, S. 85; in FUNK et al., 2000; Abb. 2, Tab. 1), hat sich durch Frostsprengung und Steinschlag eine klassische Mittelmoräne gebildet. Ihre Schüttung erfolgte über alle Kaltzeiten seit der Platznahme der helvetischen Säntis-Schuppen vor 5 Millionen Jahren zwischen einem gegen NW abfließenden Urnäsch- und einem gegen NE sich wendenden Wissbach-Gletscher, einem Zufluss des Sitter-Gletschers. Sie besitzt – selbst bei einem Felskern zwischen den Hängegletschern mit zurückwitternder Wand – eine Höhe von über 200 m (EUGSTER et al. 1982). Damit erreicht sie Höhen, wie sie sonst nur von der Alpen-S-Seite, von der Stirn des Dora Baltea-Gletschers bei Ivrea, bekannt sind. Dort sind solche Höhen durch Überlagerung von Moränenschutt aus mehreren Kaltzeiten zu Stande gekommen. WAGNER (2001) führt diese auf Mittelmoränen zurück.

3 Mittelmoränen-Ansätze im Bereich des Reuss-Gletschers

3.1 Urner Gletscher

SE von Schattdorf (LK 1192 Schächental) hat BRÜCKNER (in BRÜCKNER et al. 1987) unter dem Schwarz Grat–Bälmeten-Grat, auf Gampelen um 1470 m, eine Stauterrasse von durch Eis verschlepptem Bergsturzgut gezeichnet (Tab. 1). Wo das Einzugsgebiet zwischen Bälmeten und Hoch Fulen rückwärtig markanter ansteigt, fällt die Schuttterrasse aus; sie ist daher als Mittelmoränen-Stauterrasse zwischen Schwarz Grat- und Reuss-Eis zu deuten. Die Kristallin-Blöcke von Witterschwanden (BRÜCKNER 1938, in BRÜCKNER et al. 1987) belegen das ins Schächental eingedrungene Reuss-Eis. Der Schächen-Gletscher wurde bis Witterschwanden zurückgestaut und auf die rechte Talflanke gedrängt, was auch Erratiker bezeugen. In den Hochglazialen hatten sich auf der N-Seite des Schächentales unter den Felsgraten zwischen Guggi- und Gang- und zwischen diesem und dem Holder-Gletscher Mittelmoränen-Ansätze, als „Eggen“, gebildet (Tab. 1).

Das früh- und spätglaziale Zusammentreffen von Holder- und Rieder-Gletscher führte oberhalb Bürglen, bei Brügg (Koordinaten m NN 694,7/192,5/640),

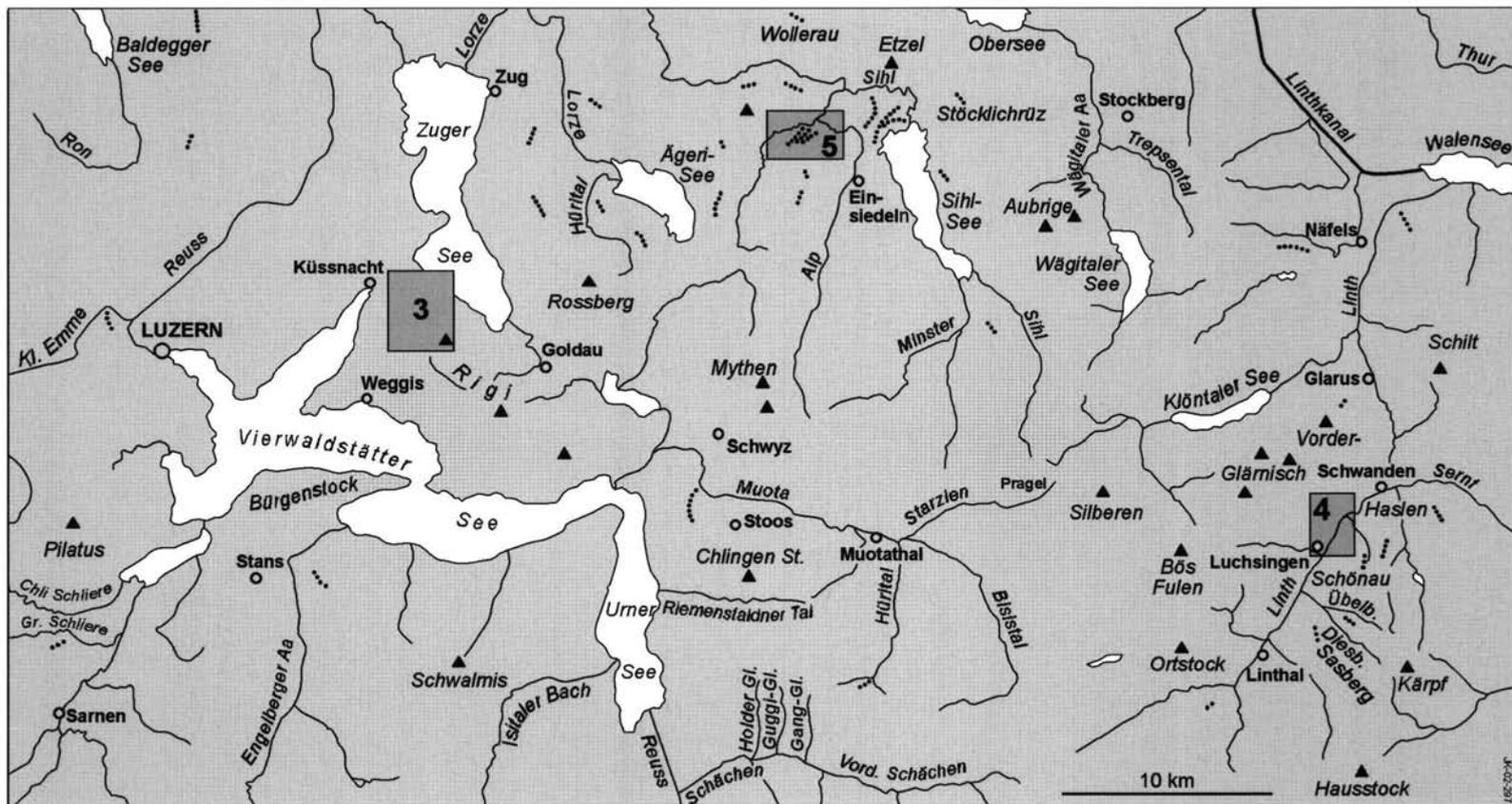


Abb. 1: Übersichtsskizze über die im Text erwähnten Mittelmoränenbereiche und die Abbildungen von Mittelmoränen in der Zentralschweiz in den Glarner Alpen.

Fig. 1: Synoptic sketch of the mentioned medial moraine areas and the figures of medial moraines in Central Switzerland and in the Glarner Alps.

Tab. 1: Mittelmoränen-Ansätze in der Ost- und Zentralschweiz.

Tab. 1: Beginnings of medial moraines in the Eastern and Central Switzerland.

Landesk. 1:25000	Koo.-Feld/m	Ortsname	Parental-Gletscher		Bemerkungen, Literatur-Hinweise
			links	rechts	
1170 Alpnach	670/205/ 590	Bürgenstock-N	Aare-Gletscher	Reuss-Gletscher	alle Kaltzeiten, BUXTORF et al. 1916
1150 Luzern	670/206/ 434	Kehrsiten	Aare-Gl.	Reuss-Gl.	alle Kaltzeiten, BUXTORF 1910, BUXTORF et al. 1916
1115 Säntis	743/236/1560	Chammhalden	Urnäsch-Gl.	Wissbach-Gl.	alle Kaltzeiten, HANTKE 1978, 1980
1192 Schächental	694/188/1485	Gampelen	Reuss-Gl.	Bärfallen-Gl.	Würm-K., BRÜCKNER et al. 1987
1192 Schächental	696/196/1980	Eggen E	Gang-Gl.	Guggi-Gl.	alle Kaltzeiten
1192 Schächental	693/196/2010	Eggen W	Guggi-Gl.	Holderbach-Gl.	alle Kaltzeiten
1192 Schächental	694/196/1820	Chalberweid	Holder-Gl.	Gruon-Gl.	alle Kaltzeiten
1172 Muotatal	691/196/1241	Eggeli	Reuss-Gl.	Gruon-Gl.	Würm-Kaltzeit
1172 Muotatal	691/199/1300	Schnäggenrüti	Buggi-Gl.	Riemenstaldner Gl.	Würm-Kaltzeit
1172 Muotatal	693/203/1410	Holiberig	Fron-Gl.	Näppen-Gl.	Würm-Kaltzeit
1172 Muotatal	694/203/1210	Blüemlisegg	Näppen-Gl.	Muota-Gl.	Würm-Kaltzeit
1172 Muotatal	707/195/160	Eggen	Ruosalp-Gl.	Gwalpeten-Gl.	Würm-Kaltzeit
1172 Muotatal	707/196/1420	Waldiegg	Alpler-Gl.	Ruosalp-Gl.	Würm-Kaltzeit
1173 Linthal	707/195/1660	Vord. Nissegg	Gwalpeten-Gl.	Glattalp-Gl.	Würm-Kaltzeit
1151 Rigi	677/212/1090	Seeboden	Reuss-Gl.	Rigiwald-Gl.	Würm-Kaltzeit Abb. 3
1151 Rigi	684/215/1065	Rufiberg	Reuss-Gl.	Gnipen-Gl.	Würm-Kaltzeit
1151 Rigi	685/216/1260	Hagegg	Reuss-Gl.	Alpli-Gl.	Riss-Kaltzeit
1151 Rigi	688/217/1230	Rameneegg	Zuger Arm	Ägeri-Arm d. Reuss-Gl.	Riss-Kaltzeit
1131 Zug	684/218/1080	Brünli	Zuger Arm	Ägeri-Arm d. Reuss-Gl.	Riss-Kaltzeit, OTTIGER et al. 1990
1171 Beckenried	685/204/349	Chindli-Moräne	Engelberger Gl. Kollisionsmoräne	Reuss-Gl.	alle Kaltzeiten, HANTKE 2003b
1152 Ibergereg	691/213/1190	Mostelberg	Muota/Reuss-Gl.	Mostel-Gl.	Würm-Kaltzeit
1132 Einsiedeln	692/218/1075	Chli Morgarten	Rothenh.-Arm	Ägeri-Arm d. Reuss-Gl.	Riss-Kaltzeit
1132 Einsiedeln	692/219/1015	Tännilichritz	Rothenh.-Arm	Ägeri-Arm d. Reuss-Gl.	Würm-Kaltzeit
1131 Zug	683/220/1018	Zugerberg-Grat	Zuger Arm	Ägeri-Arm d. Reuss-Gl.	Riss-K., OTTIGER et al. 1990
1131 Zug	683/222/ 989	Hochwacht	Zuger Arm	Ägeri-Arm d. Reuss-Gl.	Riss-K., OTTIGER et al. 1990
1170 Alpnach	661/197/ 900	Rütiberg	Gr. Schliere-Gl.	Brünig-Aare-Gl.	Würm-K., BUXTORF et al. 1916
1170 Alpnach	661/199/ 850	Bodenmattli	Meisi-Gl.	Chli Schliere-Gl.	Würm-K., BUXTORF et al. 1916
1150 Luzern	663/205/1083	Schwanegg	Pilatus-Eis	Reuss-Gl.	Würm-K., KOPP et al. 1955, 1962
1150 Luzern	659/207/1173	Würzenegg	Eigen-Gl.	Aare/Reuss-Gl.	Riss-K., KOPP et al. 1955, 1962
1173 Linthal	721/198/1820	Hälsli	Linth-Gl.	Diesbach-Gl.	Würm-Kaltzeit
1173 Linthal	721/199/1540	Orneli	Linth-Gl.	Diesbach-Gl.	Würm-K. { OBERHOLZER et al. 1942, SCHELLY 1981
1173 Linthal	723/199/1660	P.1666.5	Diesbach-Gl.	Übelbach-Gl.	Würm-Kaltzeit
1173 Linthal	723/203/1620	Mittetaghorn	Linth-Gl.	Hasler Gl.	Würm-Kaltzeit
1173 Linthal	721/203/ 610	Luchsingen	Bösbächi-Gl.	Linth-Gl.	Würm-Kaltzeit Abb. 4
1173 Linthal	723/203/ 560	Nidfurn	Guppen-Gl.	Linth-Gl.	Würm-Kaltzeit Abb. 4
1173/1174 Elm	725/204/1260	Sedel	Linth-Gl.	Änetseeben-Gl.	Würm-Kaltzeit
1174 Elm	726/205/1660	Hellhorn	Nideri-Gl.	Semf-Gl.	Würm-Kaltzeit
1153 Klöntal	722/210/1000	Stöckli	Bruch-Gl.	Linth-Gl.	präwürmz. Kaltzeit ?
1153 Klöntal	712/208/1120	Schwammhöchi	Richisauer Gl.	Rossmatter Gl.	Würm-Kaltzeit
1153 Klöntal	710/208/1235	Gampeleggen	Schwalp-Gl.	Chlön-Gl.	Würm-Kaltzeit
1153 Klöntal	719/217/1350	Boggenberg	Schwändi-Gl.	Obersee-Gl.	alle Kaltzeiten
1133 Walensee	725/219/ 640	Vor dem Wald	Linth-Gl.	Walensee-A. d. Rh.-Gl.	alle K., HERB & DOLLFUS 2003
1153 Klöntal	714/217/1490	Schwarzenegg	Wägitaler Gl.	Trepfen-(Chälen)-Gl.	alle Kaltzeiten
1132 Einsiedeln	704/223/1248	Wissegg	Chnütweg-Gl.	Linth/Rhein-Gl.	Riss-Kaltzeit
1132 Einsiedeln	703/224/1150	Beristofel	Sihl-Gl.	Linth/Rhein-Gl.	Riss-Kaltzeit
1132 Einsiedeln	700/223/ 939	Ober Waldweg	Sihl-Gl. Kollisionsmoräne	Linth/Rhein-Gl.	Würm- + ältere Kaltzeiten
1132 Einsiedeln	701/218/1000	Breiten	Gross-Gl.	Sihl-Gl.	Würm- + ältere Kaltzeiten
1132 Einsiedeln	703/220/ 970	Fuchsberg	Sihl-Gl.	Miesegg-Gl.	Würm- + ältere Kaltzeiten
1152 Ibergereg	700/209/1210	Änglisfang	Fallen-Gl.	Minster-Gl.	Würm-Kaltzeit
1152 Ibergereg	701/209/1300	Bueffen	Minster-Gl.	Chäswald-Gl.	Würm-Kaltzeit
1152 Ibergereg	695/212/1350	Brüschrain	Nätschberg-Gl.	Grossbrechenstock-Gl.	alle Kaltzeiten



Abb. 2: Die Mittelmoräne der Chamhalden von der Chamhaldenhütte aus mit Girenspez und Grenzchopf in der N-Kette des Säntisgebirges (Frontalansicht).

Fig. 2: The medial moraine of the Chamhalden from the Chamhalden cabin with Girenspez and Grenzchopf in the Northern chain of the Säntis mountains in the background (Frontal view).

zum Stau der Schotter-Terrassen von Breitäbnet und Ämmerten; sie bekunden die Lage des im früh- und spätglazialen Chindli/Ibacher- bzw. Ingenbohrer Stand (HANTKE 2003b) ins untere Schächental eingedrungenen Reuss-Gletschers (Tab. 2b).

3.2 Muota-Gletscher

Zwischen Reuss- und Muota-Gletscher haben sich E von Brunnen, im westlichen Stooswald oberhalb der Luftseilbahn-Talstation Morschach-Stoos, Mittelmoränen abgelagert. Dies wird durch das plötzliche Ausfallen kristalliner Reuss-Erratiker gegen das Muotatal belegt (LK 1172 Muotatal).

S des Stoos hat sich auf dem Holiberig eine Mittelmoräne zwischen Fronalp- und Näppen-Gletscher gebildet. Der Blüemlisegg-Wall (694/203/1204) E des Stoos ist als Mittelmoräne zwischen diesem und dem Muota-Gletscher zu deuten (Tab. 1).

Im hintersten Muotatal wurden zwischen Alpler Stock und dem Ruosalper Tal, zwischen diesem und Gwalpeten sowie am NW-Fuss des Märenspitz, im steilen Schuttgrat von Vorderist Nissegg (708/195), Mittelmoränengut zwischen dem von Gwalpeten und Glattalp abgestiegenen Eis geschüttet.

3.3 Vierwaldstätter See-Reuss- und vereinigter Muota/Reuss-Gletscher

Mittelmoränen-Wälle haben sich an der NW-Flanke der *Rigi*, in der Seeboden-Moräne (Abb. 1 und 3) und N des *Rosberg*, auf dem Ruffiberg erhalten. Da an beiden Orten frühe spätwürmzeitliche Moränen weit herab, auf der N-Seite der Rigi bis gegen den Zuger See reichen, können sie kaum Seitenmoränen eines Muota/Reuss-Gletschers sein, wie bisher angenommen wurde: sie bildeten sich zwischen Eis von der Rigi bzw. vom Rosberg und dem Reuss-

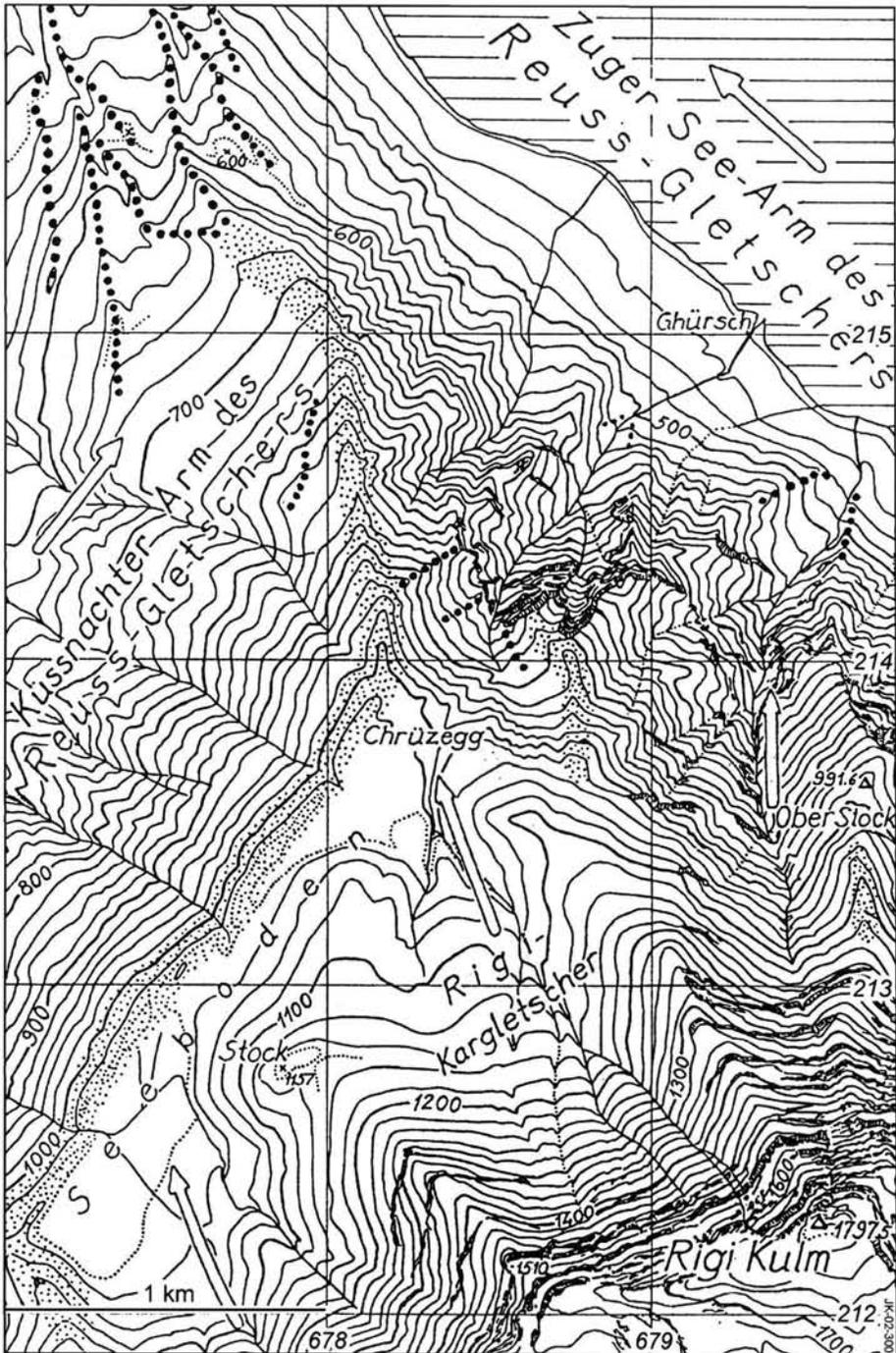


Abb. 3: Die Seeboden-Mittelmoräne (punktirt) zwischen dem Küssnacher Arm des Reuss-Gletschers und dem Rigi-Lokaleis; dicke Punktzeilen: die frühe Spätwürm-Moräne des Rigi-Eises gegen den Zuger See. LK 1151 Rigi.

Fig. 3: The medial moraine of Seeboden (dotted) between the Küssnacht branch of the Reuss glacier and local ice from the Rigi mountain. The early Late-Würmian moraine of the Rigi ice against the Lake Zug is shown by a heavy-dotted line.

bzw. Muota/Reuss-Gletscher. Dabei hat das in den Höchstständen mächtigere Taleis das Zufließen von Lokaleis verhindert (Tab. 1).

Auf der E-Seite des Zuger Sees, auf dem Walchwiler Berg, zeichnet sich zwischen zwei flachen spätrisszeitlichen Moränenwällen eine ebenso flache risszeitliche Mittelmoräne auf Brünli-Nollen (Atlasblatt 1131 Zug) ab. Die Schotter an der NE-Seite des Grossmattstollen (N des Rossberg, Tab. 1) sind als verschwemmte prä-risszeitliche Mittelmoräne von Muota-Reuss-Gletscher-Armen zu deuten.

Der Wall von *Mostel* ist als Mittelmoräne zwischen dem Rothenthurmer Arm des Muota/Reuss-Gletschers und von Hochstuckli und Engelstock zugeflossenen Eis zu interpretieren (Tab. 1).

Zwischen Chli Morgarten und der Molasserippe von St. Jost haben sich zwischen Ägeri- und Rothenthurmer Arm des gegen N abgedrängten Muota/Reuss-Gletschers in unterschiedlichen Höhenlagen verschieden alte Mittelmoränen gebildet. Die verkitteten und randlich verstürzten Schotter des Ratengütsch (1119.2 m) mit Verrucano-Erratikern, auf Grund der Höhenlage subalpine Deckenschotter, liegen zwischen Rothenthurmer und Ägeri-Arm des Muota/Reuss-Gletschers und dem zur Zeit der grössten Vergletscherungen von N eingedrungenen Linth/Rhein-Gletscher (LK 1132 Einsiedeln). Weitere ältere Mittelmoränen zwischen Rothenthurmer Arm des Muota/Reuss-Gletschers und Alp-Gletscher haben sich auf *Chrüzweid-Hundwileren-Chatzenstrick* gebildet (Tab. 1).

4 Mittelmoränen-Ansätze des Linth-Gletschers

E von Linthal (LK 1173 Linthal) setzt eine höchste Mittelmoräne auf Hälsli (1772 m) N der Alp Sasberg zwischen Linth- und Diesbach-Gletscher um 1840 m ein, eine tiefere beginnt bei Orneli um 1600 m (Tab. 1).

Den Grat zwischen *Diesbach-* und *Übelbachtal* (LK 1173 Linthal) haben OBERHOLZER (in OBERHOLZER & HEIM, ALB 1910, OBERHOLZER et al. 1942) und SCHIELLY (1981) verschieden, aber beide als anstehend kartiert. Die Neukartierung hat jedoch gezeigt, dass der distale Grat von P. 1765 bis 1540 m aus Moränengut besteht; er stellt somit eine Mittel-

moräne zwischen Diesbach- und Übelbach-Gletscher dar (Tab. 1).

Zwischen Linth-Gletscher und Bächli-Gletscher löst sich auf 1170 m eine Mittelmoräne, die sich gegen das *Luchsinger Tobel* bis über Schlatt verfolgen lässt. N von Luchsingen verlaufen Wallreste am linken Hangfuss gegen Leuggelbach. Weiter NE vermochte der Guppen-Gletscher den Bächli/Linth-Gletscher noch zu erreichen und wurde von diesem ebenfalls nach NW abgedrängt. Die vorgelagerte, durch Bergsturzgut gestaute und von Schmelzwässern zerschnittene Schotterflur von Leuggelbach-Nidfurn-Thon bekundet verschwemmtes spätglaziales und wohl noch älteres Mittelmoränengut (Abb. 1 und 4).

Im *hinteren Klöntal* ist die bisher als Seitenmoräne des Rossmatter Gletschers gedeutete Moräne, die den Talboden der Richisau abdämmt, in ihrem distalen Teil als Mittelmoräne zu interpretieren. Zweifelsfrei sind im Tal der Richisauer Chlön sich einstellende Mittelmoränen, jene des Gampeleggen, zwischen nördlichem Silberer-Eis und einer Zunge, die zwischen Fläschenspitz und Brüschalp von NW zugeflossen ist, sowie der trennende Wall auf Mittler Schwialp (Tab. 1).

Im vordersten Glarnerland (LK 1153 Klöntal) lösen sich am Bärensolspitz um 1360 m Mittelmoränen zwischen Obersee- und Schwändi-Gletscher; gegen E fallen sie über den Bogenberg auf 1240 m ab und bestätigen die zwischen Walensee-Arm des Rhein- und Linth-Gletscher festgestellten Eishöhen (Tab. 1).

5 Mittelmoränen-Ansätze des Linth/Rhein-Gletschers und seiner Zuflüsse

Über dem W-Ende des Walensees treten an der Konfluenz von Linth- und Walensee-Arm des Rhein-Gletschers weitere Mittelmoränen-Ansätze auf: ein von Erratikern begleiteter Ansatz setzt bei Rütisbrunnen um 950 m ein und steigt über Vor dem Wald (LK 1134 Walensee) gegen das Escher Kanal-Knie ab (OCHSNER 1969, Tab. 1).

Im *Trepental*, einem Seitenast des Wägitales, setzt auf Schwarzenegg (LK 1153) um 1480 m vor der Chälen, dem Kar zwischen Schiberg und Bockmattli, eine persistente Mittelmoräne zwischen Wägitaler- und Trepsen-Gletscher an. Dieser erhielt noch im

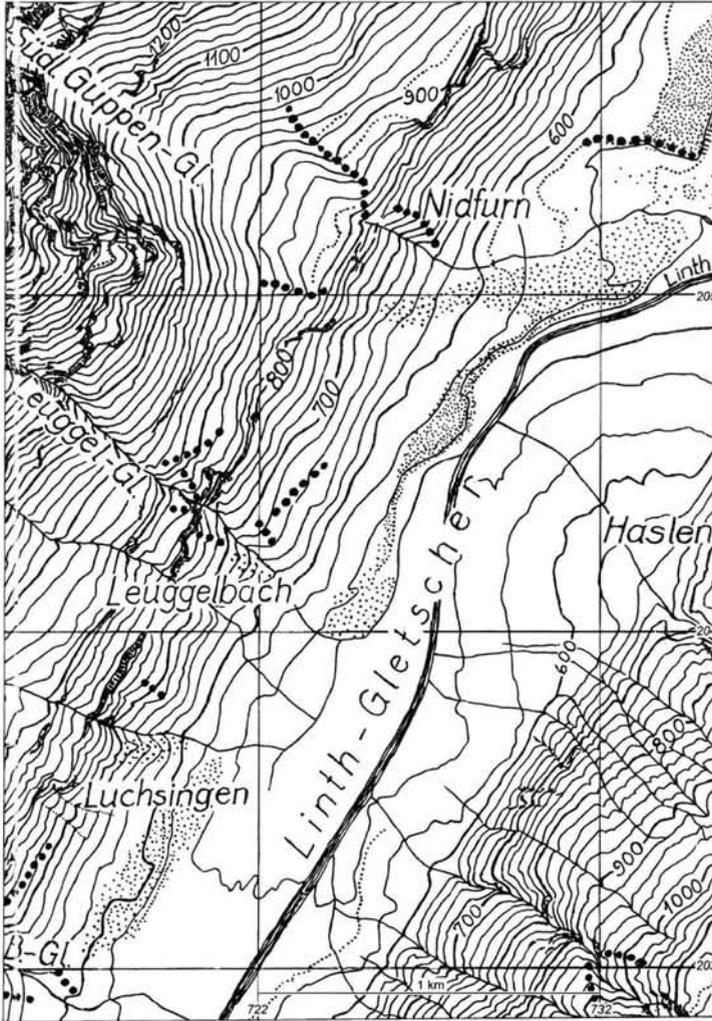


Abb. 4: Die im Linthtal auftretende Mittelmoräne (punktiert) zwischen Linth- und Bächi-Gletscher und zwischen diesem und dem südlichen Guppen-Gletscher; feinpunktiert: Schotter, verschwemmte Mittelmoräne; dicke Punktzeile: Jüngere Wieder-/orstöße. LK 1173 Linthal.

Fig. 4: The medial moraine (dotted) in the Linth valley between the Linth- and Bächi glaciers and between the latter and the southern Guppen glaciers; fine dotted: gravel, floated medial moraine. Younger readvances are shown by heavy dots.

Spätglazial einen Zuschuss vom Bockmattli und von weiter E zufließenden Gletschern (Tab. 1).

Präwürmzeitliche Mittelmoränen wurden am Voralpenrand auf *Stöcklichruz* und auf *Wissegg* zwischen austretenden Kargletschern und dem Linth/Rhein-Gletscher und weiter W, auf dem Grat P. 1202–Beristofel–Eggli, zwischen Linth- und Sihl-Gletscher gebildet (LK 1132 Einsiedeln).

Würmzeitliche Mittelmoränen haben sich zwischen dem über die Sihl vorgedrungenen Linth-Gletscher und von der Höhrönen-Kette zugeflossenen Eiszungen gebildet. Der zwischen Etzel und Höhrönen von N ins obere Sihltal eingedrungene Linth/Rhein-Gletscher staute den Sihl-Gletscher am NW-Ende des Sihlseen zu mächtigen, gegen einander gestoßenen Stirnmoränen, eine Kollisionsmoräne. Diese ist kaum nur das Werk eines würmzeitlichen

Eisvorstosses zum Maximalstand, an ihrem Aufbau waren schon weit ältere Stände beteiligt. Nach Überwindung dieser Randlege vermochte Linth/Rhein-Eis in den grössten Kaltzeiten kurzfristig tiefer ins Sihltal einzudringen, was einzelne Verrucano-Blöcke belegen.

Neben der gestauten Stirnmoräne des Sihl-Gletschers haben sich zwischen Gross- und Sihl-Gletscher sowie zwischen diesem und dem bei Willerzell mündenden Miesegg-Gletscher von Büelhöchi (1425.1 m) und Rinderweidhorn (1316.8 m) mächtige Stauschuttmassen und Mittelmoränen gebildet (LK 1132 Einsiedeln, Tab. 1).

Im Minstertal hat N des Bueffengaden eine Mittelmoräne eingesetzt. Sie setzt sich ein Stück weit als linke Seitenmoräne des von der Mördergruebi zugeflossenen Parentalgletschers ins Chäsaldtobel fort. Im hinteren Alptal verläuft unter der Brüschrainhöchi von P. 1362 ein breiter, fast horizontal verlaufender Schuttkörper zum Brüschrain. Dieser wurde über alle Kaltzeiten sukzessive höher geschüttet; er ist als persistente Mittelmoräne zwischen den beiden Gletschern vom Nätschboden-Brüschrainhöchi und Brüschrainhöchi-Grossbrechenstock zu deuten (Tab. 1).

6 Mittelmoränen-Endaufschüttungen

Die bisher vorgelegten Beispiele haben Strukturen an den Ansätzen von Mittelmoränen gezeigt. Diese bestehen aus Seitenmoränengut der beiden Parentalgletscher, das den Anschluss an die Mittelmoräne verpasst hat und an ihrem Ursprung auf festem Boden liegen blieb.

Die weiter zu betrachtenden Strukturen bestehen aus Moränengut, das von diesen Stellen auf dem Eis als Schutförderband, als Mittelmoräne, verfrachtet worden ist. Mittelmoränen können ihre Individualität über weite Fliessstrecken beibehalten, was bei heutigen alpinen Gletschersystemen zu beobachten ist. Irgendwo, seitlich an einem Nunatak, spätestens am Zungenende, erreichen sie den Eisrand und schütten dort charakteristische Ablagerungen, wie sie WAGNER (1997) typisiert hat. Dabei kann das Mittelmoränengut ganz oder teilweise durch Schmelzwässer und Starkniederschläge verschwemmt werden und zu eisrandnahen Schottern führen. Diese können je nach dem Eisrand in irgend einer Höhe liegen. Damit kann die Höhenlage von Moränen und Schottern – entgegen der bisherigen Auffassung – kein Kriterium für ihr Alter sein.

6.1 Mittelmoränen-Endaufschüttungen auf Molasse-Hochflächen (Tab. 2a)

Hochgelegene Endaufschüttungen von Mittelmoränen über verschwemmtem Mittelmoränengut setzen W des Höhrönen auf Schurtannenweid-Brämerhöchi-Kloster Gubel zwischen Linth/Rhein- und Reuss-Eis ein (LK 1131 Zug). Je weiter die alpinen Gletscher ins Schweizer Mittelland vorstießen, umso stärker schuttbeladen traten sie in den Ablationsbereich. Dabei sind sie vielfach auf primären Molasse-Hochflächen auf Grund gelaufen. Vom Kloster Gubel ist bei hohen Eisständen zu verschiedenen Kaltzeiten eine Mittelmoräne zwischen Reuss- und Linth-Gletscher über die Baarburg (LK 1131), eine Kuppe von Oberer Süßwassermolasse mit aufgesetztem verkitteten Schot-

Tab. 2a: Mittelmoränen-Endaufschüttungen auf Molasse-Hochflächen im Schweizer Mittelland.

Tab. 2a: On Molasse Highplateaus agrounded medial moraines in the Swiss Lowland.

Landesk. 1:25000	Koo.-Feld/m	Ortsname	Parental-Gletscher		Bemerkungen, Literatur-Hinweise
			links	rechts	
1132 Einsiedeln	696/228/550	Studenbüel	Linth-Parental-Gl.	Linth/Rhein-Gl.	Pseudodrumlin
1132 Einsiedeln	698/229/410	Bächau	Linth-Parental-Gl.	Linth/Rhein-Gl.	wohl präwürmz. K., AEPPLI 1894
1112 Stäfa	691/233/450	Halbinsel Au	Sihl-Gl.	Linth/Rhein-Gl.	verkittet, präwürmzeitl. K., AEPPLI 1894
1132 Einsiedeln	694/229/570	Alt Wädenswil	Sihl-Gl.	Linth/Rhein-Gl.	ältere K., HANTKE et al. 2000c
1131 Zug	684/228/683	Baarburg	Muota/Reuss-Gl.	Linth/Rhein-Gl.	Riss-K., OTTIGER et al. 1990
1111 Albis	683/233/910	Albishorn	Muota/Reuss-Gl.	Linth/Rhein-Gl.	ältere K. (als Höherer Deckenschotter)
1110 Hitzkirch	666/233/865	Lindenberg	Reuss-Gl.	Reuss-Gl.	ältere K., MÜHLBERG 1910

ter, zur Albis-Kette verlaufen. Natur und Alter des Baarburg-Schotters wurden über ein Jahrhundert diskutiert (AEPPLI 1894; FREI 1912; HEIM 1894, 1913, 1919; HANTKE 1961). Die Schotterkappe bekundet alten, verschwemmten Mittelmoränen-Schutt. Ebenso deuten die wallgekrönten verkitteten Schotter unter der Ruine Alt Wädenswil (LK 1132 Einsiedeln) auf präwürmzeitliches, verschwemmtes Mittelmoränengut. Die Deutung als verschwemmtes Mittelmoränengut ermöglicht eine neue Interpretation. Die Hypothese rückgesenkter Deckenschotter (HEIM 1894, AEPPLI 1894), sukzessive erosive Reliefeintiefung oder junge tektonische Verstellungen werden hinfällig.

Als Mittelmoräne zwischen Wägitaler- und Linth/Rhein-Gletscher ist der drumlinartige Obermoränenhügel des Studenbüel NW von Wollerau zu deuten (Tab. 2a). Ebenso deuten die Moränen- bzw. Schotter-Vorkommen der Halbinsel Bächau (LK 1132 Einsiedeln) sowie die verkitteten Schotter mit reichlich Verrucano-Gut der von Moräne mit Erratikern bedeckten Halbinsel Au (LK 1112 Stäfa) am linken Zürichsee-Ufer auf Mittelmoränen.

6.2 Stauschutt-Terrassen und Mittelmoränen-Endaufschüttungen in der Zentralschweiz (Tab. 2b)

Endaufschüttungen als vorgeschobene „Schuttfinger“ der einzelnen Mittelmoränenkämme nach ihrem langen Weg auf dem Eis finden sich im voralpinen Bereich in Hochlagen, so bei dem über den Pass von Rothenthurm übergeflossenen Arm des Muota/Reuss-Gletschers. Das in Abb. 5 wieder gegebene Kurvenbild entspricht genau dem von

WAGNER (1997, Abb. 14) für die Enden der Mittelmoränenfinger des Aaregletschers bei Bern festgehaltenen Bild.

Im äussersten würmzeitlichen Stand reichte der Rothenthurmer Arm des Muota/Reuss-Gletschers von SW bis an die Terrasse von Bennau. Davor lagerte er auf seiner Oberfläche mitgeführten Mittelmoränenstränge ab, die gegen das Zungenende fingerförmig auseinander strahlen (Abb. 1 und 5, Tab. 2b). Im entsprechenden Stand des zwischen Etzel und Höhronen eingedrungenen Linth/Rheingletschers floss Eis über den Sattel P. 911 E des Altbirg ins untere Alptal, durch dieses von der NE-Seite an die Stauterrasse von Bennau und weiter bis Biberbrugg, wo es kleine Wallreste hinterliess.

Tabelle 1 fasst die bedeutendsten in den Kartengebieten festgestellten Mittelmoränenansätze. Tabellen 2a und 2b fassen Stauterrassen und Endaufschüttungen zusammen.

Tab. 2b: Stauterrassen alpiner Randlagen und Mittelmoränen-Endaufschüttungen in der Zentralschweiz.

Tab. 2b: Barred terraces on alpine border positions and terminal of medial moraines in the Central Switzerland.

Landesk. 1:25000	Koo.-Feld/m	Ortsname	Parental-Gletscher		Bemerkungen, Literatur-Hinweise
			links	rechts	
1192 Schächental	694/192/740	Ämmerten	Reuss-Gletscher	Schächen-Gl.	Würm-Stauterrasse, BRÜCKNER et al.1987
1192 Schächental	695/192/780	Breitäbnet	Schächen-G	Holderbach-Gl.	W.-Stauterrasse, BRÜCKNER et al.1987
1192 Schächental	694/192/740	Ried	Holderbach-Gl.	Reuss-Gl.	W.-Stauterrasse, BRÜCKNER et al.1987
1132 Einsiedeln	696/222/850	Moos	Rothenth. Arm des	Muota/Reuss-Gl.	W.- Zungen-Ende, HANTKE et al. 2001c, Abb. 5

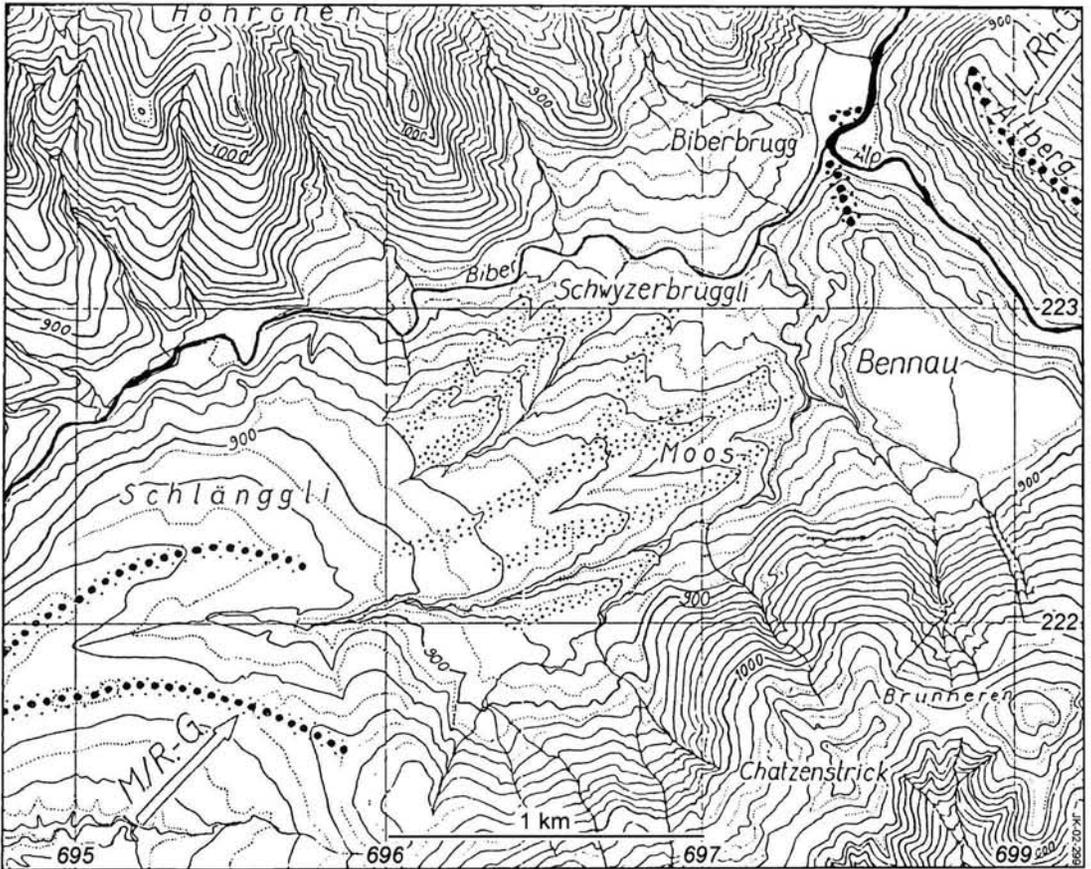


Abb. 5: Die Mittelmoränen-Endaufschüttungen des Rothenthurmer Armes des Muota/Reuss-Gletschers (punktiert) mit ihren Schuttfingern während des würmzeitlichen Maximalstandes; jüngerer Maximalstand mit dicken Punkten. LK 1132 Einsiedeln.

Fig. 5: The accumulations of terminal medial moraine of the Rothenthurm branch of the Muota/Reuss glacier: dotted; the younger maximum stages: heavy dotted.

7 Literatur und Karten

- AEPPLI, A. (1894): Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees mit Geologischer Karte des Gebietes zwischen Zürichsee und Zugersee 1: 25000. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 4.
- BRÜCKNER, W. (1938): Die Quartärbildungen im oberen Schächental, Kt. Uri. – *Eclogae geol. Helv.*, 30/2 (1937): 273–292.
- & ZBINDEN, P. (1987): Blatt 1192 Schächental. – *Geol. Atlas Schweiz 1: 25000.* – Schweiz. geol. Komm.
- BUXTORF, A. (1910): Geologische Karte der Pilatus–Bürgenstock–Rigihochfluhkette, Blatt 2: Bürgenstock, 1: 25000, mit Erläuterungen. – *Geol. Spez.-Karte, 27b* – Schweiz. geol. Komm.
- , TOBLER, A., NIETHAMMER, G., BAUMBERGER, E., ARBENZ, P. & STAUB, W. (1916): Geologische Vierwaldstättersee-Karte 1: 50000. – *Geol. Spez.-Karte, 66a.* – Schweiz. geol. Komm.
- EUGSTER, H., FORRER, M., FRÖHLICHER, H., KEMPF, TH., SCHLATTER, L., BLASER, R., FUNK, H., LANGENEGGER, H., SPOERRI, M. & HABICHT, K. (1982): Blatt 1115 Säntis. – *Geol. Atlas Schweiz 1: 25000.* – Schweiz. geol. Komm.
- FREI, R. (1912): Monographie des schweizerischen Deckenschotter mit Geologischer Karte des Lorzetobel–Sihlsprung-Gebietes (Kt. Zug) 1: 25000. – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 37.
- FUNK, H., HABICHT, K., HANTKE, R., PFIFFNER, O. A., mit Beiträgen von KOBEL, M. (2000): Erläuterungen zu Blatt 1115 Säntis. – B.-A. Wasser u. Geologie, Bern.

- HANTKE, R. (1961): Zur Quartärgeologie im Grenzbereich zwischen Muota/Reuss- und Linth/Rheinsystem. – *Geogr. Helv.*, 16/4: 212-223.
- (1978, 1980, 1983): Eiszeitalter, 1, 2, 3. – Thun (Otr); 1992 Landsberg/Lech (ecomod).
- (2000a): Blatt 1172 Muotatal mit Ostrand von Blatt 1171 Beckenried. – *Geol. Atlas Schweiz 1: 25000*, mit Erläuterungen, dep. Geol. Landesaufn., Bern.
- et al. (2000b): Blatt 1151 Rigi mit Nordteil von Blatt 1171 Beckenried. – *Geol. Atlas Schweiz 1: 25000*, mit Erläuterungen, dep. Geol. Landesaufn., Bern; erscheint 2003 B.A. Wasser u. Geologie.
- et al. (2000c): Blatt 1132 Einsiedeln mit Anhängsel von Blatt 1112 Stäfa. – *Geol. Atlas Schweiz 1: 25000*, mit Erläuterungen, dep. Geol. Landesaufn., Bern.
- et al. (2000d): Blatt 1173 Linthal mit Anhängsel von Blatt 1193 Tödi. – *Geol. Atlas Schweiz 1: 25000*, mit Erläuterungen, dep. Geol. Landesaufn., Bern.
- et al. (2000e): Blatt 1153 Klöntal. *Geol. Atlas Schweiz 1: 25000*, mit Erläuterungen, in Vorber. Geol. Landesaufn.; Bern.
- (2003a): Eiszeitliche Mittelmoränen in der Zentralschweiz und in den westlichen Glarner Alpen – *Ber. schwyz. natf. Ges.*, 14.
- (2003b): Unterseische Moränen im Vierwaldstätter See. – *Ber. Schwyz. Natf. Ges.*, 14.
- & WAGNER, G. (2003): Mittelmoränen als Schuttlieferanten der Thurgauer Deckenschotter. – *Mitt. thurg. natf. Ges.*, im Druck.
- HEIM, A. (1894): Die Entstehung der alpinen Randseen. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich*, 39/1: 66-84.
- (1913). Über die Rückläufigen Deckenschotter. – *Eclogae geol. Helv.*, 13/5: 682-683.
- (1919): *Geologie der Schweiz*, 1. – Tauchnitz, Leipzig.
- HERB, R. & DOLLFUS, S. (2003): Blatt 1134 Walensee. – *Geol. Atlas Schweiz 1: 25000*. – Bodenanstalt Wasser u. Geologie, Bern.
- KOPP, J., BENDEL, L. & BUXTORF, A. (1955): Blatt Luzern. *Geol. Atlas Schweiz 1: 25000*. – Schweiz. geol. Komm.
- mit Beiträgen von BUXTORF, A. (1962): Erläuterungen zu Blatt Luzern. – Schweiz. geol. Komm.
- MÜHLBERG, F. (1910): Geologische Karte der Umgebung des Hallwilersees und des obern Winen- und Surtales 1:25000. – *Geol. Spez.-Karte*, 54 – Schweiz. geol. Komm.
- OBERHOLZER, J. et al. (1942): Geologische Karte des Kantons Glarus 1: 50000. – *Geol. Spez.-Karte*, 117 – Schweiz. geol. Komm. (1984 unveränd. Neudr.).
- & HEIM, A. (1910): Geologische Karte der Glarneralpen 1: 50000. – *Geol. Spez.-Karte*, 50 – Schweiz. geol. Komm.
- OCHSNER, A. (1969, 1975): Blatt 1133 Linthebene. – *Geol. Atlas Schweiz 1: 25000*, mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.
- OTTIGER, R., FREIMOSER, M., JÄCKLI, H., KOPP, J. & MÜLLER, E. (1990): Blatt 1131 Zug. – *Geol. Atlas Schweiz 1: 25000* – Landeshydrol. u. -geol. Bern.
- SCHIELLY, H.-P. (1981): Geologische Karte des westlichen Freiberges (Kt. Glarus), 1: 10000. – *Natf. Ges. Kt. Glarus*.
- WAGNER, G. (1986): Die eiszeitlichen Moränen von Aare- und Rhonegletscher im Gebiet des Worblentals bei Bern. – *Mitt. natf. Ges. Bern*, N. F. 43: 63-110.
- (1997): Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland. – *Mitt. natf. Ges. Bern*, N. F. 54: 91-137.
- (2001): Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz. – *Eclogae geol. Helv.*, 94/2: 221-235.

Die Wirbeltierfauna aus dem letzten Interglazial von Lehringen (Niedersachsen, Deutschland)

CARMEN HOUBEN*)

HOUBEN, C. (2003): Die Wirbeltierfauna aus dem letzten Interglazial von Lehringen (Niedersachsen, Deutschland). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 52: 25-39; Hannover.

Keywords: Eemian, interglacial, Lehringen, vertebrates, fishes, reptiles, aves, mammals, ecology, climate, European, comparison.

Kurzfassung: Das Fossilmaterial der Fundstelle Lehringen wurde revidiert. Die Fische, Reptilien und Vögel wurden erstmals bearbeitet. Auf Grund der Palynologie kann diese Lokalität stratigraphisch eindeutig dem Eem-Interglazial zugeordnet werden. Obwohl es sich um eine rein warmzeitliche Fauna handelt, treten auch Steppenashorn und Riesenhirsch auf. Weiterhin wird die Fundstelle im Rahmen der mitteleuropäischen Fauna des letzten Interglazials betrachtet.

[The vertebrate fauna of the last interglacial of
Lehringen (Lower Saxony, Germany)]

Abstract: Subject of the work is a revision of the fossil assemblage from the Lehringen location, including a first examination of the contained fish-, reptile-, and avian fauna. Based on palynological investigations the location can definitely be attributed to the Eem-Interglacial. Although the fauna represents a fully interglacial assemblage, narrow-nosed rhinoceros and giant deer also occur. Furthermore the location is investigated within the scope of the central European fauna of the last interglacial.

1 Einführung

Lehringen ist eine der klassischen Faunenfundstellen aus dem letzten Interglazial Norddeutschlands, da sowohl Flora wie Fauna dokumentiert sind. Die Fundstelle liegt etwa 12 km ESE von Verden an der Aller (Niedersachsen) [09°23' E, 52°52' N]. Es handelt sich um ein Seekreidevorkommen, einen Süßwassermergel, der zu einer

Reihe ähnlicher Fundstellen im Raum zwischen Weser und Elbe gehört.

Die Hohlform des ehemaligen Lehringer Sees ist wahrscheinlich ein Toteisloch, welches sich über eine Länge von 250 m und eine Breite von 80 m erstreckte (DEIBEL-ROSENBROCK 1960). In der Sedimentabfolge ist das Eem-Interglazial überliefert, wie Pollenanalysen bestätigen (JESSEN & MILTHERS 1928). Die stratigraphische Abfolge der Schichten beginnt mit einer geringmächtigen Torfschicht, die von bis zu 15 m mächtigen Mergelschichten überlagert wird und wiederum durch Torf abgeschlossen wird. Damit sind wesentliche Teile des letzten Interglazials belegt. Während des Mergelabbaues wurde 1948 das Skelett eines Waldelefanten (*Elephas antiquus*) im Verband mit einer Eibenholzlanze und Steinartefakten gefunden. Weitere Aufsammlungen durch ALEXANDER ROSENBROCK erbrachten eine reichhaltige Fauna und Flora.

Die Mammaliafauna wurde erstmals von SICKENBERG (1969) aufgelistet. Eine Revision konnte diese Faunenliste weitgehend bestätigen und erweitern (HOUBEN 2001). Durch eine Materialdurchsicht konnten die Funde erfasst und in den Rahmen der mitteleuropäischen, eemzeitlichen Faunen gestellt werden. Weiterhin wurden die Reptilien, Vögel und Fische aus Lehringen bearbeitet und in der Faunenliste ergänzt.

ADAM (1951), JACOB-FRIESEN (1956) und THIEME & VEIL (1985) befassten sich eingehend mit den archäologischen Aspekten des Waldelefanten und den archäologischen Artefaktfunden. Die makroskopische Flora wurde von KRÄUSEL (1955) bearbeitet, der insgesamt 130 Pflanzenarten nachweisen konnte. STEUSLOFF (1954) und BOETTGER (1954) konnten in der Invertebratenfauna 28 Molluskenarten nachweisen. Die Funde werden derzeit im Historischen Museum Verden aufbewahrt. Die Wirbeltierreste (Abb. 1, Tab. 1) wurden weitgehend nicht stratigraphisch geborgen, weswegen hier keine weitere stratigraphische Untergliederung gegeben werden kann.

*) Anschrift der Verfasserin: Dipl.-Geol. C. HOUBEN, Institut für Paläontologie, Nussallee 8, D-53129 Bonn

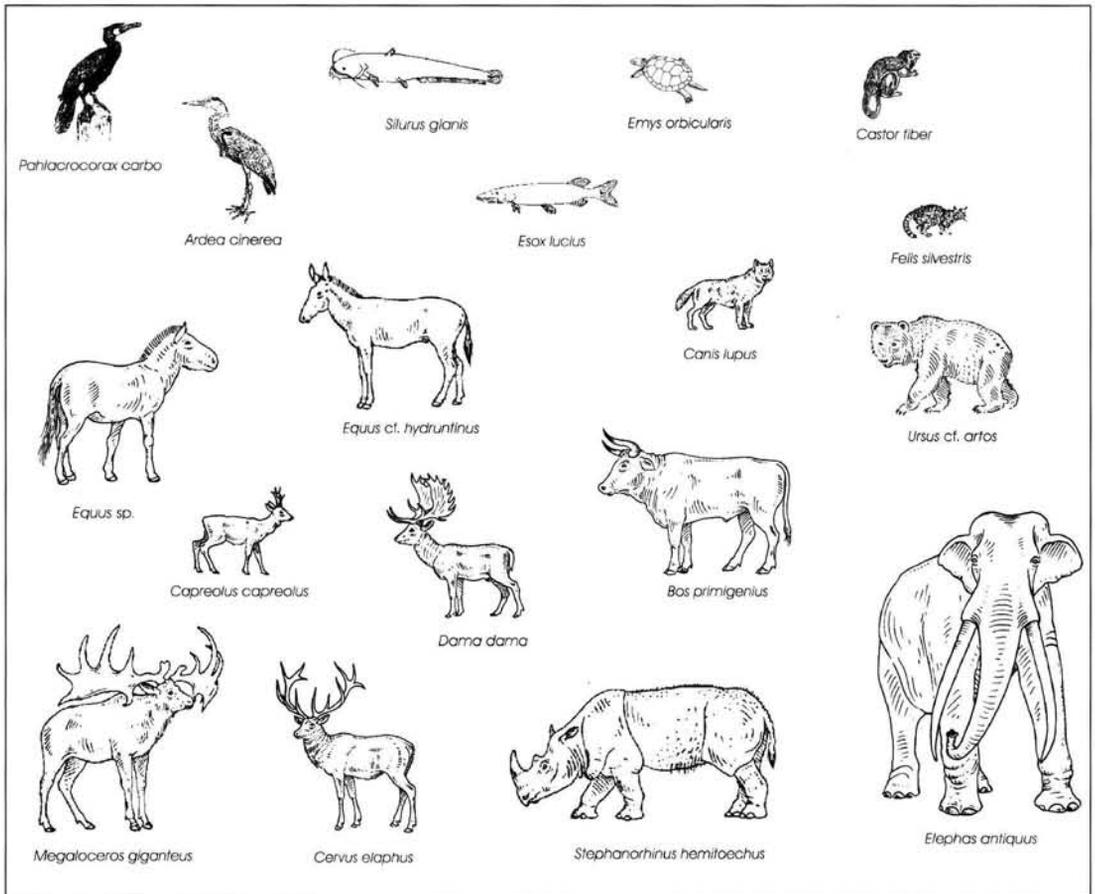


Abb. 1: Graphische Darstellung des Artbestandes aus dem Interglazial von Leheringen (Zeichnungen nach THENIUS).
 Fig. 1: Live reconstructions of the different species from the interglacial of the Leheringen location (drawings after THENIUS).

Tab. 1: Systematische Gliederung der Vertebrata.

Tab. 1: Systematic classification of the vertebrates.

Osteichthyes	Proboscidea
<i>Esox lucius</i>	<i>Elephas antiquus</i>
<i>Silurus glanis</i>	Perissodactyla
Reptilia	<i>Equus sp.</i>
<i>Emys orbicularis</i>	<i>Equus cf. hydruntinus</i>
Aves	<i>Stephanorhinus hemitoechus</i>
<i>Phalacrocorax carbo</i>	Artiodactyla
<i>Ardea cinerea</i>	<i>Megaloceros giganteus</i>
Mammalia	<i>Cervus elaphus</i>
Rodentia	<i>Dama dama</i>
<i>Castor fiber</i>	<i>Capreolus capreolus</i>
Carnivora	<i>Bos primigenius</i>
<i>Ursus cf. arctos</i>	
<i>Canis lupus</i>	
<i>Felis silvestris</i>	

2 Beschreibung der einzelnen Taxa

Esox lucius LINNAEUS, 1758 – Hecht

Material: 20 Dentalia, 6 Vomeri, 5 Palatina, 10 Ceratohygalia (V 5015.d, V 5040.23-29, V 5040.43-44), 4 Epiphygalia (V 5040.30-33), 6 Opercula (V 5040.34-39), 6 Articularia (V 5040.45-49), 3 Quadrata (V 5040.50-51), 5 Neurocrania, diverse weitere craniale Fragmente und Vertebrae

Vor allem craniales Material von mindestens zehn Individuen von *Esox lucius* liegt vor. Beeindruckend ist die enorme Größe der Funde. Anhand von rezemtem Vergleichsmaterial kann die Größe der Lehringer Individuen auf mindestens 1,00-1,10 m Länge geschätzt werden. Nur zwei Individuen sind deutlich kleiner. Rezent können weibliche Tiere bis zu 1,50 m erreichen, männliche hingegen nicht mehr als 1 m (TEROFAL 1984).

E. lucius ist aus mehreren eemzeitlichen Lokalitäten bekannt. In der benachbarten Fundstelle Neddenerbergen wurde er durch STRUCKMANN (1884) nachgewiesen. Auch in Billstedt-Öjendorf (Hamburg), Phöben, Schönfeld, Klinge, Klinge-Nord, Klein-Lieskow, Tranitz-Süd (alle Brandenburg) und Gröbern (Sachsen-Anhalt) ist der Hecht belegt (BÖHME 1997).

Rezente Hechte bevorzugen nährstoffreiche Gewässer von nur wenigen Metern Tiefe mit üppigem, submersen Pflanzenbewuchs sowie reicher Ufervegetation (MÜLLER 1987). Diese Bedingungen müssen auch für den Lehringer See angenommen werden.

Silurus glanis LINNAEUS, 1758 – Wels

Material: 7 Dentalia-Fragmente, 2 Zahnplatten, 3 Spinae pinnarum pectoralium, 5 Cleithra, diverse weitere Fragmente

Die Mindestindividuenzahl beträgt vier. Zahntragende Elemente sowie Cleithrum und Spinae pinnarum pectoralium erlauben eine genaue Bestimmung. Die Größe der Lehringer Welse von bis zu 2 m ist sowohl für das Eem als auch für den rezenten *Silurus glanis* ungewöhnlich.

MIHÁLIK (1995) beschreibt einen 62 kg schweren und 2,17 m langen Wels und verweist auf ähnlich große Individuen aus der Elbe, der Moldau und der Luznice. In Deutschland sind Welse über einen Meter jedoch sehr selten. *S. glanis* besitzt ein kontinuierliches Wachstum und kann ein hohes Alter erreichen.

Die enormen Körpermaße weisen auf optimale ökologische Bedingungen im Lehringer See hin.

In eemzeitlichen Fundstellen wurde der Wels in Phöben und Schönfeld (Brandenburg) sowie dem Kleinen Teufelsloch bei Pottstein und dem Fuchsloch bei Siegmansbrunn (Franken) belegt (BÖHME 1997).

Emys orbicularis (LINNAEUS, 1758) – Sumpfschildkröte (Abb. 2)

Material: 4 Carapax-Fragmente, 22 isolierte Carapax-Platten, 8 Plastron-Fragmente, 8 isolierte Plastron-Platten

Emys orbicularis kann mit mindestens zwölf Tieren in Lehringen nachgewiesen werden. Dabei liegt ein vollständig erhaltener Knochenpanzer (V 5015-16) eines Individuums vor. Die charakteristischen Schildfurchen des Hornpanzers gewähren eine sichere Identifizierung auf Artniveau.

Die Größe der vorhandenen Rückenpanzer liegt zwischen 117 und 140 mm. Rezent erreicht *E. orbicularis* eine durchschnittliche Länge von 180 mm bis 200 mm (MLYNARSKI & WERMUTH 1971). Nach ULLRICH (1984) weisen adulte, jungpleistozäne Sumpfschildkröten eine Carapaxlänge zwischen 150 und 170 mm auf, wobei die maximale Länge bis zu 215 mm betragen kann. Die Lehringer Stücke liegen damit in ihrer Größe im unteren bis mittleren Streubereich anderer jungpleistozäner Fundstellen wie Burgtonna und Weimar-Stadtgebiet (Thüringen) sowie Cannstatt (Baden-Württemberg) und Schönfeld (ULLRICH 1984, STRIEGLER 1991). Die geringe Größe der Lehringer Schildkröten beruht eventuell auf ihrem Individualalter. Andererseits ist es durch die unklare Fundlage möglich, dass sie nicht aus den Schichten des Wärmeoptimums stammen, sondern aus Schichten des beginnenden bzw. endenden Eems, und somit kühlere Bedingungen das Wachstum einschränkten.

E. orbicularis ist im Vergleich mit anderen rezenten Schildkröten gegenüber Temperaturschwankungen und größerer Kälte am widerstandsfähigsten und deshalb vermutlich in Europa am weitesten nach Norden vorgedrungen (MLYNARSKI 1969). Die Fortpflanzung und Entwicklung hängt entscheidend von ökologischen Faktoren ab und setzt ein gemäßigtes, relativ kontinentales, mediterran beeinflusstes Klima mit warmen und sonnigen Sommern voraus (STRIEGLER 1991).

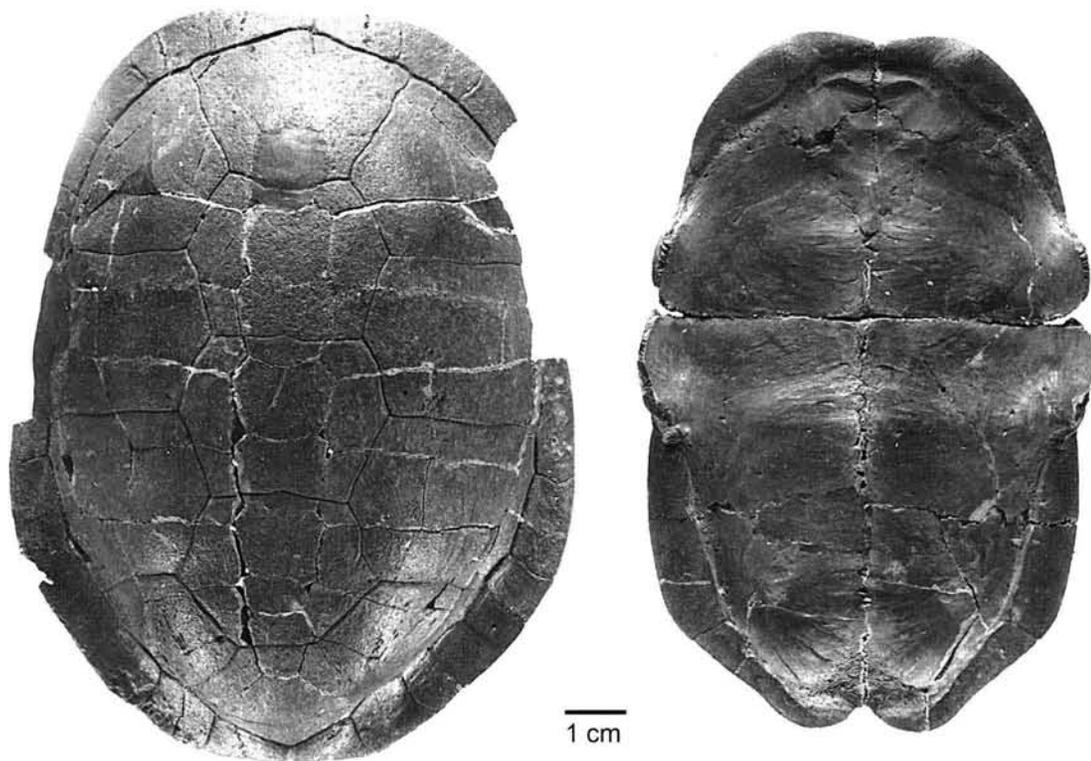


Abb. 2: Carapax und Plastron eines nahezu vollständigen Individuums der Europäischen Sumpfschildkröte (*Emys orbicularis*).

Fig. 2: Carapace and plastron of a nearly complete specimen of the European Pond Tortoise (*Emys orbicularis*).

***Phalacrocorax carbo* (LINNAEUS, 1758) – Kormoran**

Material: 1 Sternum-Fragment, 2 Cervicalwirbel, 3 Lumbalwirbel, 1 Coracoid, 1 Pelvis

Die Funde stammen vermutlich von einem Individuum. Die Maße entsprechen rezentem Vergleichsmaterial. Heute lebt der Kormoran an Meeresküsten, Flüssen, Flussmündungen sowie an Seen. Seine Nahrung besteht vorwiegend aus Fisch (FERGUSON-LEES & WILLIS 1983). Somit ist die Anwesenheit des Kormorans in Lehringen nicht ungewöhnlich, vermutlich nutzte er den See zum Fischfang.

***Ardea cinerea* LINNAEUS, 1758 – Graureiher**

Material: 1 Humerus, 1 Tibiotarsus, 1 Tarsometatarsus

Mehrere Fragmente von *Ardea cinerea* liegen vor. Die Stücke können anhand der von KELLNER (1986) angegebenen morphologischen Merkmale eindeutig bestimmt und von der sehr ähnlichen Art *A. purpurea* abgegrenzt werden. In den Maßen

liegen die Lehringer Stücke im Streubereich der rezenten Graureiher.

A. cinerea ist seit dem Oberpliozän bekannt und aus pleistozänen Fundstellen Deutschlands, Englands, Irlands, Frankreichs und Ungarns nachgewiesen (LAMBRECHT 1933).

Anzutreffen ist der Graureiher an Seen, Flüssen, Flussmündungen und Sümpfen (FERGUSON-LEES & WILLIS 1983). Das Nahrungsspektrum reicht von Fischen und Fröschen bis hin zu Mäusen, Schlangen und großen Insekten. Ebenso wie der Kormoran nutzte der Graureiher den Lehringer See vermutlich zum Fischfang.

***Castor fiber* LINNAEUS, 1758 – Biber (Abb. 3)**

Material: 1 Cranium, 4 craniale Fragmente, 3 isolierte Zähne, 1 Atlas, 1 Scapula, 1 Humerus, 1 Ulna, 3 Pelvis-Fragmente, 2 Femora, 1 Tibia

Es können mindestens drei Individuen identifiziert werden. Alle Tiere sind subadult, da die Epiphysen

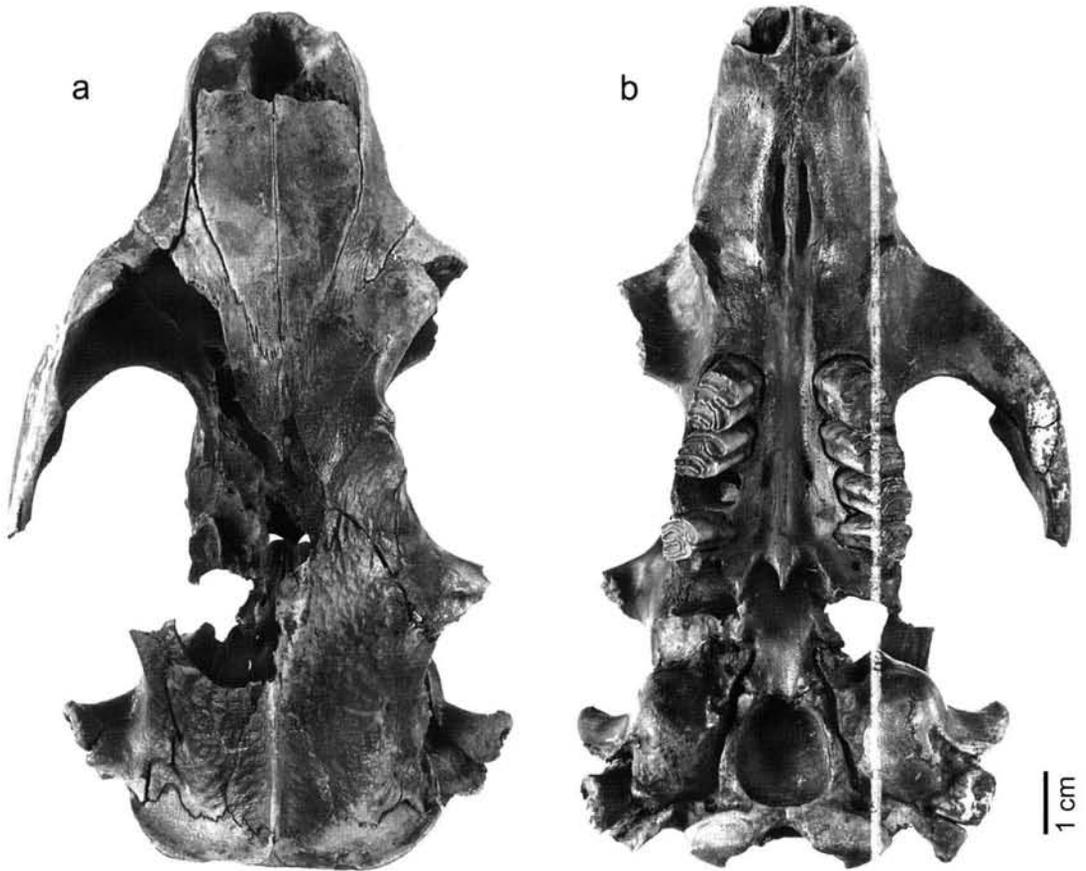


Abb. 3: Cranium eines Bibers (*Castor fiber*) aus Lehringen, a. dorsal, b. ventral.

Fig. 3: Cranium of beaver (*Castor fiber*) from Lehringen, a. dorsal, b. ventral.

noch nicht geschlossen sind. In den Maßen liegen die Stücke im Bereich rezenter und eemzeitlicher Biber. V. REICHENAU (1912) gibt für den M3 des rezenten *C. fiber* eine Länge von 5,0-7,1 mm und eine Breite von 6,0-7,1 mm an. Die vorliegenden Zähne messen in der Länge 6,9-7,0 mm und in der Breite 6,3-6,6 mm, womit sie im oberen Bereich der rezenten Biber liegen. Die jungpleistozänen Formen sind generell etwas größer.

C. fiber ist aus den eemzeitlichen Fundstellen der nördlichen Oberrheinebene sowie von Steinheim an der Murr (Baden-Württemberg), Burgtonna, Weimar-Stadtgebiet und Schönfeld belegt (v. KOENIGSWALD & HEINRICH 1999).

Ökologisch bevorzugt *C. fiber* Gewässer mit holzreichen Ufern sowie Auenwälder. Er baut Burgen und Dämme aus gefällten Bäumen, wobei Bäume

mit einem Stammdurchmesser bis 20 cm bevorzugt werden. Ein aus Lehringen überliefertes Holz zeigt die typischen 5-10 mm breiten und gerippt erscheinenden Nagespuren.

Canis lupus LINNAEUS, 1758 – Wolf

Material: 1 Tibia-Fragment

Canis lupus kann durch ein Tibia-Fragment nachgewiesen werden. Diese Tibia ist in der Mitte der Diaphyse gebrochen und nur der distale Teil liegt vor. Die geschlossene Epiphyse weist auf ein adultes Tier hin. Der Lehringer Wolf entspricht in seiner Größe dem rezenten europäischen Wolf und ist deutlich größer als *C. l. mosbachensis*.

C. lupus ist ein typisches Raubtier eemzeitlicher Faunen und wurde ebenfalls in den Schichten von Stuttgart-Untertürkheim (Baden-Württemberg),

Neumark-Nord (Sachsen-Anhalt), Hunas/Hartmannshof (Bayern), Taubach und Weimar-Ehringsdorf (Thüringen) nachgewiesen (v. KOENIGSWALD & HEINRICH 1999). Generell zeigt sich der Wolf als klimatisch indifferente Art und sein Habitat schließt außer den hochalpinen Zonen alle Lebensräume ein.

Ursus cf. arctos – Braunbär

Material: 1 Femur-Fragment

Der distale Teil des linken Femurs eines Ursiden ist überliefert. Das Stück ist kurz oberhalb der distalen Epiphyse abgebrochen und die Epiphyse ist vollständig verwachsen. Das Fragment ermöglicht lediglich eine Bestimmung auf Gattungsniveau. Die geringe Größe des Stückes deutet jedoch auf einen Braunbären hin. Im Gegensatz zu *U. arctos* ist *U. spelaeus* durchschnittlich etwa ein Drittel größer und wesentlich massiger gebaut. Auch SICKENBERG (1969) weist diesen Fund vorbehaltlich *U. arctos* zu und begründet dies mit den ökologischen Gegebenheiten.

Im Eem ist der Braunbär aus den Fundstellen Stuttgart-Untertürkheim, Burgtonna, Weimar-Stadtgebiet, Taubach und der nördlichen Oberrheinebene bekannt (v. KOENIGSWALD & HEINRICH 1999).

Felis silvestris SCHREBER, 1777 – Wildkatze

Material: 1 Metatarsale III

Ein bislang noch nicht beschriebenes Metatarsale III einer *Felis silvestris* liegt vor. Die Lehringer Wildkatze ist zwar noch nicht vollständig ausgewachsen, kann aber auf Grund von Vergleichsmaßen anderer eemzeitlicher Fundstellen sicher zu *F. silvestris* gestellt werden.

Funde dieser Kleinkatze sind relativ selten. Im Jungpleistozän ist *F. silvestris* aus Stuttgart-Untertürkheim, Burgtonna und Weimar-Stadtgebiet bekannt (v. KOENIGSWALD & HEINRICH 1999).

Die rezente Wildkatze bevorzugt dichte Nadel-, Laub- und Mischwälder mit Lichtungen und Steinhalden. Eine Schneehöhe ab etwa 20 cm stellt den limitierenden Faktor des Habitats dar, da dann Probleme der Fortbewegung auftreten (HEMMER 1993).

Elephas antiquus (FALCONER & CAUTLEY, 1847) – Waldelefant (Abb. 4)

Material: 5 Molaren, isolierte Schmelzlamellen, 1 Cervicalwirbel, 7 Thoracalwirbel, 3 Wirbelfragmente, 2 Costae, 2 Scapulae, 1 Humerus-Fragment, 3 Femur-Fragmente, 1 Metacarpale, 6 Phalangen, diverse weitere Knochenfragmente

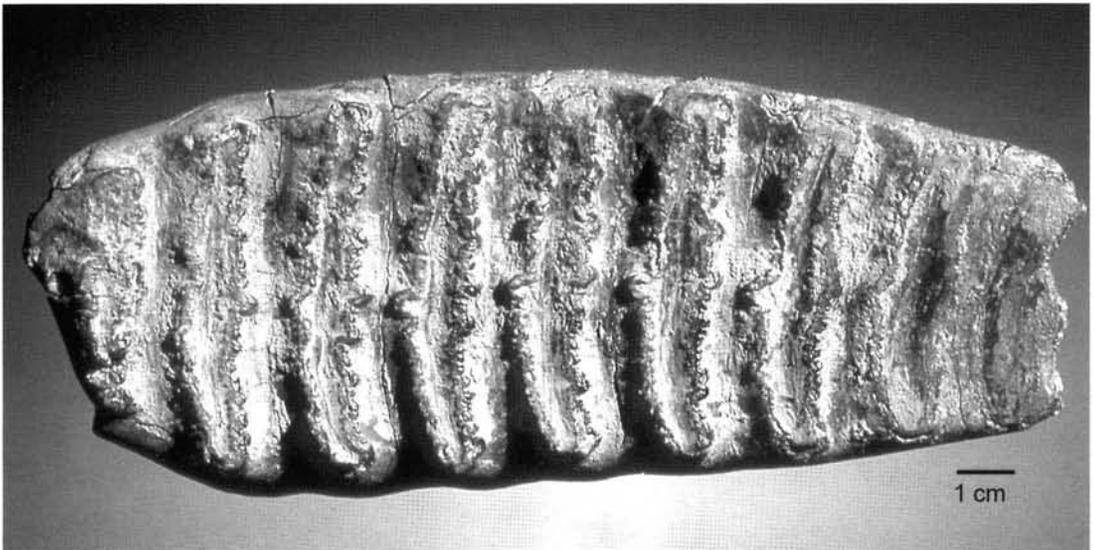


Abb. 4: Rechter m2 des Waldelefanten (*Elephas antiquus*).

Fig. 4: Right m2 of the Straight-Tusked Elephant (*Elephas antiquus*).

In Lehringen wurde ein annähernd vollständiges, jedoch durch die Bergung stark beschädigtes Skelett eines Waldelefanten gefunden. Bereits bei der Entdeckung des Fundes zerstörte ein Bagger den Schädel weitgehend und während der Bergung gingen weitere Stücke verloren (DEIBEL-ROSENBROCK 1960). ADAM (1951) bestimmt die Art und beschreibt einen etwa 2,50 m langen, geraden Stoßzahn, wie er für Waldelefanten typisch ist. Dieser Stoßzahn konnte allerdings nicht mehr aufgefunden werden. Eindeutige Merkmale für die Zuordnung des Skeletts zu *Elephas antiquus* liefert die signifikante Struktur der Molaren mit ihren weit auseinander stehenden Lamellen, die bei *Mammuthus primigenius* viel enger ausgebildet sind.

Der m2 befindet sich vollständig in Abrasion, und die ersten Lamellen des m3 zeigen eine beginnende Abkautung. Der afrikanische Elefant (*Loxodonta africana*) zeigt dieses Stadium des Zahnwechsels im Alter von 35 bis 40 Jahren (AVERIANOV 1996), weshalb der Lehringer Waldelefant vermutlich etwas jünger ist als die von ADAM (1951) geschätzten 45 Jahre.

Die Maße des Lehringer Individuums liegen im Bereich der Größenordnung der männlichen Waldelefanten aus Kiesäcker und Gröbern I. Bei Elefanten liegt generell ein starker Sexualdimorphismus vor, wobei weibliche Tiere kleiner sind. Der von ADAM (1951) beschriebene Stoßzahn weist anhand seiner Größe ebenfalls auf ein männliches Individuum hin. Nach einer Pollenanalyse an aus den Knochen entnommenen Sedimentresten stammt das Skelett des Waldelefanten aus dem Wärmemaximum des Eems (SICKENBERG 1969). *E. antiquus* ist eine typische Form der Interglaziale und verschwindet jeweils mit dem Beginn der Glaziale. Er benötigte den klimatischen Bereich des Laubmischwaldes und bevorzugte ein stärker mediterran geprägtes Klima (v. KOENIGSWALD 1988).

Der Lehringer Elefant erlangte an Berühmtheit, da im Verband mehrere Feuersteinartefakte sowie eine Eibenholzlanze gefunden wurden. Der Entdecker der Stoßlanze, OTTO VOGT, berichtet, dass er diese im Bereich der Rippen gefunden habe (THIEME & VEIL 1985). Es liegt jedoch über die Fundsituation keine genaue Beschreibung oder Zeichnung vor. ADAM (1951) interpretiert auf Grund der Fundumstände eine Elefantenjagd, JACOB-FRIESEN (1956) und THIEME & VEIL (1985) bekräftigen dies. V. KOE-

NIGSWALD (2002) nimmt an, dass die vermutlichen Jäger das Tier bereits verstorben vorfanden und mit der Lanze lediglich den Tod überprüften.

Equus sp. – Pferd

Material: 2 isolierte obere Molaren, 2 craniale Fragmente, 1 Radius mit Ulna, 2 Femora

Nur wenige Fragmente eines subadulten Pferdes liegen vor. Vermutlich stammen die Funde aufgrund der Größe und des Ossifikationsstadiums von einem Individuum. Die isolierten Zähne sind typisch caballoid ausgebildet. Eine genaue Artbestimmung kann anhand des überlieferten Materials nicht durchgeführt werden.

Rezente Pferde sind vor allem in Steppenlandschaften verbreitet, doch im Pleistozän treten sie ebenso in Waldlandschaften und Tundren auf. Bekannt ist die Gattung *Equus* aus vielen eemzeitlichen Fundstellen, wie der nördlichen Oberrheinebene, Steinheim an der Murr, Burgtonna, Weimar-Stadtgebiet und Taubach (v. KOENIGSWALD & HEINRICH 1999). Die Pferde gehören zu den klimaindifferenteren Arten und treten in glazialen wie interglazialen Fundstellen auf.

Equus cf. *hydruntinus* – Wildesel

Material: 1 Scapula, 1 Femur, 1 Tibia

Interessant sind die Funde eines weiteren, wesentlich kleineren, adulten Equiden. Die geringe Größe lässt vermuten, dass es sich hierbei um *Equus hydruntinus* handelt.

E. hydruntinus tritt häufig unter warmzeitlichen Bedingungen, aber auch in kälteren bis kaltzeitlichen Faunen auf (FORSTEN & ZIEGLER 1995). In den Faunen ist der Wildesel meist nur durch wenige Funde dokumentiert; sein Fehlen kann jedoch auch auf Fundlücken zurückgeführt werden. Daher kann durch sein Auftreten keine eindeutige Klimaaussage getroffen werden (FORSTEN & ZIEGLER 1995).

Aus Deutschland ist *E. hydruntinus* aus den jungpleistozänen Fundstellen Stuttgart-Untertürkheim und Weimar-Stadtgebiet bekannt (v. KOENIGSWALD & HEINRICH 1999).

Stephanorhinus hemitoechus (FALCONER, 1868) – Steppennashorn (Abb. 5)

Material: 1 M3

Von einem Nashorn ist aus Lehringen nur ein isolierter Zahn bekannt. Die Schmelzoberfläche ist

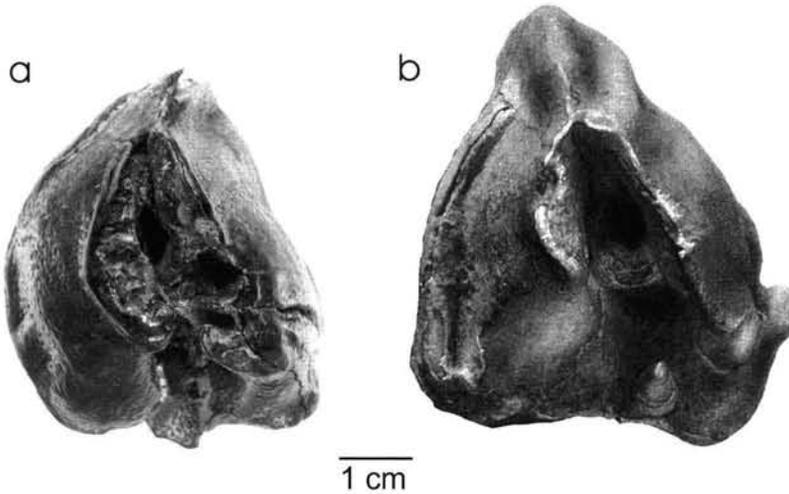


Abb. 5: Gegenüberstellung eines M3 von *Stephanorhinus hemitoechus*.

a. aus Lehringen b. aus dem Heppenloch bei Gutenberg (Baden-Württemberg) (STAESCHE 1941)

Fig. 5: Comparison of the M3 of *Stephanorhinus hemitoechus*.

a. from Lehringen b. from Heppenloch near Gutenberg (Baden-Württemberg) (STAESCHE 1941)

rau und im Mediantal sind noch Reste von Zahnzement erhalten. Diese beiden Merkmale sprechen nach STAESCHE (1941) für *Stephanorhinus hemitoechus*, da bei *Stephanorhinus kirchbergensis* die Schmelzoberfläche wesentlich glatter ist und nur selten Zahnzement angelegt wird. Ein weiteres Kriterium stellt die geringere Größe des Zahnes gegenüber *S. kirchbergensis* dar. Die dritten Molaren von *S. hemitoechus* sind in der Tendenz kleiner als die von *S. kirchbergensis*. Die Zuordnung SICKENBERGS (1969) zu *S. kirchbergensis* kann daher nicht bestätigt werden. Das aus der nördlichen Oberrheinebene bekannte sehr kleine Nashorn, das v. KOENIGSWALD (1988) als *Dicerorhinus cf. megarhinus* aufführt, liegt in den Maßen im Bereich des Lehringer Stückes, kann aber nach morphologischen Kriterien ausgeschlossen werden.

Aus dem Eem ist *S. hemitoechus* aus den Fundstätten der nördlichen Oberrheinebene, Stuttgart-Untertürkheim, Burgtonna, Weimar-Stadtgebiet und Taubach belegt (v. KOENIGSWALD & HEINRICH 1999).

Ökologisch zeigen sich an der Skelettmorphologie Anpassungen an offene Habitats. Auf Grund der hochkronigen Zähne und der tiefen Kopfhaltung kann auf Grasnahrung geschlossen werden; jedoch deutet die ektolophodonte Morphologie der Kau-

fläche auf ein intermediäres Nahrungsspektrum tief wachsender Vegetation hin (FORTELIUS 1982).

Megaloceros giganteus (BLUMENBACH, 1803) – Riesenhirsch

Material: 5 Thoracalwirbel, 6 Lumbalwirbel, 1 Sacralwirbel, diverse Costae, 2 Scapulae, 2 Radius-Fragmente, 3 Pelvis-Fragmente

Im Vergleich zum Material von *Cervus elaphus* und *Dama dama* aus Lehringen sind von *Megaloceros giganteus* nur wenige Stücke überliefert.

Ein Wirbelsäulenabschnitt vom zehnten Thoracalwirbel bis zum ersten Sacralwirbel liegt vor. Die identifizierten Merkmale am postcranialen Material sichern die taxonomische Zuordnung. Durch eine Pollenanalyse ist bekannt, dass die Stücke aus dem Wärmemaximum stammen (SICKENBERG 1969).

Im Eem ist der Riesenhirsch weit verbreitet; neben Lehringen tritt er auch in der nördlichen Oberrheinebene, in Stuttgart-Untertürkheim, in Nedde- naverbergen (Niedersachsen), in Burgtonna, in Weimar-Stadtgebiet und in Taubach auf (v. KOENIGSWALD & HEINRICH 1999). Außerhalb von Deutschland ist er im Eem und Weichsel von Großbritannien, Italien, Ungarn, der Slowakischen Republik und Polen nachgewiesen (LISTER 1994).

M. giganteus ist eine klimatisch indifferente Art.

Der Riesenhirsch tritt in mediterranen bis subarktischen Klimazonen auf, nur unter arktischen Verhältnissen ist er nicht mehr anzutreffen. Ökologisch ist *M. giganteus* in offenen Landschaften als auch in stark bewaldeten Gebieten verbreitet und zeigt eine große Anpassungsfähigkeit an unterschiedliche Biotope.

Cervus elaphus LINNAEUS, 1758 – Rothirsch

Material: 4 Maxillar-Fragmente, 4 Mandibular-Fragmente, 1 schädelechtes Geweih, 1 Atlas, 2 Cervicalwirbel, 1 Thoracalwirbel, diverse Costae, 1 Scapula, 3 Humeri, 1 Radius mit Ulna, 4 Carpalia, 1 Metacarpus, 1 Pelvis, 1 Femur, 1 Tibia, 1 Calcaneus

Mindestens fünf Individuen vom *Cervus elaphus* sind überliefert. Dabei handelt es sich um einen sehr starken, etwa 15 Jahre alten Hirsch, zwei etwa 10 Jahre alte Hirsche, einen etwa 4-5 Jahre alten Hirsch und eine adulte Hirschkuh. Es liegt ein artikuliertes Vorderbein von der Scapula bis zum Metacarpus (V 5030 a-g) eines adulten Tieres vor. Die Rothirsche aus Lehringen sind sehr kräftig und liegen nach den Maßen im oberen Streubereich anderer jungpleistozäner Funde. *C. elaphus* gehört zu den klimaindifferenteren Arten.

Dama dama FRISCH, 1775 – Damhirsch

Material: 1 schädelechtes Geweih, 4 craniale Fragmente, 7 Cervicalwirbel, 5 Thoracalwirbel, 5 Lumbalwirbel, diverse Costae, 2 Humeri, 1 Radius mit Ulna, 2 Metacarpus

Aus Lehringen liegen drei Individuen der Art *Dama dama* vor. Es handelt sich um einen ca. 2-3 jährigen und einen ca. 5-6 jährigen Hirsch sowie um eine adulte Damkuh. Das Hinterhaupt V 5100.1 zeigt eine stark s-förmig verlaufende Linea nucha, wohingegen am Stück V 5100.2 diese nur schwach s-förmig ausgebildet ist. Rezente Damhirsche haben diese geschwungene Linea nucha nicht mehr, die Hirsche aus Neumark-Nord dagegen zeigen diese immer. Damit bilden die Lehringer Hirsche eine Mittelstellung zwischen *D. dama geiselana* und *D. dama dama* (vgl. PFEIFFER 1997).

Im Eem erreicht der Damhirsch unter optimalen warmzeitlichen Bedingungen seine größte Verbreitung. In Norddeutschland wurde *D. dama* neben Lehringen auch in Deutsch-Evern (Niedersachsen) nachgewiesen (STOLLER 1918). Weitere eemzeit-

liche Funde stammen aus Burgtonna, Weimar-Ehringsdorf, Taubach und der nördlichen Oberrheinebene. Außerhalb Deutschlands ist *D. dama* auch in England, den Niederlanden, Frankreich und im gesamten Mittelmeerraum nachgewiesen (PFEIFFER 1999). Mit dem Einsetzen des Weichsel-Glazials verschwindet er in den nördlichen Arealen und hält sich nur noch im Mittelmeerraum (HALTENORTH 1959).

Capreolus capreolus (LINNAEUS, 1758) – Reh

Material: 1 Maxillarfragment, 1 Scapula, 1 Tibia, 1 Metacarpus

Das Material aus Lehringen liegt im Streubereich der rezenten Rehe und ist deutlich kleiner als *C. pygargus* und *C. suessenbornensis*. Es liegen mindestens zwei Individuen vor, da das Maxillarfragment in den Proportionen deutlich größer ist als das postcraniale Material. Da bei Cerviden der Sexualdimorphismus stark ausgeprägt ist, handelt es sich bei dem vorliegenden postcranialen Material vermutlich um ein weibliches Tier.

Aus dem Eem Deutschlands sind neben Lehringen noch weitere Funde von *C. capreolus* aus Stuttgart-Untertürkheim, der nördlichen Oberrheinebene, Burgtonna, Weimar-Stadtgebiet, Taubach und Schönfeld bekannt (v. KOENIGSWALD & HEINRICH 1999). Ebenso wie die Cerviden wandert *Capreolus* aus Zentral- und Ostasien nach Europa ein. Im letzten Interglazial erreicht *C. capreolus* in Eurasien eine maximale Verbreitung. In Europa ist das Vorkommen des Rehs auf Interglaziale beschränkt. Begrenzender Faktor der Verbreitung von *C. capreolus* sowie *C. pygargus* ist die Schneehöhe. Erreicht diese mehr als 50 cm, werden Fortbewegung und Nahrungsaufnahme soweit erschwert, dass eine dauerhafte Besiedlung nicht möglich ist (PFEIFFER 1998).

Bos primigenius (BOJANUS, 1827) – Ur oder Auerochse

Material: diverse craniale Fragmente, isolierte Oberkieferzähne (P2-M3), 3 Unterkieferfragmente, 2 Zungenbeinfragmente, 1 Atlas, 1 Axis, 8 weitere Cervicalwirbel, 21 Thoracalwirbel, 11 Lumbalwirbel, 4 Sacralwirbelfragmente, 5 Scapulae, 4 Humeri, 3 Radii mit Ulnae, 1 Radius, 1 Ulna, 3 Metacarpalia, 6 Pelvis-Fragmente, 2 Femora, 4 Femur-Fragmente, 2 Tibiae, 1 Tibia-Fragment,

2 Metatarsalia, 3 Astragali, 3 Calcanei, 3 Patellae, 15 Phalangen, 14 Carpalia und Tarsalia, diverse Costae

Die Funde deuten auf mindestens drei Individuen hin. Dabei ist ein Tier annähernd vollständig, ein zweites etwa zur Hälfte und ein drittes Tier nur durch wenige Einzelfunde überliefert. Nach dem Epiphysenschluss und dem Abkautungsgrad der erhaltenen Zähne zu urteilen, sind die Tiere ca. 3-4 Jahre alt (HABERMEHL 1975). Die morphologischen Merkmale, vor allem an den Langknochen, führen zu einer sicheren taxonomischen Zuordnung.

B. primigenius ist ein typisches Element warmzeitlicher Faunen, dabei zeigt er jedoch große klimatische Toleranzen und ist nicht nur auf das Optimum der Interglaziale beschränkt, sondern tritt auch in kaltzeitlichen Biotopen auf (v. KOENIGSWALD 1999a). In Kaltzeiten mit starkem maritimen Einfluss und somit größerer Feuchtigkeit und milden Wintern ist eine Besiedlung durch *B. primigenius* möglich. Nimmt dagegen das kontinentale Klima zu, verschwindet der Auerochse (v. KOENIGSWALD 1999a).

3 Die Rekonstruktion des Klimas auf Grund der Fauna

Die eemzeitliche Fauna von Lehringen zeigt einen einheitlichen, warmzeitlichen Charakter, der sich vor allem im Auftreten thermophiler Elemente wie *Silurus glanis*, *Emys orbicularis*, *Elephas antiquus*, *Stephanorhinus hemitoechus*, *Dama dama* und *Capreolus capreolus* äußert. Diese Tiere sind ausschließlich aus Interglazialen bekannt. Die übrigen in Lehringen nachgewiesenen Formen sind klimaindifferente; reine kaltzeitliche Formen treten nicht auf.

Silurus glanis weist auf warme Sommer hin, da der Laichvorgang erst bei einer Wassertemperatur von 18-20°C einsetzt (BÖHME 1996). Er tritt auch heute noch in Flüssen und Seen Mitteleuropas auf. Die enorme Größe der Fische weist ebenfalls auf optimale ökologische und klimatische Bedingungen hin. Auch bei der Sumpfschildkröte *Emys orbicularis* handelt es sich um einen wichtigen Klima-indikator. Sie ist heute die am weitesten nach Norden vorgedrungene Schildkröte und tritt auch rezent in Deutschland noch in wenigen Reliktarealen auf (GLÄSS & MEUSEL 1994). Im Eem war

sie jedoch wesentlich weiter verbreitet und ist in zahlreichen interglazialen Fundkomplexen nachgewiesen (ULLRICH 1978). Den wesentlichen limitierenden Faktor der Verbreitung von *E. orbicularis* stellen die sommerlichen Temperaturen dar (GLÄSS & MEUSEL 1994). Die Eier benötigen über einen längeren Zeitraum mindestens 24°C zur Entwicklung. Bei den rezenten Formen schlüpfen die Jungen nach 50-80 Tagen, in kalten Sommern sogar erst im folgenden Frühjahr. In Lehringen erreichen die Schildkröten nicht ihre maximale Größe. Dies kann auf das Individualalter zurückgeführt werden; andererseits kann sich hierin auch eine klimatische Anpassung zeigen.

In der Säugetierfauna treten Damhirsch und Waldelefant auf. Auch *Bos primigenius* tritt meist in Interglazialen auf, wandert aber bereits bei zunehmender Wiedererwärmung ein (v. KOENIGSWALD 1999a). Das Reh ist eine weitere Leitform der Interglaziale und aus fast allen eemzeitlichen Fundstellen bekannt. PFEIFFER (1998) betont, dass seine Verbreitung durch die Schneehöhe eingeschränkt ist. Beträgt diese über 50 cm, so entstehen für *Capreolus capreolus* wie auch für *Capreolus pygargus* Lokomotionsschwierigkeiten. Es ist jedoch schwierig auf Mindesttemperaturen zu schließen.

In der Schichtenfolge zeigt sich anhand des Pollenprofils eine stetige Erwärmung bis zum Klimamaximum, dann eine kontinuierliche Abkühlung (SELLE 1962). Das nur 11.000 Jahre andauernde Eem ist mit mittlerweile über 200 untersuchten Lokalitäten zwischen den Niederlanden und Weißrussland sicherlich das am besten paläobotanisch erforschte Interglazial (LITT 2001). LITT (1994) zeigt eine erstaunliche Übereinstimmung der Waldentwicklung innerhalb dieser Gebiete und postuliert eine durchgängige Bewaldung während des gesamten Eem-Zyklus in Mitteleuropa. Dabei kann die Juli-Temperatur des Eem gegenüber dem Holozän höchstens 2-3°C höher gewesen sein (FRENZEL 1989). Das Auftreten von *Silurus glanis* und *Emys orbicularis* zeigt, dass die durchschnittlichen Sommertemperaturen sicherlich über dem Grenzwert von 20°C gelegen haben. Im Winter kann durchaus Frost geherrscht haben, so dass der See zeitweise zufror. Dies beeinträchtigt nicht die an den aquatischen Lebensraum angepassten Taxa *Emys orbicularis* und *Castor fiber* (vgl. COLDITZ 1994, HALLER-PROBST 1997).

4 Ökologie

Die fossile Wirbeltierfauna ermöglicht eine differenzierte palökologische Aussage über Gewässer und Umland des Fundkomplexes von Lehringen. In der nachgewiesenen Gemeinschaft schließt keine Art ein anderes Taxon ökologisch grundsätzlich aus. Alle 18 aus Lehringen bekannten Taxa sind auch aus Fundstellen des jüngeren Pleistozäns Mitteleuropas belegt (v. KOENIGSWALD & HEINRICH 1999). In Tabelle 2 wird ein Vergleich zu anderen zeitgleichen Fundstellen gegeben. Die Lehringer Fauna spiegelt das typische eemzeitliche Faunenbild Mitteleuropas wider.

Die meisten Arten treten noch heute im weiteren Umland der Fundstelle auf. Ein Faunenvergleich

durch RAUFUß (2001) ergibt, dass ein rezentes Vergleichsareal im Gebiet der Fundstelle zu finden ist. Daher kann bei der Analyse auf aktualistische Beobachtungen zurückgegriffen werden. Die Tiere, die heute nicht mehr auftreten, sind entweder ausgestorben (*Elephas antiquus*, *Stephanorhinus hemitoechus*, *Megaloceros giganteus* und *Bos primigenius*) oder wurden durch den Menschen im Gebiet ausgerottet (*Ursus arctos*, *Canis lupus* und *Felis silvestris*). Das Aussterben von *E. antiquus* und *S. hemitoechus* wird auf eine umfassende ökologische Veränderung während des letzten Glazials im Kerngebiet zurückgeführt (v. KOENIGSWALD 1999b). Generell wandern kaltzeitliche Elemente aus den Kerngebieten Osteuropas mit einsetzender Abkühlung nach Europa ein. Währenddessen sterben die

Tab. 2: Artbestand aus Lehringen im Vergleich zu anderen eemzeitlichen Fundstellen Deutschlands (nach v. KOENIGSWALD & HEINRICH 1999).

Tab. 2: The vertebrate fauna of Lehringen in comparison with other Eemian localities in Germany (after v. KOENIGSWALD & HEINRICH 1999).

	Nördliche Oberrheinebene	Stuttgart-Untertürkheim	Steinheim/Murr (Deckschichten)	Neddenaverbergen bei Verden	Lehringen	Deutsch-Evern	Burgtonna	Weimar-Stadt	Taubach bei Weimar	Gröbern bei Grafenheimichen	Schönfeld
<i>Esox lucius</i>			x	x	x					x	x
<i>Silurus glanis</i>					x						x
<i>Emys orbicularis</i>				x	x		x	x	x		x
<i>Phalacrocorax carbo</i>					x						
<i>Ardea cinerea</i>					x						
<i>Castor fiber</i>	x		x	x	x		x	x	x		x
<i>Canis lupus</i>		x			x				x		x
<i>Ursus arctos</i>		x			?		x	x	x		
<i>Felis silvestris</i>		x			x		x	x			
<i>Elephas antiquus</i>	x	x			x		x	x	x	x	
<i>Equus sp.</i>			x		x		x	x	x		
<i>Equus hydruntinus</i>		x			?		x	x			
<i>Stephanorhinus hemitoechus</i>	x	x			x		x	x	x		
<i>Megaloceros giganteus</i>	x	x		x	x		x	x	x		
<i>Cervus elaphus</i>	x	x		x	x	x	x	x	x	x	x
<i>Dama dama</i>	x			x	x	x	x	x	x	x	
<i>Capreolus capreolus</i>	x	x			x		x	x	x		x
<i>Bos primigenius</i>	x	x			x						

warmzeitlichen Elemente im temporären Verbreitungsgebiet aus, wobei deren Kerngebiet vermutlich im Mittelmeerraum liegt. Nach v. KOENIGSWALD (1999b) erreichte die Klimaverschlechterung der letzten Eiszeit erstmals die Kerngebiete der interglazialen Fauna. Infolgedessen starben einige Tiere aus. Die Damhirsche hielten sich im SE des Kerngebietes, wanderten im Holozän jedoch nicht mehr nach Mitteleuropa ein (v. KOENIGSWALD 1991). Erst durch den Menschen wurden sie in der frühen Neuzeit wieder in Mitteleuropa angesiedelt. Über die Ökologie des Sees geben vor allem die vorkommenden Fischarten *Esox lucius* und *Silurus glanis* Aufschluss, da sie eine autochthone Einbettung voraussetzen. Der Hecht lebt heute vorwiegend in ruhigen Gewässern und Seen und bevorzugt üppig bewachsene Stellen, an denen er als Standjäger seiner Beute auflauern kann (MÜLLER 1987, VILCINSKAS 1993). Der submerse Pflanzenbewuchs kann ebenfalls anhand der fossilen Pflanzenreste bestätigt werden. Der Wels bevorzugt schlammigen Grund und weniger dichten Pflanzenbewuchs (MIHALIK 1995). Die enorme Größe beider Fischarten lässt auf ein nährstoffreiches Gewässer schließen.

Die Sumpfschildkröte bevorzugt wie der Wels trübschlammige Gewässer (GLÄSS & MEUSEL 1994). Die Thermoregulation bei Schildkröten erfolgt vorwiegend verhaltensgesteuert, deshalb benötigen sie freie Stellen zum Sonnen und meiden Gewässer mit dicht bewachsener Uferzone (HALLER-PROBST 1997).

Unter den in Lehringen nachgewiesenen Wirbeltieren stellen die Säugetiere die artenreichste Gruppe dar und geben weitere wichtige Informationen über das Umland des Sees. Es treten vorwiegend waldbewohnende Tiere (*Elephas antiquus*, *Ursus arctos*, *Felis silvestris*, *Megaloceros giganteus*, *Cervus elaphus*, *Dama dama*, *Capreolus capreolus* und *Bos primigenius*) auf. Weiterhin treten die steppenbetonten Tiere *Equus* sp., *Equus cf. hydruntinus*, *Stephanorhinus hemitoechus* und *Megaloceros giganteus* auf, obwohl in den Pollenprofilen eine durchgängige Bewaldung dokumentiert ist. Auch aus anderen eemzeitlichen Fundstellen wie Taubach bei Weimar, Burgtonna, Weimar-Stadt, der nördlichen Oberrheinebene und Stuttgart-Untertürkheim sind aus dem Fossilbericht waldbewaldungs- und steppenbetonte Formen nebeneinander belegt. Da-

her sollte überdacht werden, ob die typischen Steppenanzeiger wirklich eine solche Aussagekraft besitzen.

In dieser Interglazialfauna fehlen jedoch die Exoten wie *Hippopotamus* und *Bubalus*. Diese Gattungen sind aus den Fundstellen der nördlichen Oberrheinebene bekannt. Auch in England ist *Hippopotamus* aus dem Ipswichian II belegt (STUART 1976). Jedoch reicht das Verbreitungsgebiet dieser Arten nicht weiter nach Osten. Die Verbreitung des Waldelefanten dünnt zwar nach Osten aus, reicht aber bis nach Warschau und damit sehr viel weiter als das Areal von *Hippopotamus* (JAKUBOWSKI et al. 1968).

Das Auftreten von Wasserbüffel und Flusspferd setzt einen stark atlantischen Klimaeinfluss voraus. Das Fehlen dieser Arten im gesamten nördlichen Raum kann auf die regionale Klimadifferenzierung für Teilabschnitte des Eems zurückgeführt werden.

5 Zusammenfassung

Aus den anhand von Pollenanalysen ins Eem gestellten Mergelschichten der Fundstelle Lehringen bei Verden (Aller) sind 18 Wirbeltierarten belegt. Im Artenspektrum zeigt sich eine typische eemzeitliche Fauna Mitteleuropas mit den Taxa:

Esox lucius, *Silurus glanis*, *Emys orbicularis*, *Phalacrocorax carbo*, *Ardea cinerea*, *Castor fiber*, *Ursus cf. arctos*, *Canis lupus*, *Felis silvestris*, *Elephas antiquus*, *Equus* sp., *Equus cf. hydruntinus*, *Stephanorhinus hemitoechus*, *Megaloceros giganteus*, *Cervus elaphus*, *Dama dama*, *Capreolus capreolus*, *Bos primigenius*.

Die Funde der Osteichthyes, Reptilia und Aves wurden erstmals bearbeitet. Die von SICKENBERG (1969) beschriebene Mammaliafauna wurde revidiert, dabei zeigen sich Abweichungen im Materialbestand. Die Zusammensetzung der Fauna deutet auf einen bewaldeten Lebensraum, in dem auch eher steppenbetonte Tiere wie *Equus* sp., *Equus cf. hydruntinus* und *Stephanorhinus hemitoechus* auftreten. Die auftretenden Taxa schließen sich ökologisch nicht aus und sind ebenfalls in anderen eemzeitlichen Faunenassoziationen belegt. Daher gilt es, die sogenannten Steppenindikatoren auf ihre Aussagekraft hin zu überprüfen.

In der Faunenzusammensetzung sind die Cerviden am stärksten vertreten. Über die Population kann auf Grund der geringen Individuenzahl keine Aus-

sage getroffen werden. Pflanzenfresser dominieren generell in Faunengemeinschaften, während Carnivoren wie auch in Lehringen nur in geringer Anzahl auftreten.

Die Funde in Lehringen spiegeln eine natürliche Sterberate innerhalb des Sedimentationszeitraums wider. Aus der rezenten Fauna ist bekannt, dass verletzte und kranke Tiere häufig zur Kühlung ins Wasser gehen. Dies trifft vielleicht für den Waldelefanten zu, der in situ im Verband mit menschlichen Artefakten gefunden wurde (ADAM 1951).

Die aquatischen bzw. subaquatisch angepassten Arten weisen auf einen ruhigen See mit einem schlammigen Grund und dichtem bis weniger dichtem Pflanzenbewuchs hin. Anhand des Pollenspektrums zeigt sich eine Erwärmung bis zum Klimamaximum mit einer sich anschließenden, kontinuierlichen Abkühlung zum Glazial. Im Klimamaximum können die Juli-Temperaturen etwa 2-3°C höher gewesen sein als im Holozän (FRENZEL 1989). Ein Vergleichsareal ähnlicher Faunengemeinschaften liegt auch rezent im Gebiet der Fundstelle (RAUFUß 2001).

Exotische Faunenbestandteile wie *Hippopotamus amphibius* und *Bubalus murrensis* fehlen in der Lehringer Fauna. Diese Arten fehlen im gesamten nördlichen Raum, was auf regionale Klimadifferenzierung zurückgeführt werden kann.

6 Danksagung

Danken möchte ich Herrn Prof. Dr. W. v. KOENIGSWALD, Institut für Paläontologie der Universität Bonn, für die Themenstellung und Betreuung meiner Diplomarbeit, die die Basis dieser Publikation bildet. Dem Historischen Museum Verden unter der Leitung von Herrn Dr. B. EMINGHOLZ danke ich für die Bereitstellung des Skelettmaterials. Bedanken möchte ich mich ferner bei Frau Dr. T. PFEIFFER für zahlreiche anregende Diskussionen. Ich danke weiterhin Herrn G. OLESCHINSKI, Institut für Paläontologie der Universität Bonn, für die ausgezeichneten Fotos und Frau D. KRANZ, Institut für Paläontologie der Universität Bonn, für die hilfreiche Unterstützung bei der graphischen Darstellung.

7 Literatur

- ADAM, K.D. (1951): Der Waldelefant von Lehringen, eine Jagdbeute des diluvialen Menschen. – Quartär, 5: 79-92, Bonn.
- AVERIANOV, A.O. (1996): Sexual dimorphism in the mammoth skull, teeth and long bones. – In: SHOSHANI, J. & TASSY, P. [eds.]: The Proboscidea, 203-213, Oxford Univ. Press., N.Y.
- BOETTGER, C.R. (1954): Die Molluskenfauna des Interglazials von Lehringen bei Verden in Niedersachsen. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 100/2: 247-285, 16 Abb., 2 Kt., 2 Tab., Stuttgart.
- BÖHME, G. (1996): Fischreste aus dem Eem-Interglazial von Schönfeld bei Calau, Niederlausitz. – Natur u. Landsch. Niederlausitz, Sonderheft, 2: 9-48, Cottbus.
- (1997): Fossile Fischfauna aus dem Känozoikum Deutschlands. – Quartär, 47/48: 113-138, Bonn.
- COLDITZ, G. (1994): Der Biber. – Forum Artenschutz, 64 S., Augsburg.
- DEIBEL-ROSENBRUCK, W. (1960): Die Funde von Lehringen. – Stader Jb. 1960: 65 S., Stade.
- FERGUSON-LEES, J. & WILLIS, I. (1983): Vögel Mitteleuropas. – 2. Aufl., 352 S., 2130 Abb., 285 Kt., München (BLV).
- FORSTEN, A. & ZIEGLER, R. (1995): The horses (Mammalia, Equidae) from the early Wuermian of Villa Seckendorff, Stuttgart-Bad Cannstatt, Germany. – Stuttgarter Beitr. Naturkd., B, 224: 22 pp., 1 pl., 10 figs, 6 tabs., Stuttgart.
- FORTELIUS, M. (1982): Ecological aspects of dental functional morphology in the Plio-Pleistocene Rhinoceroses of Europe. – In: KURTÉN, B. (ed.): Teeth: form, function and evolution. – Columbia Univ. Press, 168-181, New York.
- FRENZEL, B. (1989): Projektgruppe "Terrestrische Paläoklimatologie" im Rahmen des nationalen Klimaforschungsprogramms der Regierung. – Akad. Wiss. Lit. Mainz 1949-1989: 453-461, Stuttgart (Steiner).
- GLÄSS, H. & MEUSEL, W. (1994): Die Süßwasserschildkröten Europas. – N. Brehm-Bücherei., 418: 77 S., 48 Abb., Magdeburg (Westarp Wissenschaften).
- HABERMEHL, K.-H. (1975): Altersbestimmungen bei Haustieren, Pelztieren und beim jagdbaren Wild. – 2. Aufl., 215 S., 129 Abb., 22 Tab., Berlin und Hamburg (Parey).
- HALLER-PROBST, M.S. (1997): Die Verbreitung der Reptilien in den Klimazonen der Erde unter Berücksichtigung känozoischer Vorkommen Europas. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 203: 67 S., 83 Abb., 30 Tab., Frankfurt.
- HALTENORTH, T. (1959): Beiträge zur Kenntnis des mesopotamischen Damhirsches *Cervus (Dama)*

- mesopotamicus* (BROOKE, 1875) und zur Stammesgeschichte allgemein. – Säugetierkd. Mitt., Sonderheft, 7: 1-55, Stuttgart.
- HEMMER, H. (1993): *Felis silvestris* SCHREBER, 1777 - Wildkatze. – In: STUBBE, M. & KRAPP, F.: Handbuch der Säugetiere Europas, Raubsäuger – 2: 1076-1117, Wiesbaden.
- HOUBEN, C. (2001): Die Wirbeltiere aus der eemzeitlichen Fundstelle Lehringen (Niedersachsen, Deutschland). – Diplomarbeit, unveröff., 107 S., 7 Abb., 9 Taf., Bonn.
- JACOB-FRIESEN, K.H. (1956): Eiszeitliche Elefantenjäger in der Lüneburger Heide. – Jb. Röm.-Germ. Zentralmuseum, 3: 1-22, Mainz.
- JAKUBOWSKI, G., KRYSIAK, K. & ROSKOSZ, T. (1968): The Forest Elephant – *Palaeoloxodon antiquus* (FALC. & CAUT., 1847) from Warsaw, Prace Muzeum Ziemi, Prace Paleozoologiczne, 12: 187-212, Warschau.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V. (1928): Stratigraphical and palaeontological studies of interglacial freshwater deposits in Jütland and Northwest-Germany. – Danm. Geol. Unders., II. Raekke, 48: 1-379, Kopenhagen.
- KELLNER, M. (1986): Vergleichend morphologische Untersuchungen an Einzelknochen des postcranialen Skeletts in Europa vorkommender Ardeidae. – 222 S., Diss. Universität München.
- KOENIGSWALD, W.V. [Hrsg.] (1988): Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. – Paläoklimaforschung, 4: 327 S., 137 Abb., Stuttgart (Gustav Fischer).
- (1991): Exoten der Großsäuger-Fauna des letzten Interglazials von Mitteleuropa. – Eizeitalter u. Gegenwart, 41: 70-84, Hannover.
- (1999a): Palökologie und Vorkommen des pleistozänen Auerochsen (*Bos primigenius* BOJANUS, 1827) im Vergleich zu den großen Rindern des Pleistozäns. – In: WENIGER, G.-C. [Hrsg.]: Archäologie und Biologie des Auerochsen. - Wiss. Schriften des Neanderthal-Museums, 1: 23-33, Mettmann.
- (1999b): Hat der Mensch das Aussterben der großen pleistozänen Pflanzenfresser verursacht? – Kaupia, Darmstädter Beitr. zur Naturkd., 9: 193-201, Darmstadt.
- (2002): Lebendige Eiszeit. – 190 S., 198 Abb., Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- & HEINRICH, W.-D. (1999): Mittelpleistozäne Säugetierfaunen aus Mitteleuropa – der Versuch einer biostratigraphischen Zuordnung. – Kaupia, Darmstädter Beitr. zur Naturkd., 9: 53-112, Darmstadt.
- KRÄUSEL, R. (1955): Die Interglazialflora von Lehringen. – Palaeontographica, B, 97: 47-73, 3 Abb., 1 Tab., Frankfurt.
- LAMBRECHT, K. (1933): Handbuch der Palaeornithologie. – 1024 S., 209 Abb., 4 Taf., Berlin (Borntraeger).
- LISTER, A.M. (1994): Evolution of the giant deer, *Megaloceros giganteus* (BLUMENBACH). – Zool. J. Linnean Society, 112: 65-100, London.
- LITT, T. (1994): Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland. – Dissertationes Botanicae, 277: 185 S., 50 Abb., 10 Tab., 4 Beil., Berlin, Stuttgart.
- (2001): Waldland Mitteleuropa – Megaherbivoren aus paläobotanischer Sicht. – Ber. a. d. Bayr. Landesanst. Wald- u. Forstwirtsch., 27: 49-64, Freisingen.
- MIHÁLIK, J. (1995): Der Wels. – N. Brehm-Bücherei, 209: 2. Aufl., 71 S., 52 Abb., Magdeburg (Westarp Wissenschaften).
- MLYNARSKI, M. (1969): Fossile Schildkröten. – N. Brehm-Bücherei. – 396 S., Wittenberg (Ziemsen).
- & WERMUTH, H. (1971): Die Schildkröten. – In: GRIZEMEK, B. [Hrsg.]: Grizemeks Tierleben, 6, 3: 75-128, Zürich (Kindler).
- MÜLLER, H. (1987): Beobachten und bestimmen – Fische Europas. – 320 S., Leipzig (Radebeul).
- PFEIFFER, T. (1997): Die fossilen Damhirsche der Oberrheinebene im Vergleich zu *Dama dama* aus Neumark-Nord (Sachsen-Anhalt), Lehringen (Niedersachsen) und dem rezenten europäischen Damhirsch. – Z. Jagdwiss. 43: 221-239, Berlin.
- (1998): *Capreolus suessenbornensis* KAHLKE 1956 (Cervidae, Mammalia) aus den Mosbach-Sanden (Wiesbaden-Biebrich) mit einem Beitrag zur Stellung der Rehe im System pleistozäner und holozäner Cerviden. – Mainzer naturwiss. Archiv, 36: 47-76, 11 Abb., 1 Tab., Mainz.
- (1999): Sexualdimorphismus, Ontogenie und innerartliche Variabilität der pleistozänen Cervidenpopulation von *Dama dama geiselana* PFEIFFER 1998 und *Cervus elaphus* L. (Cervidae, Mammalia) aus Neumark-Nord (Sachsen-Anhalt, Deutschland). – Berliner geowiss. Abh., E, 30: 207-313, Berlin.
- RAUFUß, I. (2001): Computergestützte Arealanalysen pleistozäner Säugetiervergesellschaftungen – Die Guilday Methode. – Diss., 122 S., 52 Abb., Universität Bonn.
- REICHENAU, W.V. (1912): Einiges über Schädel und Gebiß der Biber (Castoridae). – Jb. nass. Ver. Naturkd., 65: 208-226, Wiesbaden.
- SELLE, W. (1962): Geologische und vegetationskundliche Untersuchungen an einigen wichtigen Vorkommen des letzten Interglazials in Norddeutschland. – Geol. Jb., 79: 295-352, 17 Abb., 11 Tab., 1 Taf., Hannover.
- SICKENBERG, O. (1969): Die Säugetierfauna der Kalkmergel von Lehringen (Krs. Verden/Aller) im Rahmen der eemzeitlichen Faunen Nordwestdeutschlands. – Geol. Jb., 87: 551-564, 2 Abb., 2 Tab., Hannover.

- STAESCHE, K. (1941): Nashörner der Gattung *Diceros rhinus* aus dem Diluvium Württenbergs. – Abh. Reichsst. Bodenforsch., N.F., **200**: 148 S., 2 Abb., 14 Taf., Berlin.
- STEUSLOFF, U. (1954): Interglazialmollusken von Neden-Averbergen im Kreis Verden. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **100**: 286-288, 1 Tab., Stuttgart.
- STOLLER, J. (1918): Geologischer Führer durch die Lüneburger Heide. – 168 S., 38 Abb., 1 Kt., Braunschweig (Vieweg).
- STRIEGLER, R. (1991): Die Europäische Sumpfschildkröte (*Emys orbicularis*) im Eem von Schönfeld. – Natur u. Landsch. Niederlausitz, Sonderheft, **1**: 130-168, Cottbus.
- STRUCKMANN, C. (1884): Über die bisher in der Provinz Hannover aufgefundenen fossilen und subfossilen Reste quartärer Säugetiere. – Ber. naturhist. Ges. Hannover, **33/34**: 3-36, Hannover.
- STUART, A.J. (1976): The history of the mammal fauna during the Ipswichian/Last interglacial in England. – Phil. Trans. roy. Soc. London, B, **276/945**: 221-250, London.
- TEROFAL, T. (1984). Süßwasserfische in europäischen Gewässern. – 288 S., 200 Abb., München (Mosaik).
- THIEME, H. & VEIL, S. (1985): Neue Untersuchungen zum eemzeitlichen Elefanten-Jagdplatz Lehringen, Ldkr. Verden. – Die Kunde, N. F., **36**: 11-58, Hannover.
- ÜLLRICH, H. (1978): Reptilienreste aus den jungpleistozänen Travertinen von Burgtonna in Thüringen. – Quartärpaläont., **3**: 97-102, Berlin.
- (1984): Sumpfschildkrötenreste aus dem jungpleistozänen Travertin von Weimar. – Quartärpaläont., **5**: 325-344, Berlin.
- VILCINSKAS, A. (1993): Einheimische Süßwasserfische. – 207 S., Augsburg (Naturbuch Verlag).

A wild horse (*Equus przewalskii* POLIAKOV 1881) of Mesolithic age from Kempen (Germany, Northrhine-Westfalia, Lippe County)

RAINER SPRINGHORN*)

SPRINGHORN, R. (2003): A wild horse (*Equus przewalskii* POLIAKOV 1881) of Mesolithic age from Kempen (Germany, Northrhine-Westfalia, Lippe County). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 52: 40-46; Hannover.

Keywords: European wild horse, Mesolithic, anatomy, individual age, systematics

Abstract: New skeletal remains of one specimen of the wild horse *Equus przewalskii* POLIAKOV 1881 from Kempen (City Horn-Bad Meinberg, East-Westfalia, Germany) are presented. Its sedimentary deposition immediately near Mesolithic artefacts suggests an appropriate age of 10,000-7,000 BP. The grade of teeth abrasion reveals an individual minimum age of 19 years. A prominent lower canine proves male sex. A fourth molar in both lower jaws documents an unusual tooth aberration, and is explained as a genetic aberration. In comparison with already documented horse skeletons of historical times from other localities of eastern Westfalia lower premolars, and first lower molar are distinctly (4-10%) longer and wider. Consequently, also the total chewing surface is larger. This is important, because the measurements of limb bones show a height of withers (129-142 cm) of „small shaped“ to „middle shaped“ (VITT 1952) for both, the Mesolithic horse from Kempen, and the horses from other eastern Westfalian sites of historical times.

[Ein Wildpferd (*Equus przewalskii* POLIAKOV 1881) aus dem Mesolithikum von Kempen (Deutschland, Nordrhein-Westfalen, Kreis Lippe)]

Kurzfassung: Es wird neues Skelettmaterial eines Wildpferd-Individuums *Equus przewalskii* POLIAKOV 1881 aus Kempen (Stadt Horn-Bad Meinberg, Ostwestfalen, Deutschland) vorgestellt. Seine Lage im Sediment unmittelbar neben Flintabschlägen der Mittelsteinzeit legen ein entsprechendes Alter von 10.000-7.000 Jahren

vor der Gegenwart nahe. Der Abkauungsgrad der Zähne ergibt ein Individualalter von wenigstens 19 Jahren. Ein kräftiger unterer Caninus beweist, dass es sich um einen Hengst handelt. Die Existenz eines vierten Molaren in beiden Unterkieferhälften ist außergewöhnlich und wird als genetisch bedingte Abnormität gewertet. Im Vergleich mit bereits publizierten Pferden aus historischer Zeit von anderen ostwestfälischen Fundorten sind die unteren Prämolaren und ersten unteren Molaren deutlich länger und breiter (4-10%). Analog hierzu ist die Kaufläche insgesamt größer. Dies ist deshalb bedeutsam, weil die Maße der Extremitätenknochen eine Widerristhöhe von 129–142 cm ergeben, die den Kategorien „kleinwüchsig“ bis „mittelwüchsig“ (VITT 1952) entsprechen, die sowohl dem mittelsteinzeitlichen Kempener Pferd als auch den Pferden historischen Alters anderer Lokalitäten in Ostwestfalen zugeordnet werden können.

1 Introduction

In October 1989 near the village Kempen in the eastern Westfalian county Lippe, during an excavation for a filter bed skeleton remains of the wild horse (*Equus przewalskii*) were found. They had been deposited in a Postglacial earthy marl of a former pool, collecting water of three creeks which had been running into the little river Durbeke.

The little archaeological site is situated in the northern part of the Egge Range.

The bones lay in a depth of 1.80 m below surface niveau. Beside the horse bones, regarding other species, one right metatarsal of a roe-deer (*Capreolus capreolus*) has been identified. Directly at the basis of the bones, in an undisturbed sedimentary context, was some flint waste flake of Mesolithic age (LULEY 1990: 24-25). The finder was JOHANNES GLITZ (Campingplatz Eggewald, 32805 Horn-Bad Meinberg, Ortsteil Kempen). – The well preserved lower jaws show significant teeth aberration which is worthy to be documented. Complete limb bones allowed the calculation of withers height, and a comparison with known historical horses.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Dipl.-Geol. RAINER SPRINGHORN, Lippisches Landesmuseum Detmold, Ameide 4, D-32756 Detmold, Germany. E-mail: Springhorn@lippisches-landesmuseum.de

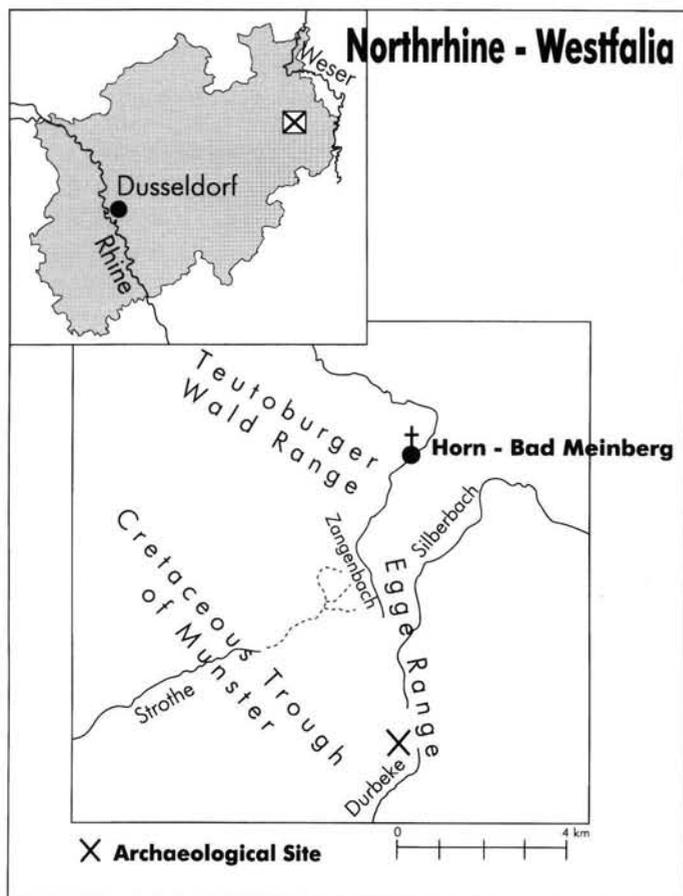


Fig. 1: Map with the archaeological site in the northern Egge Range.

Up to now only two horse skeleton complexes from eastern Westfalia with ascertained ages are published (SPRINGHORN 1980 and 1991). Both are of historical age. Moreover, the region between Rhine and Weser is absolutely lacking in Mesolithic and early Neolithic horse material (DÖHLE 1999: 152). The assumed Mesolithic age (10,000 – 7,000 BP) of the material presented in this paper stresses its importance.

Meanwhile, the existence of *Equus przewalskii* during the early Holocene of Northwest Europe is proved by the well known Mesolithic in the Lower and Central Rhineland. Mesolithic sites after 10,000 BP of stone tool assemblages revealed horse remains and indicate “that the Preboreal forest cover was by no means closed” (STREET & BAALES 1999: 29). Farther to the North, in South Scandinavia,

there have been found no Mesolithic sites of Preboreal age (10, – 9,000 BP) with preserved horse bone material. In this area *Equus przewalskii* seems to have a rather brief occurrence, “being confined to the open birch-pine period of the Preboreal, but with an interesting later re-immigration of *Equus* in the transition between Atlanticum and Subboreal” (AARIS-SØRENSEN 1992: 148).

2 Material and Methods

The here described new horse material is housed in the Lippisches Landesmuseum Detmold, Department „Bodendenkmalpflege“ (DKZ No. 4119, 122; U-No. 1581). Measurements were made to the nearest 0.1 mm by an anthropological orifice plate, and a caliper square INOX from the firm MAUSER. Calculations of withers height base upon the works of KIESEWALTER (1888), VITT (1952), and especially the critical revision of v. D. DRIESCH & BOESNECK (1974). Anatomical nomenclature for dentition and skeleton was adopted from ALBERDI (1989), NICKEL, SCHUMMER & SEIFERLE (1977), and SIEGFRIED (1983). Individual age determination criteria by incisor abrasion were used in the sense of BRÖMLER (1954). The photographic documentation of bones and teeth were made by a digital camera NIKON C990.

According to the current literature (cf. VOLF 1972, SIEGFRIED 1983, NILSON 1983, STARCK 1995, and others) for the wild horse the species name *Equus przewalskii* POLIAKOV 1881 is used, although CORBET (1978: 94), AARIS-SØRENSEN (1992: 147), and CLUTTON-BROCK & BURLEIGH (1991) applied the older synonym *Equus ferus* BODDAERT 1785.

The excavation of Kempen provided several skeleton elements of one individual: Also a few small fragments of the upper skull, three isolated incisors ($I_{3sin.}$, $I^{2-3} sin.$), a right first upper premolar (P^2), symphyseal connected lower jaws with left canine and complete cheek tooth rows, pectoral vertebrae

9–12, fragments of another pectoral vertebra, the last presacral vertebra, sacrum, fragmentary left pelvis with ischium and acetabulum, fragments of six ribs, fragmentary right shoulder-blade, right radius with distal part of ulna, left tibia, left metatarsal, and left hind phalanx I.

Description of upper dentition

Only fragmentary disarticulated premaxillas, and negligible remnants of the palate and maxillas imply existence of only a few isolated teeth of the upper dentition.

The two documented upper incisors ($I^{2-3}sin.$) show subtriangular outlines; that of the I^3 is sidebackwards extended. Tooth crowns are deeply chewed off. On the chewing surfaces tracks of the enamel core, so called „yellow star“, can distinctly be seen. Due to this amount of abrasion an individual age of at least nineteen years is concluded. The angle of 43 degrees formed by the plane of abrasion and the direction of tooth crown and tooth root of incisors suggest also an age of at least more than fourteen years. The first right upper premolar (P^2) is also strongly chewed down; consequently its crown is now very low. The areas of fossa anterior and fossa posterior are nearly fused to a narrow ridge. The back contact usur to P^3 is extreme and caused loss of the metalophus.

Description of lower jaws

The incisors bearing frontal region of the muzzle is completely broken up to the canines, but an isolated $I_3sin.$ is documented. Its subtriangular contour is extended sidebackwards, too. The left mandible shows a strong canine, the right one is only represented by its alveole. A wide diastema separates the canine from cheek teeth. Instead of six there are seven cheek teeth. This abnormal phenomenon is documented on both sides of the mandible. The cheek teeth of the left mandible show a stronger abrasion than those of the right one. Both tooth rows document an increasing grade of abrasion backwards posteriorly. The supernumerary seventh cheek teeth have deeply grinded off trigonids, and hypoconids. The moderate abrasion of entoconid and talonid of both last molars is possibly referred to the lack of an antagonist on the upper jaws, might, however, be traced back also to the sloping position in the basal part of the ramus ascendens.

Tracks of chewing on tooth surfaces are strictly transverse. Mainly the surfaces of P_4-M_3 are extremely furrowed.

On the right mandible there is a zig-zag crack laterally running down from the irregular molar to the ventral margin of the jaw bone, caused probably by drying after excavation. The medial wall of the ramus ascendens is lightly damaged, the medial part of the processus glenoidalis broken. The left mandible had only been damaged at the uppermost top of processus coronoideus.

3 Results and Discussion

The modern horse *Equus przewalskii* POLIAKOV 1881 made its appearance known in Europe in 4-Würm II stadial (KURTEN 1968: 150). According to WIEGANK (1983: 358) and NILSON (1983: 478) *Equus przewalskii* already is beside *Equus germanicus* the relevant horse of the early Weichsel Glacial (4-Würm I stadial sensu KURTEN). However, I agree with STARCK (1995: 971) that, despite of a gradual decrease in size of the wild horse since the Middle Pleistocene (FORSTEN 1993, KOENIGSWALD et al. 1995), there is hardly no real morphological difference to specialize distinct species. That is why I do not see any evidence to establish neither a valid more robust species *Equus germanicus* NEHRING 1884 nor a medium sized Upper Pleistocene horse *Equus remagensis* (NEHRING 1884) (cf. NOBIS 1971: 46). The species *E. przewalskii* had been common in the postglacial. The skeleton material presented here is presumably of Mesolithic age. Robustness of the left lower canine proves male sex of the specimen. Corresponding by the amount of incisors abrasion an individual age of at least nineteen years is supposed. This is supported by the narrow angle between their abrasion surfaces relative to directions of tooth crowns and roots. Enamel faulting and tooth structure confirm three premolars (P_{2-4}) and three molars (M_{1-3}) as normal elements of lower jaw dentition. The irregular seventh tooth exhibits the same pattern as M_3 , but is anteroposteriorly weakly compressed. According to its position in the jaw bone there must have been a lengthening of the molareous morphogenetical compartment during embryonic ontogeny. Subsequently there was a tooth germ installation of a fourth lower molar. In comparison with the early Mesolithic horse



Fig. 2a: Lower jaw of *Equus przewalskii* from Kempen; lateral view of left mandible.

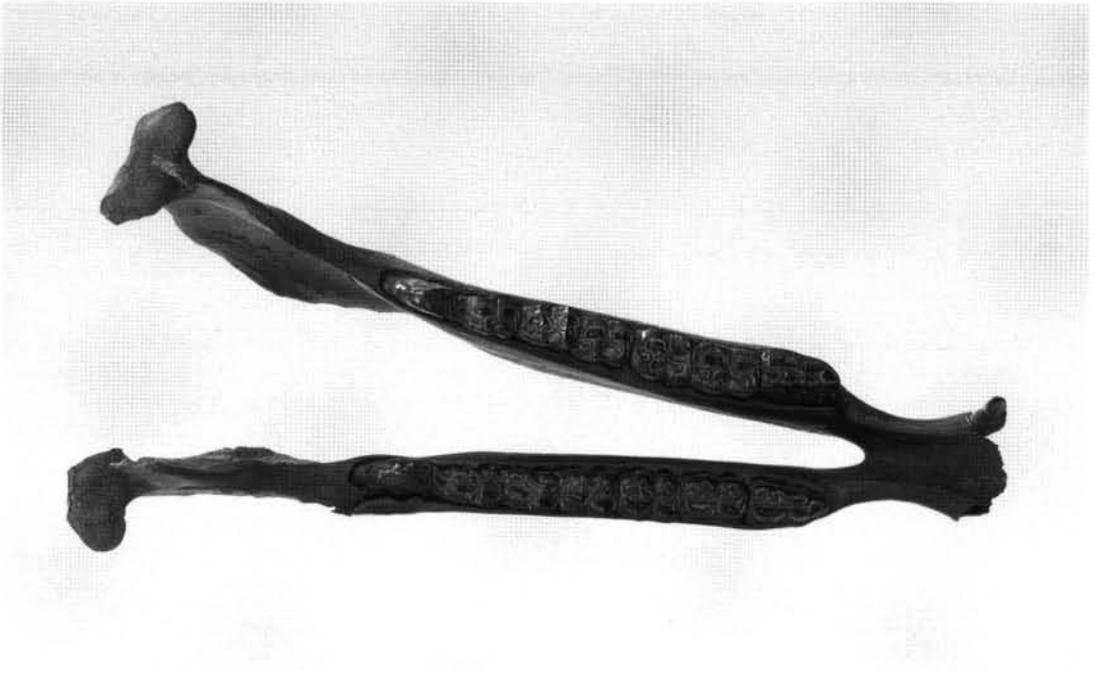


Fig. 2b: Lower jaw of *Equus przewalskii* from Kempen; occlusal view.



Fig. 3: Limb bones of *Equus przewalskii* from Kempen; from left to right: Radius dext., tibia sin., and metatarsale sin.

mandible from Seamer Carr (Yorkshire, England) the measurements P₂-M₃ exhibit moderate differences (CLUTTON-BROCK & BURLEIGH 1991: 240). The premolars throughout are somewhat shorter, but on the contrary, the molars are of equal length (M₁) or slightly longer. All cheek teeth are significantly wider with exception of P₃ showing equal width.

The lower jaw teeth of the horse from Kempen, regarding premolars and first molar, are, compared with those of the historical horses from Wünnenberg-Fürstenberg, and Lage-Müssen (SPRINGHORN 1980 and 1991) throughout longer and wider (4-10%); M₂ and M₃ are wider but mainly shorter. This relative shortness certainly is depending on the claiming by M₄. The total chewing surface of the tooth row P₂-M₃ measures 31.38 cm², that of P₂-M₄ 34.65 cm². The largest specimen of the historical horses documents a chewing surface of close to 31 cm². Measurements of the limb bones, modified after DRIESCH & BOESNECK (1974), yield results which show certain differences regarding height of withers. The data of radius (140 cm) and tibia (142 cm)

are approximately equal, but the metatarsal (129.3 cm) is significantly smaller. The corresponding classification of VITT (1952) assigns horses with height of withers between 136-144 cm to the category „middle shaped“ and those between 128-136 cm to „small shaped“. The discrepancy of about 13 cm and 11 cm, respectively, is important. On the other hand DRIESCH & BOESNECK (1974: 333-34) documented two historical horse skeletons from the awarian funeral ground of Vienna-Liesing showing differences of 10.3 cm and 9.5 cm. The authors communicated also that measurements of one specimen mostly fall into two categories of VITT. The ascertained heights of withers coincide completely with those of Przewalski Horse by VOLF (1972: 564): 120-146 cm. Historical horses from the two archaeological sites in eastern Westfalia (SPRINGHORN 1980 and 1991) don't differ significantly in absolute size, but demonstrate the variability of the domestic successors of *Equus przewalskii*. In addition, dealing with Mesolithic and Neolithic horse bones, it is not possible to distinguish between the wild and domestic form (DÖHLE 1999: 151). There

is also a coincidence in heights of withers (141–145.5 cm) with the Late Pleistocene horse of Remagen near Bonn (NOBIS 1971: 47). The mean height of withers of Merovingian-Karolingian horses (6-7th and 9th century) from Wünnenberg-Fürstenberg is 139 cm, and falls into VITT's category „middle shaped“ horses. The mean height of withers of medieval horses (10-11th and 13th century) from Lage-Müssen is 144 cm and fits just the upper limit of this category.

Measurements in mm:

Length of diastema Cinf. - P₂sin. = 59
 Height of ramus ascendens up to processus glenoidalis = 204
 Height of the ramus horizontalis below P₄ = 72, M₁ = 74.7, M₃ = 88.2, and M₄ = 99
 Length P₂-M₃sin. = 164.3, P₂-M₄ = 181.4
 Left lower teeth: I₃ (10x14.2), C (13.5x11.6), P₂ (33.3x19), P₃ (28.1x20.3), P₄ (27.8x21.8), M₁ (25.2x19.1), M₂ (24.3x18.2), M₃ (30.8x17), M₄ (25.9x18.2)
 Upper teeth: I²sin. (12x13.1), I³sin. (11.6x14.3), P²dext. (35.8x21)
 Radius dext.: length = 326.8, lateral lg. = 322.5, proximal width = 73.9, distal wd. = 71.1, smallest circumference = 111.3
 Tibia sin.: lg. 348.2, lt. lg. 332.6, prox. wd. = 93.2, dist. wd. = 76.6, sm. ccf. = 121.2
 Metatarsale tertium sin.: lg. = 245.9, lt. lg. = 242.6, prox. wd. = 44.1, dist. wd. = 43.5, sm. ccf. = 83
 Phalanx I prox.: lg. = 85, prox. wd. = 56.4, wd. of prox. facies articularis = 47.3, sm. ccf. 34.2, dist. wd. = 45.8, dist. wd. fac. art. = 42.2

4 Acknowledgements

I thank PETER VOLLMER M.A. for the incitement of the presented paper; he was working about stone age collections of the Lippisches Landesmuseum, and came across the wild horse material from Kempen. My secretary, SONJA HELMING, who was helpful in managing the computer version of my manuscript. Photos were taken by my colleague JÜRGEN IHLE.

I am also indebted to Mrs. ANNETTE HIBBELER for compiling and drawing the map.

5 References

- ALBERDI, M.-T. (1989): A review of Old World Hippari-
 onine horses. – In: PROTHERO, D. R. & SCHOCH, R. M.,
 [Eds.]: The Evolution of Perissodactyls: 234-261, 6
 figs.; New York, Oxford (Clarendon Press and
 Oxford Univ. Press).
- AARIS-SØRENSEN, K. (1992): Deglaciation chronology
 and re-immigration of large mammals. A South
 Scandinavian example from late Weichselian-early
 Flandrian. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, 153:
 143-149, 4 figs., 2 tabs., Frankfurt a.M.
- BROMLER, K. (1954): Die Altersbestimmung beim
 Kleinpferd aufgrund der Zahnentwicklung und -abnut-
 zung. – Diss. Univ. München: 47 ps., div. figs. and
 plts; Munich.
- CLUTTON-BROCK, J. & BURLEIGH, R. (1991): The
 mandible of a Mesolithic Horse from Seamer Carr,
 Yorkshire, England. – In: MEADOW, R. H. & UERP-
 MANN, H.-P. [Eds.]: Equids in the Ancient World, 2:
 238-241, 3 figs., 1 tab.; Wiesbaden (Ludwig
 Reichert).
- CORBET, G.B. (1978): The mammals of the Palaearctic
 Region. A Taxonomic review. – 314 ps., 104 maps;
 Brit. Mus. (Natur. Hist.), London, Ithaca (Cornell
 Univ. Press).
- DOHLE, H.-J. (1999): Pferdenachweise aus dem Meso-
 lithikum und Neolithikum in Deutschland. – In:
 BECKER, C. [Ed.]: Historia Animalium ex Ossibus,
 Internationale Archäologie, 8: Studia honoraria: 149-
 159, 2 figs., 1 tab.; Rahden/Westf. (Marie Leidorf).
- DRIESCH, A. v. d., & BOESSNECK, J. (1974): Kritische
 Anmerkungen zur Widerristhöhenberechnung aus
 Längenmaßen vor- und frühgeschichtlicher Tier-
 knochen. – Säugetierkd. Mitt., 22: 325-348, 2 figs.,
 11 tabs.; Munich.
- FORSTEN, A. (1993): Size decrease in Late Pleistocene –
 Holocene caballoid horses (genus *Equus*), intra- or
 interspecific evolution? – Quaternary International,
 19: 71-76; Oxford.
- KIESEWALTER, I. (1888): Skelettmessungen an Pferden als
 Beitrag zu einer theoretischen Grundlage der
 Beurteilungslehre des Pferdes. – Diss. Univ. Leipzig:
 38 ps., 3 shts., 2 tabs.; Leipzig.
- KOENIGSWALD, W. v., WALDERS, M. & SANDER, M. (1995):
 Jungpleistozäne Tierfährten aus der Emscher-Nieder-
 terrasse von Bottrop-Welheim. – Münchener Geo-
 wiss. Abh., A 27: 5-50, 52 figs., 37 tabs.; Munich.
- KURTEN, B. (1968): Pleistocene mammals of Europe. –
 The World Naturalist: 317 ps., 111 figs., 15 tabs.;
 London (Weidenfeld & Nicolson).
- LULEY, H. (1990): Ortsteil Kempen, Stadt Horn-Bad
 Meinberg, Kreis Lippe. – In: Westf. Mus. f. Archäol.
 u. Amt f. Bodendenkmalpflege Münster i.W. [Ed.]
 1991, Neujahrsgruß: 24-25; Münster i.W.

- NEHRING, A. (1884): Fossile Pferde aus deutschen Diluvial-Ablagerungen und ihre Beziehungen zu den lebenden Pferden. – *Landwirtschaftl. Jb.*, 13: 81-158, Dresden, Leipzig (Arnold).
- NICKEL, R., SCHUMMER, A. & SEIFERLE, E. (1977): *Lehrbuch der Anatomie der Haustiere*: 539 ps., 517 figs.; Berlin, Hamburg (Paul Parey).
- NILSON, T. (1983): *The Pleistocene. Geology and Life in the Quaternary Ice Age*. – 651 ps., 237 figs.; Stuttgart (Ferdinand Enke).
- NOBIS, G. (1971): Vom Wildpferd zum Hauspferd. Studien zur Phylogenie pleistozäner Equiden Eurasiens und das Domestikationsproblem unserer Hauspferde. – *Fundamenta*, B 6: 96 ps., 7 figs., 6 pls., 58 diags., 126 tabs.; Cologne, Vienna (Böhlau).
- POLIAKOV, I. S. (1881): *Sistematiceskij obzor polevok, vodjascichsja v cibri*. – *Imperatorskoj Akademii Nauk; Zapiski. Otčet po Fiziko-Matematiceskomu i Istoriko-Filologiceskomu Otdelenijam, Suppl. Vol. 39 (2)*: 92 ps., 9 figs., 1 plt., 11 tabs.; Moscow.
- SIEGFRIED, P. (1983): Fossilien Westfalens. Eiszeitliche Säugetiere. – Eine Osteologie pleistozäner Großsäuger. – *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 60: 163 ps., 40 pls.; Verein d. Geolog. Stud. Münster [Ed.], Münster i.W.
- SPRINGHORN, R. (1980): Pferdereste eines wikingerzeitlichen Siedlungsplatzes bei Müssen (Lippe). – *Z. Tierzüchtung u. Züchtungsbiologie*, 97: 116-126, 5 figs., 4 tabs.; Hamburg, Berlin.
- (1991): Die Pferde des frühmittelalterlichen Körpergräberfriedhofes von Wünnenberg-Fürstenberg. – *Bodenaltertümer Westfalens*, 25: 133-160; Münster i.W.
- STARCK, D. (1995): *Lehrbuch der speziellen Zoologie, Vol. II: Wirbeltiere, Part 5/2 Säugetiere*. – 1241 ps., 564 figs.; Jena, Stuttgart, New York (Gustav Fischer).
- STREET, M. & BAALES, M. (1999): Pleistocene/Holocene changes in the Rhineland fauna in a northwest European context. – In: BENNECKE, N. [Ed.]: *The Holocene History of the European Vertebrate Fauna. Modern Aspects of Research. Archäologie in Eurasien*, 6: 9-38, 3 figs., 14 tabs.; Rahden/Westf. (Marie Leidorf).
- VITT, V. O. (1952): Die Pferde der Kurgane von Pasyryk (russisch). – *Sovjetskaja Arch.*, 16: 163-205, 23 figs., 9 tabs.; Moscow.
- VOLF, J. (1972): Wildpferde. – In: GRZIMEK, B. [Ed.]: *Grzimeks Tierleben 12, Einhufer und Pferdeverwandte*: 564-575, 8 figs.; Zurich (Kindler).
- WIEGANK, F. (1983): Beitrag zur Chronostratigraphie und Entwicklung im jüngeren Känozoikum von Europa auf geochronologischer und magnetostratigraphischer Grundlage. – In: HEINRICH, W.-D., [Ed.]: *Wirbeltier-Evolution und Faunenwandel im Känozoikum*. – *Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften*, 19/20: 355-364, Berlin (Akademie).

Zur Korrelation der Glazialfolgen im Saale-Komplex Nord- und Mitteldeutschlands am Beispiel des Tagesbaus Jänschwalde in Brandenburg¹

WERNER NOWEL*)

NOWEL, W. (2003): Zur Korrelation der Glazialfolgen im Saale-Komplex Nord- und Mitteldeutschlands am Beispiel des Tagesbaus Jänschwalde in Brandenburg. – Eiszeitalter und Gegenwart, 52: 47-83; Hannover.

Keywords: Middle Pleistocene, Saalian Complex, correlation, glacial cycles, warm period, till gravel analysis, till stratigraphy, Lower Lusatia, Brandenburg, North Germany.

Kurzfassung: Das Niederlausitzer Braunkohlerevier ist ein Typusgebiet für die Gliederung des Saale-Komplexes in Ostdeutschland; zwischen Holstein und Eem sind hier drei geschiebeanalytisch unterscheidbare Grundmoränen nachgewiesen (Saale I, Saale II und Saale III sensu CEPEK). Zur Korrelation dieser Lokalgliederung mit NW-Deutschland und Polen wird ein Lösungsvorschlag unterbreitet, der in Anlehnung an RICHTER (1968) und EHLERS (1992) von der Existenz zweier Zyklen mit je zwei Glazialfolgen (Phasen, Vorstößen) ausgeht. Der saale-(drenthe-)zeitliche Zyklus begann mit einem westskandinavischen Eisstrom (Glazialfolge Saale 1, "Zeitler Phase", Haupt-Drenthe, Till-Typ S I) und endete nach Verlagerung der Eisscheide mit einem ostbaltischen Eisstrom (Glazialfolge Saale 2, "Leipziger Phase"). Die Saale 2-Grundmoräne in diesem Verständnis ist ein ostbaltisch dominierter Till, der in Ostdeutschland dem Typ S II sensu CEPEK entspricht oder nahe kommt, in NW-Deutschland und den Niederlanden durch die Rote Drenthe-Moräne repräsentiert wird. Der warthezeitliche Zyklus begann mit einem erneuten westskandinavischen Eisstrom (Glazialfolge Warthe 1, "Lausitzer Phase"), dessen maximale Ausdehnung im Wesentlichen mit dem Warthe-Stadium im Sinne von WOLDSTEDT identisch ist, im Nordwesten aber die Lamstedter und Altenwalder

Endmoränen mit einschließt. Seine Grundmoräne ist ein Till vom Typ S III sensu CEPEK, in Hamburg und Schleswig-Holstein als Niendorf- bzw. Kuden-Till bezeichnet, in Niedersachsen abweichend als "Drenthe 2-Till" interpretiert. Den Abschluß des warthezeitlichen Zyklus bildete nach Verlagerung der Eisscheide wieder ein ostbaltischer Eisstrom (Glazialfolge Warthe 2, „Altmark-Phase“), der zur Ablagerung des Hennstedt-Tills in Schleswig-Holstein, des Fuhsbüttel-Tills in Hamburg und des Vastorf-Tills in Niedersachsen (den man dort als einzigen Warthe-Till betrachtet) führte. In Ostdeutschland sind ihm Teile des S II-Tills sensu CEPEK zuzurechnen, wozu sicher der rote Altmärker Geschiebemergel gehört. Eine Analyse des Kenntnisstandes von Russland bis Nordwestdeutschland belegt zwischen dem saalezeitlichen und dem warthezeitlichen Vereisungszyklus die Existenz einer Wärmeperiode, deren klimastratigraphischer Rang (interglazial oder nur boreal) noch nicht durchgängig geklärt ist. Zwischen den einzelnen Phasen der Vereisungszyklen (Saale 1/Saale 2, Warthe 1/Warthe 2) wird kein Spielraum für warmzeitliche Entwicklungen eingeräumt.

[Correlation of the glacial sequences of the Saalian Complex in North and Central Germany – the example of the Jänschwalde opencast mine in Brandenburg]

Abstract: The Lower Lusatian lignite mine district is a type area of Saalian Complex stratigraphy of East Germany; between Holsteinian and Eemian Interglacial three tills are proved here, which can be differentiated by till gravel analysis (Saalian I, Saalian II and Saalian III sensu CEPEK). For correlation of this local stratigraphical division with Northwest Germany and Poland, following the conception of RICHTER (1968) and EHLERS (1992), an answer is proposed, which is based on the existence of two cycles, which again are built of two glacial sequences (phases, ice advances). The Saalian (Drenthian) cycle began with a West Scandinavian ice stream (glacial sequence Saalian 1, "Zeitler Phase", Main Drenthian, till type S I) and, after displacement of the ice divide, it was finished by an East Baltic ice stream (glacial sequence Saalian 2, "Leipzig Phase"). The Saalian 2 till, in this understanding, is an East Baltic dominated till, which in East Germany is identical or similar to the till type S II

¹ Erweiterte Fassung eines Vortrages zum Symposium "Quartär-Stratigraphie: Methoden – Gliederungen – Korrelationen" der Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e.V. am 12. Juni 1999 an der Technischen Universität Berlin.

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. W. NOWEL, Sanzebergstraße 4, D-03042 Cottbus.

sensu CEPEK, but in Northwest Germany and the Netherlands it is represented by the red Drenthian till. The Warthian cycle began with a new West Scandinavian ice stream (glacial sequence Warthian 1, "Lausitz Phase"), the glacial maximum extent of which is almost identical with the Warthe Stade according to WOLDSTEDT, but in the Northwest it includes the Lamstedt and Altenwalde end moraines. The Warthian 1 till is of the type S III sensu CEPEK, in Hamburg and Schleswig-Holstein it is called Niendorf till and Kuden till, but in Niedersachsen, contrary to that, it is interpreted as "Drenthe 2 till". After the displacement of the ice divide, the finish of the Warthian cycle was again characterised by an East Baltic ice stream (glacial sequence Warthian 2, "Altmark Phase"). It has deposited in Schleswig-Holstein the Hennstedt till, in Hamburg the Fuhlsbüttel till and in Niedersachsen the Vastorf till (which in this country is respected as the only Warthian till). In East Germany parts of the S II till sensu CEPEK belong to it, in any case the red Altmark till. The analysis of knowledge from Russia to Northwest Germany demonstrates the existence of a warm period between the Saalian and the Warthian glacial cycle, but its climatestratigraphical position (interglacial or boreal only) is not clear on all localities.

Abb. 1: Übersichtskarte mit den Vereisungsgrenzen im nördlichen Mitteleuropa (Grundkarte nach LIEDTKE 1981 und EHLERS 1992).

1 - Elster max.; 2 - Saale 1 max.; 3 - Saale 2 max.; 4 - Saale 2 Rückzugsstapel; 5 - Warthe 1 max.; 6 - Warthe 2 max.; 7 - Weichsel max.; 8 - wichtige Lokalitäten; 9 - Lage der Nebenkarte Cottbus-Jänschwalde; 10 - Verbreitung der Roten Drenthe-Moräne.

Nebenkarte: 1 - Profil Drehnow-Drachhausen (nach HELWIG 1975); 2 - Profil Maust 1504/71; 3 - Profil Jänschwalde 9409/95; 4 - Profil Tagebau Jänschwalde Ostrandschlauch (mit Spurlinie des geol. Schnittes Abb. 2); 4a - Südrandschlauch am Bahnhof Klinge.

Fig. 1: General map which demonstrated the extents of the Quaternary Glaciations in Northern Central Europe (Basic map according to LIEDTKE 1981 and EHLERS 1992).

1 - maximum extent of the Elsterian Glaciations; 2 - maximum extent of Saalian 1; 3 - maximum extent of Saalian 2; 4 recessional step of Saalian 2; 5 - maximum extent of Warthian 1; 6 - maximum extent of Warthian 2; 7 - maximum extent of the Weichselian Glaciation; 8 - important locations; 9 - position of the inset map Cottbus-Jänschwalde; 10 - area of the red Drenthian till.

Inset map: 1 - geologic profile of Drehnow-Drachhausen (according to HELWIG 1975); 2 - geologic profile of the borehole Maust 1504/71; 3 - geologic profile of the borehole Jänschwalde 9409/95; 4 - geologic profile of the old eastern end slope of the Jänschwalde opencast lignite mine (with line of the profile section fig. 2); 4a - old southern end slope of the mine near the railway station of Klinge.

Between the single phases or ice advances of the glacial cycles (Saalian 1 to Saalian 2, Warthian 1 to Warthian 2) the existence of warm periods is not likely.

1 Vorbemerkungen

Die Schaffung einer einheitlichen Gliederung für den Saale-Komplex in Nord- und Mitteldeutschland gehört zu den viel diskutierten Problemen der Quartärstratigraphie. Während für den Zeitabschnitt vom Holstein-Interglazial s.str. bis zum Saale-Frühglazial sich die Auffassungen weitgehend angenähert haben, bestehen in Bezug auf die klima-stratigraphische Bewertung und Zuordnung der einzelnen Glaziationen des Saale-Komplexes seit mehreren Jahrzehnten beachtliche Unterschiede in den Auffassungen:

- In Nordwestdeutschland ist noch immer die Drenthe/Warthe-Grenze umstritten, was insbesondere in den unterschiedlichen stratigraphischen Konzeptionen der geologischen Landesämter Niedersachsens, Schleswig-Holsteins und Hamburgs zum Ausdruck kommt.
- In Ostdeutschland ist es bisher nicht befriedigend gelungen, eine praktikable Korrelation zwischen den durch CEPEK begründeten drei kaltzeitlichen Abfolgen des Saale-Komplexes (Saale-Kaltzeit s.str., Fläming-Kaltzeit, Lausitz-Kaltzeit) und dem in den westdeutschen Bundesländern und darüber hinaus in West- und Nordeuropa geltenden Modell mit den stratigraphischen Kategorien Drenthe und Warthe zu finden.
- Und drittens schließlich gibt es in West und Ost gleichermaßen seit WOLDSTEDT (1927) ein Ringen um die bis heute nicht eindeutig beantwortete Frage nach dem klima-stratigraphischen Rang von Saale i.e.S. (bzw. Drenthe) und Warthe und in diesem Zusammenhang nach dem Rang einer zwischen beiden einzuordnenden Wärmeperiode.

Im Folgenden wird versucht, anhand von Ergebnissen aus dem Niederlausitzer Braunkohlerevier zur Lösung der genannten Probleme beizutragen. Das im weiteren Umfeld der Stadt Cottbus gelegene Revier (Übersichtskarte Abb. 1) nimmt im nordeuropäischen Vereisungsgebiet durchaus eine Schlüsselstellung ein: Die Maximalausdehnung der Saale-Vereisung verläuft unmittelbar südlich, das Brandenburger Stadium der Weichsel-Kaltzeit berührt seinen Nordteil und das Warthe-Stadium quert die

Mitte des Reviers von NW nach SE. Der Braunkohlebergbau hat hier im Laufe seiner mehr als 100-jährigen Entwicklung mit ca. 500 000 Erkundungsbohrungen und den mehrere Kilometer langen Tagebauböschungen eine große Anzahl von Fakten auch für die Quartärforschung geliefert. Dieses Gebiet gehört zu den geologisch am besten untersuchten Teilen Mitteleuropas. Seit den Untersuchungen von CEPEK (1967 u.a.) sowie ERD (1973 u.a.) sind im Niederlausitzer Braunkohlerevier zwischen Holstein und Eem zweifelsfrei drei geschiebeanalytisch unterscheidbare Grundmoränen nachgewiesen (Saale I, Saale II und Saale III sensu CEPEK). Sie stellen bis heute die gültige Lokalgliederung in den Lagerstättendateien der Lausitzer Braunkohle Aktiengesellschaft (LAUBAG) dar (NOWEL 1996, 1998). Als neutrale Bezeichnung für die Ablagerungen und Bildungen der einzelnen Vereisungen wird auf Vorschlag von CEPEK (unveröff.) der Begriff „Glazialfolge (glacial sequence)“ benutzt.

2 Der Saale-Komplex im Tagebau Jänschwalde

Der Tagebau Jänschwalde und sein geologisch sehr gut erkundetes Umfeld (Nebenkarte in Abb. 1) ist ein Typusgebiet für die Ablagerungen des Saale-Komplexes im Niederlausitzer Revier. Während in dem von NOWEL & CEPEK (1988), CEPEK & NOWEL (1991) sowie LIPPSTREU et al. (1994) beschriebenen Südlandschlauch des Tagebaus am Bahnhof Klinge (4a in der kleinen Karte) die Schichtenfolge stärkere erosive und glazigene Störungsformen aufwies (die auch zu teilweise falschen Interpretationen durch alle oben genannten Autoren Anlass boten), wurden an den Böschungen des später entstandenen Ostrandschlauchs westlich Mulknitz (4 in der kleinen Karte) die Grundmoränen aller drei Glazialfolgen in nahezu ungestörter Lagerung übereinander aufgeschlossen und waren über mehrere Jahre für Untersuchungen zugänglich. Deshalb wurde dieses Profil im Auftrag der LAUBAG-Hauptverwaltung sowohl den Teilnehmern der DEUQUA-Exkursion A 1 am 16.9.1994 als auch den Teilnehmern der INQUA-Exkursion B 45 am 11.8.1995 vorgeführt. Für eine erneute Exkursion der "Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e.V." am 11.6.1999 wurde der Aufschluß nochmals aufgeschürft. Seit dem Frühjahr 2000 wird er mit Vorschnittmassen

des Tagebaus verkippt, ist also nicht mehr existent. Eine Gesamtansicht der quartären Schichtenfolge in der Bohrauer Rinne und dem angrenzenden Tagebaufeld am Ostrandschlauch gibt der geologische Schnitt in der Abbildung 2, und zwar:

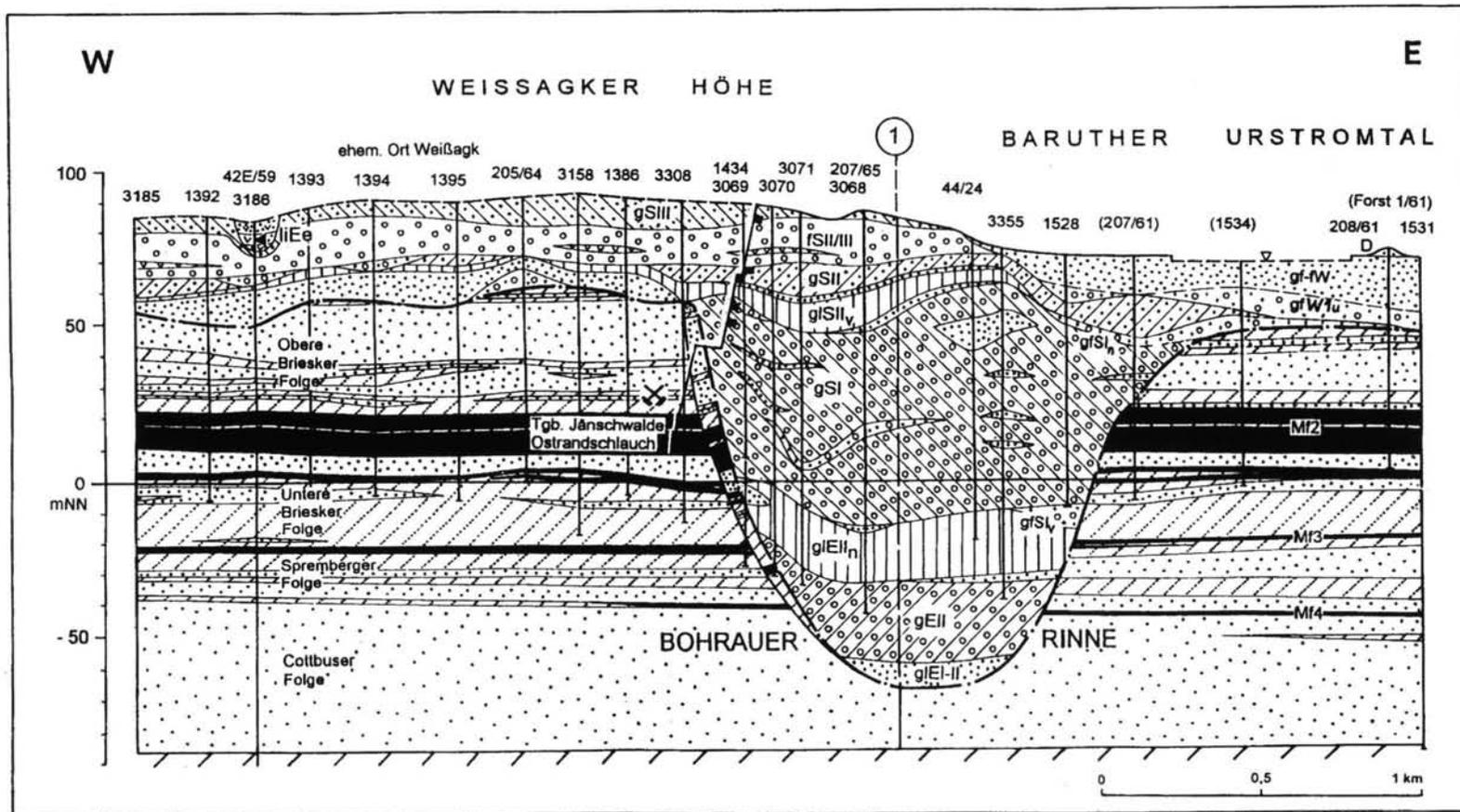
- über elsterzeitlichem Geschiebemergel und glazilimnischen Bildungen der Rinne einen sehr mächtigen Saale I-Till (g SI), dessen obere 15 m an der Tagebauböschung freigeschnitten und weitere ca. 20 m später in einer tiefen Schlucht freigespült worden sind;

Abb. 2: Geologischer Schnitt durch die Tagebauböschung am Ostrandschlauch und die Dubrau-Bohrauer Rinne (Darstellung 10-fach überhöht) W. NOWEL 1994.

Erläuterung der quartären Schichtenfolge: Strich-Punkt-Linie - Quartärbasis; gEI-II - glazilimnische Sande zwischen Elster I und II; gEII-Grundmoräne Elster II (Geschiebemergel); gEIIIn - glazilimnische Feinsande und Schluffe als Elster II-Nachschüttbildungen; gfSIv - glazifluviatile Saale I-Vorschüttbildungen (Kies, Sand); gSI - Grundmoräne Saale I (Geschiebemergel); gfSIIn - glazifluviatile Saale I-Nachschüttbildungen (Kies, Sand); gSIIv - glazilimnische Feinsande und Bänderschluße als Saale II-Vorschüttbildungen; gSII - Grundmoräne Saale II (Geschiebemergel und -lehm); fSII/III - Trinitzer Fluviatil (Kies, Sand, Mudden); gSIII - Grundmoräne Saale III (= Warthe 1, Geschiebemergel und -lehm); liEe - Eem-Interglazial von Weißagk (Schluff, Mudde, Feinsand); gfW1u - glazifluviatile Kiese und Sande im Baruther Urstromtal (Älterer Baruther Urstrom nach MARCINEK 1961); gf-fW - glazifluviatile (Jüngerer Baruther Urstrom) und fluviatile Sande (Periglazial bis Holozän) im Baruther Urstromtal; D - Binnendünen (Periglazial bis Holozän).

Fig. 2: Geological profile-section into the old eastern end slope of the Jänschwalde opencast lignite mine and the deep Pleistocene erosion channel structure of Dubrau-Bohrau (Vertical exaggeration 10:1) Author: W. NOWEL 1994.

Explanation of the Quaternary sequence: Line point line - sole of the Quaternary sequence (base of Quaternary); gEI-II - glacial limnic sands between Elsterian I and II; gEII - Elsterian II till; gEIIIn - glacial limnic fine sands and silts, subsequent sediments of Elsterian II; gfSIv - glaciofluviatile gravels and sands, initial sediments of Saalian I; gSI - Saalian I till; gfSIIn - glaciofluviatile gravels and sands, subsequent sediments of Saalian I; gSIIv - glacial limnic fine sands and banded clay, initial sediments of Saalian II; gSII - Saalian II till, partly weathered to loam; fSII/III - Trinitz Fluviatile (gravels, sands and muds); gSIII - Saalian III (= Warthian 1) till, partly weathered to loam; liEe - Eemian Interglacial of Weißagk (silt, mud, fine sand); gfW1u - glaciofluviatile gravels and sands of the Baruthian ice-marginal valley (older Baruthian melt water runoff, according to MARCINEK 1961); gf-fW - glaciofluviatile (younger Baruthian melt water runoff) and fluvial sands (periglacial of Weichselian up to Holocene) of the Baruthian ice-marginal valley; D - inland dunes (periglacial of Weichselian up to Holocene).



- darüber Bänderschluft und glazilimnischen Feinsand sowie den an der Böschung 6 m, in Bohrungen bis 12 m mächtigen Saale II-Till (g SII);
- darüber das hier 15 m mächtige Tranitzer Fluviatil, von HELLOWIG (1975) als intrasaalezeitlicher Schotterkörper der Lausitzer Neiße mit Muddelagen nachgewiesen;
- und darüber schließlich den an der Böschung etwa 6 m, im überbaggerten Teil der Weißagker Hochfläche um 10 m mächtigen Saale III-Till (g SIII).

Ein im Rinnentiefsten kreuzender Schnitt 1 verläuft über die Ortslage Dubrau hinaus nach Süden und bestätigt anhand von 24 tiefen Bohrungen diese Schichtenfolge auf ca. 8 km Länge. Detaillierte Beschreibungen der Schichtenfolge einschließlich Kleingeschiebeanalysen der drei Geschiebemergel sowie Geröllanalysen des Tranitzer Fluviatils erfolgten durch HELLOWIG, KÜHNER & NOWEL (1994: 156, 160, 164-166) und darauf basierend auch in SCHIRMER (1995: 370-372) sowie NOWEL (1996). Die stratigraphische Position des Profils als wirklich zum Saale-Komplex gehörig ist im Hangenden eindeutig definierbar durch die Eem-Vorkommen von Weißagk und Klinge. Das Eem der Bhg. 42 E/59 (Pollenanalyse: K. ERD) wurde 1988 vom Tagebau überbaggert; es war in einer Hohlform in die gleiche Saale III-Grundmoräne der Weißagker Hochfläche eingesenkt, die am Ostrandschlauch noch ansteht (Abb. 2). Das heute noch zugängliche berühmte Klinger Eem (Pollenanalyse: M. SEIFERT) wird ebenfalls von Grundmoräne mit Saale III-Geschiebespektrum und Tranitzer Fluviatil unterlagert, über die Tagebauböschungen und ein dichtes Bohrnetz ist die lithostratigraphische Korrelation mit dem Ostrandschlauch möglich. Die Abgrenzung zum Holstein-Interglazial im stratigraphischen Liegenden ist nicht auf so direkte Weise möglich, aber anhand der folgenden Argumente doch sehr wahrscheinlich:

- a) Im ausgespülten Saale I-Till des Ostrandschlauchs wurden 1997 zwei bestimmbare Exemplare von *Viviparus diluvianus* KUNTH gefunden; das Saale I-Inlandeis hat also sehr wahrscheinlich Holstein-Interglazial der Paludinenbank aufgearbeitet, der Till ist demnach jünger als Holstein.
- b) Das sichere Holstein-Interglazial der Bhg. 1504/71 (Pollenanalyse siehe ERD 1994a; Nr. 2 in der Übersichtskarte und in der Abb. 3) kann

aufgrund eines 1995 durchgeführten Bohrprogramms lithostratigraphisch nach NE zu den Orten Jänschwalde und Drewitz verfolgt werden (Nr. 3 in Karte und Abb. 3, hier als Beispiel Bhg. 9409/95). Hier wird das Fluviatil des Holstein sensu lato von einem Geschiebemergel überlagert, der über das Erkundungsbohrnetz mit dem g SI des Kohlefeldes Jänschwalde parallelisierbar ist.

LIPPSTREU (1995: 131) hingegen argumentierte für eine Rückstufung des Tranitzer Fluviatils in die Frühsaalezeit, so dass alle unterlagernden Tills elsterzeitlich wären. Gegen diese Vorstellung sprechen aber neben o.g. Fakten auch die aus der Abbildung 3 ersichtlichen Höhenlagen der unterschiedlich alten Schotterkörper und sich daraus ergebende theoretische Gefällewerte. Eine Verbindung des Oberen Tranitz (Niveau +72 m NN) mit den echten Frühsaale-Schottern von Jänschwalde und Maust (Basis um +20 m NN) ergäbe ein Flussgefälle von 5 m/km, was bei tektonisch ungestörter Lagerung völlig unmöglich ist. Verbindet man die Basis des Oberen Tranitzer Fluviatils der Weißagker Hochfläche mit den von HELLOWIG (1975) ebenfalls als Oberes Tranitz identifizierten Kiessanden von Drehnow und Drachhausen (1 in Abb. 1 und 3), so ergibt das bei 17 km Entfernung und 15 m Höhenunterschied einen akzeptablen Wert von 0,9 m/km. Erinnerung sei außerdem daran, dass HELLOWIG (1975) bereits in einer Bohrung bei Drehnow beide Fluviatilkörper übereinander dargestellt hat, getrennt durch Saale II-Grundmoräne und Saale I-Glazifluvial (Säule 1 in Abb. 3). Im Weiteren wird davon ausgegangen, dass es sich bei den drei Tills des Profils Ostrandschlauch Jänschwalde tatsächlich um Bildungen der drei saalezeitlichen Glazialfolgen Saale I, Saale II und Saale III im Sinne von CEPEK handelt. Sie sind mit jeweils vergleichbarem Kleingeschiebespektrum im gesamten Niederlausitzer Braunkohlerevier anzutreffen, jedoch nur selten in so ausgeprägter Superposition.

3 Zur regionalgeologisch-stratigraphischen Nutzbarkeit der Geschiebespektren von Grundmoränen

Die von CEPEK in den 60er Jahren entwickelte Methode zur Kleingeschiebeanalyse von Grundmoränen geht in ihrer stratigraphischen Interpretation

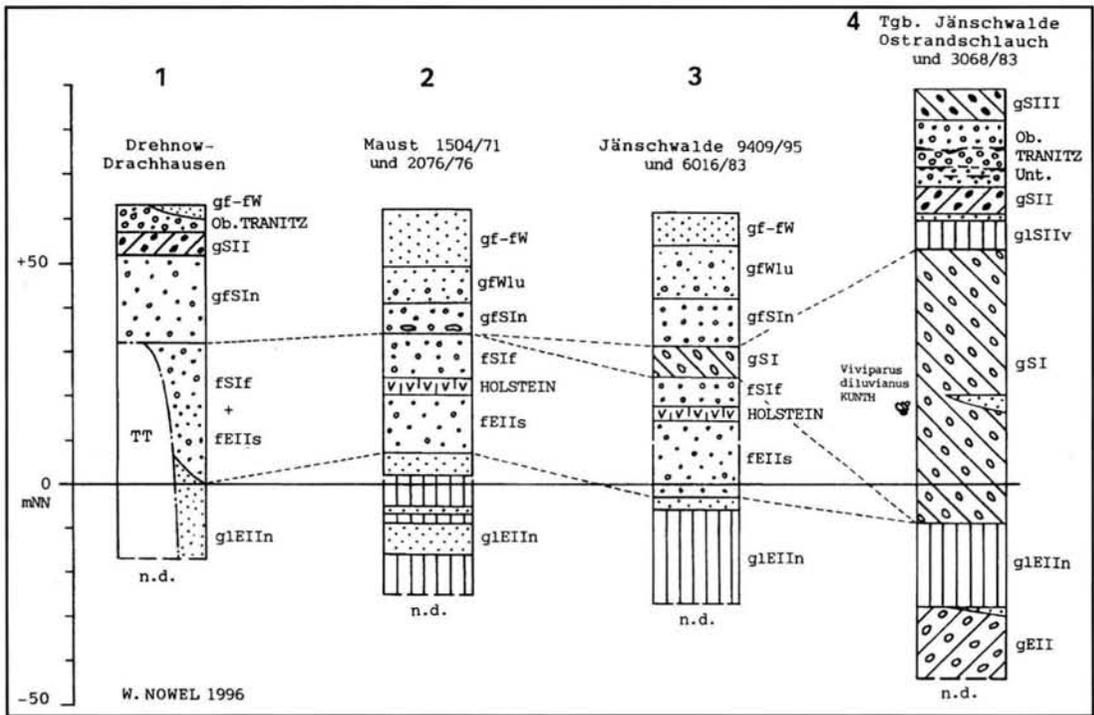


Abb. 3: Säulenprofile zur Stratigraphie des Saale-Komplexes im Gebiet Cottbus-Forst.

Lage der Profile siehe Nebenkarte in Abb. 1. Erläuterung der stratigraphischen Kurzzeichen siehe Abb. 2. Ergänzung: fEIIIs - Fluvialit des Elster II-Spätglazials; fSIf - Fluvialit des Saale I-Frühglazials.

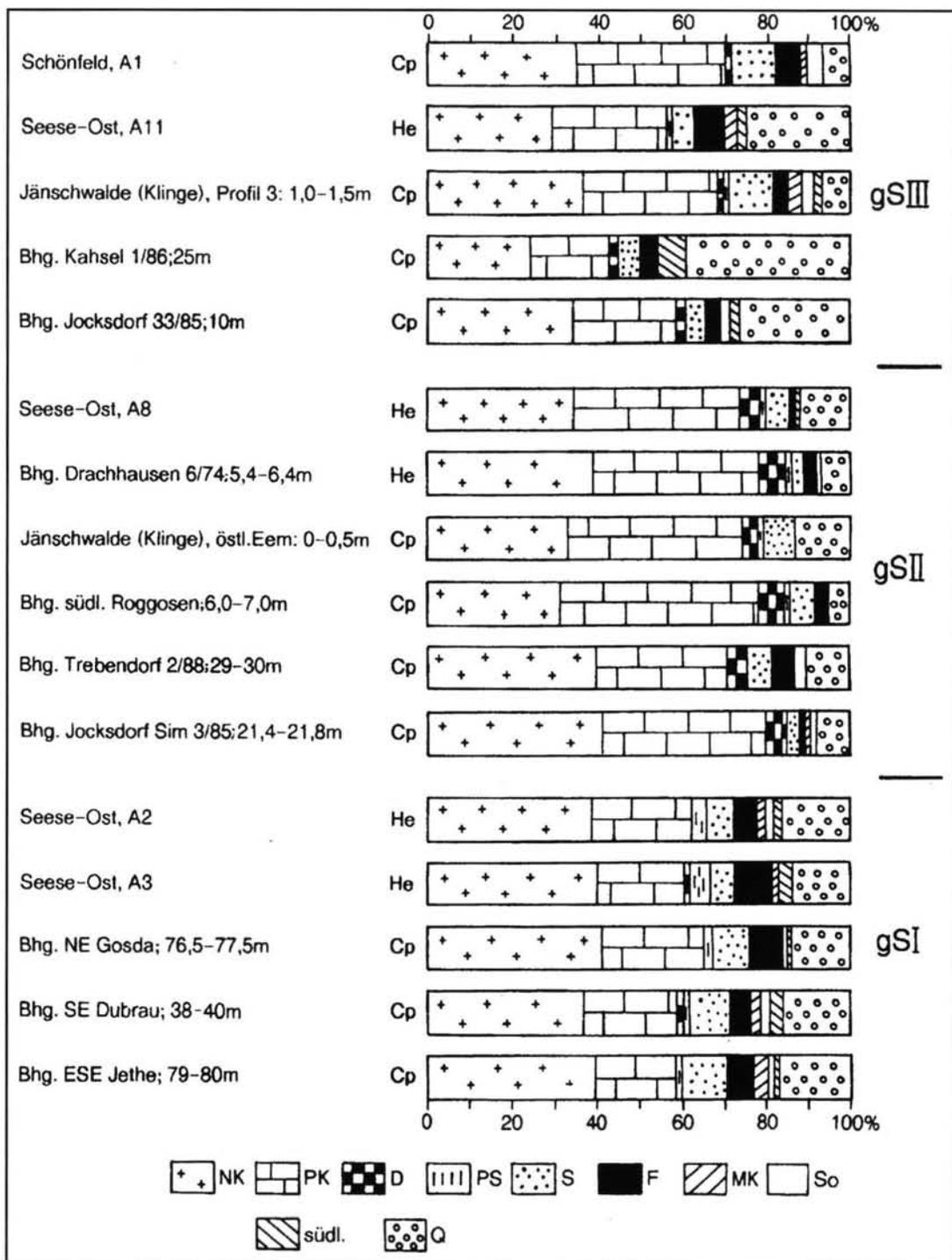
Fig. 3.: Geologic pillar sections to demonstrate the stratigraphy of the Saalian Complex of the area of Cottbus-Forst. Geographical position of sections see inset map in Fig. 1. Explanation of the stratigraphical symbols see Fig. 2. Supplement: fEIIIs - fluvial sediments of the Elsterian II late glacial; fSIf - fluvial sediments of the Saalian I early glacial.

von der empirisch ermittelten Tatsache aus, dass in den verschiedenen Vereisungen wechselnde Hauptstromrichtungen der skandinavischen Inlandeis-massen über den Ausstrichen präkänozoischer Gesteine im skandinavisch-baltischen Raum zu jeweils unterschiedlichen, ganz charakteristischen Inhalten an Ferngeschieben führten (CEPEK in SCHIRMER 1995: 368). Die in der TGL 25232 "Analyse des Geschiebestandes quartärer Grundmoränen" (1971) erläuterte und zur Anwendung empfohlene Verfahrensweise hat sich zur Unterscheidung der drei Geschiebemergelhorizonte des Saale-Komplexes im Niederlausitzer Revier bewährt; als Beweis mögen die Beispiele in der Abbildung 4 dienen, wo insbesondere im g SII die ostbaltische Zusammensetzung mit häufigen Dolomiten hervorgehoben ist.

Diese CEPEKSche Methode "ist geeignet, sich nach Anpassung an die regionalen Gegebenheiten und Vervollkommnung im gesamten europäischen

Vereisungsgebiet durchzusetzen" (ERD 1994b: 127). Als Befürworter derselben kann man davon ausgehen, dass das Kleingeschiebespektrum eines Eisschildes über größere Entfernungen – etwa im Gebiet von Schleswig-Holstein bis Brandenburg – eine vom Grundsatz her ähnliche Zusammensetzung aufweist (also entweder schwedisch dominiert oder ostbaltisch dominiert), ohne dabei allerdings völlige Identität bei bestimmten Komponenten und Quotienten zu fordern und lokale Schwankungen zu ignorieren. Andere Autoren lehnen diese Vorstellung ab und gehen von einer mehr oder weniger chaotischen Geschiebeführung innerhalb eines Eisschildes aus.

Neben der sachlichen Bewertung des Geschiebeinhalts der einzelnen Grundmoränen hat die Modellvorstellung zur regionalgeologisch-stratigraphischen Interpretation derselben eine große Bedeutung. Sie ist nicht frei von subjektiven und hypothetischen Einflüssen. CEPEK stellte sein auf



Basis der Kleingeschiebeanalyse erarbeitetes Modell der Grundmoränenstratigraphie auf dem VI. INQUA-Kongreß 1961 in Warschau und auf der 12. DEUQUA-Tagung 1964 in Lüneburg vor und legte – in den Folgejahren weiter präzisiert – für den Saale-Komplex NE-Deutschlands einen dreifachen, gleichrangigen Kaltzeit/Warmzeit-Wechsel zugrunde:

- A. Saale I-Glaziation (Saale-Kaltzeit i.e.S.) mit Hauptstromrichtung aus dem schwedischen Raum.
- B. Rücktauen des Eises bis Skandinavien, in NE-Deutschland Entwicklung einer Wärmeperiode von mindestens interstadialen Rang, die 1964 in Anlehnung an PICARD und LÜTTIG zunächst als Treene (?) - oder Gerdau (?) - Thermomer bezeichnet und 1987 dann mit der Uecker-Warmzeit von Röpersdorf besetzt wurde.
- C. Saale II-Glaziation (Fläming-Kaltzeit) mit Hauptstromrichtung aus dem baltischen Raum.
- D. Erneutes Rücktauen des Eises bis Skandinavien, in NE-Deutschland Entwicklung einer erneuten Wärmeperiode von diesmal interglazialen Rang, bewiesen durch die Typus-Lokalitäten der Rügen-Warmzeit auf Kap Arkona und Hiddensee. In der Niederlausitz durch HELMWIG (1975) Nachweis des Tranitzter Fluviatills in dieser Position.
- E. Saale III-Glaziation (Lausitz-Kaltzeit) mit erneuter Hauptstromrichtung des Inlandeises aus dem schwedischen Raum.

Diese zunächst sehr einleuchtende Modellvorstellung ist in der einfachen Form nicht haltbar, wenn man anderslautende Argumente vor allem nordwestdeutscher Autoren berücksichtigt. So haben unter anderem WOLDSTEDT & DUPHORN (1974), JORDAN (1975), STEPHAN et al. (1983) sowie EHLERS, MEYER & STEPHAN (1984) darauf hingewiesen, daß ostbaltisch geprägte Grundmoränen des CEPEKschen Typs Saale II nicht nur in einer, sondern in verschiedenen stratigraphischen Positionen vom späten Elster bis zum späten Weichsel angetroffen wurden. Innerhalb des Saale-Komplexes Nordwestdeutschlands sind seit langem zwei ostbaltisch dominierte Tills bekannt: Die Rote Drenthe-Moräne im Hangenden des Hauptdrenthe-Tills und ein jüngerer Warthe-Till (Hennstedt- und Fuhlsbüttel-Till, Vastorf-Till) im Hangenden der schwedisch dominierten Warthe 1-Moräne. Aus diesen und weiteren Befunden schließt EHLERS (1992) in Anlehnung an RICHTER (1968), dass wahrscheinlich während jeder der pleistozänen Eiszeiten jeweils ein Vereisungszyklus ablief, der mit einem westskandinavischen Eisstrom begann und nach allmählicher Verlagerung der Eisscheide mit einem ostbaltischen Eisstrom endete. Bereits WOLDSTEDT & DUPHORN (1974: 72) brachten diese Hypothese wie folgt auf den Punkt: "Offenbar wurde das Eis des westskandinavischen Eisstroms zu Beginn der Eiszeiten durch viel Feuchtigkeit vom Atlantik her besonders gut genährt und konnte daher zuerst in den relativ nahe gelegenen norddeutschen Raum vorstoßen. Mit fortschreitendem Eisaufbau im Lee des skandinavischen Hochge-

Abb. 4: Beispiele für Kleingeschiebeanalysen (nach TGL 25 232) aus dem Saale-Komplex der Niederlausitz. Aus CEPEK, HELMWIG & NOWEL (1994). Untersuchungen von A.G. CEPEK (Cp) und D. HELMWIG (He) an Bohr- und Aufschlußproben.

NK - nordisches Kristallin; PK - paläozoische Kalksteine; D - Dolomite bis Dolomitmergelsteine; PS - paläozoische Schiefer (Tonsteine); S - Sandsteine und Quarzite; F - Feuersteine (Flint); MK - mesozoische Kalksteine (insbesondere Kreide u. verkieselte Kreide); So - Sonstige (Pyrit, Phosphorit, Limonit u.a.); Südl. - aufgenommene südliche Flußgerölle (Isergebirgsfeldspäte und anderes südliches Kristallin, Kieselschiefer, Verkieselungen, Achat, Basalt, Erdbrandgestein); Q - Quarz (fast ausschließlich gut gerundet). Im Text werden weiterhin verwendet: Ffr - frischer, unverwitterter Feuerstein; PK_{gr} - grauer paläozoischer Kalkstein; PK_{r+sz} - roter und schwarzer paläozoischer Kalkstein.

Fig. 4.: Examples of till gravel analyses (by TGL 25232) of the Saalian Complex of Lower Lusatia. According to CEPEK, HELMWIG & NOWEL (1994). Investigations by A.G. CEPEK (Cp) and D. HELMWIG (He) at borehole and outcrop samples. NK - northern (Scandinavian) crystalline rocks; PK - paleozoic limestones; D - dolomites and dolomitic marl; PS - paleozoic schist stones; S - sandstones and quartzites; F - flints; MK - mesozoic limestones (especially northern cretaceous limestones); Südl. - assimilate southern fluvial components (feldspar of Isergebirge and other southern crystalline rocks, siliceous schist, silifications, agate, basalt, baked shale); Q - quartz (predominantly good subroundet). In the text besides in application: Ffr - unweathered flint; PK_{gr} - grey paleozoic limestone; PK_{r+sz} - red and black paleozoic limestone.

birges verlagerte sich die Eisscheide mehr nach Osten. Diese Verlagerung hatte einen verstärkten Eisschub von Ostskandinavien über den Ostseetrag nach Norddeutschland zur Folge."

Das Vorhandensein von zwei ostbaltisch dominierten Tills im Saale-Komplex Nordwestdeutschlands macht nicht nur aus glazio-genetischer, sondern auch aus stratigraphischer Sicht eine Überprüfung des CEPEKschen Modells für NE-Deutschland erforderlich. Hauptfrage: Mit welchem Grundmoränenhorizont NW-Deutschlands ist der "Saale II-Till sensu CEPEK" zu korrelieren?

CEPEK (1965) hatte seine ostbaltische S II-Grundmoräne mit dem nordwestdeutschen Warthe-Stadium korreliert, wobei zur Meinungsbildung wohl auch schon die ebenfalls ostbaltisch geprägte Fuhlsbüttel-Moräne des Hamburger Raumes (GRUBE 1967) eine Rolle spielte. GAUGER & MEYER (1970) sowie WOLDSTEDT & DUPHORN (1974: 68) griffen diese Korrelation auf: "An der Gleichaltrigkeit der durch die Vastorfer Geschiebegemeinschaft gekennzeichneten, roten Warthe-Grundmoräne in der Lüneburger Heide mit der S 2-Grundmoräne CEPEKS ist ... bei der gemeinsamen, extrem ostbaltisch orientierten Geschiebegemeinschaft kaum zu zweifeln". Damit war diese Vorstellung fest begründet und wurde auch von EHLERS, MEYER & STEPHAN (1984: 3) sowie EHLERS (1992: 101) im Prinzip noch so vertreten. Sie hatte aber von Anfang an den Nachteil, daß die CEPEKsche Glazialfolge Saale III im Westen keinen "Partner" hatte und zusammenhanglos darüber schwebte.

Schon im IGCP-Report Nr. 2 hat CEPEK (1975:72) jedoch seinen Saale II-Till dem nordwestdeutschen Drenthe zugeordnet, wenn auch mit vielen Fragezeichen. Er korrelierte hier ausdrücklich mit Schleswig-Holstein, weil die dortigen Ergebnisse von MENKE (1970) im Früh-Saale (Mehlbek-Kaltzeit und Wacken-Warmzeit) problemlos mit dem ostdeutschen Fuhne und Dömnitz übereinstimmen, aber auch, weil die schwedisch dominierte S III-Grundmoräne gut mit der ebenso aufgebauten schleswig-holsteinischen Warthe 1-Moräne (Kuden, Niendorf) kompatibel ist. Offen blieb dabei ein westdeutscher "Partner" für den ostdeutschen S II-Till ebenso wie ein ostdeutscher "Partner" für den westdeutschen Warthe 2-Till.

Einer Lösung der noch offenen Fragen bringt uns die Tabelle 1 (nach EHLERS 1992) näher, wo die

Rote Drenthe-Moräne NW-Deutschlands als besondere stratigraphische Kategorie hervorgehoben ist und sich als "Korrelationspartner" im saalezeitlichen Vereisungszyklus präsentiert. Entsprechend den in der Tabelle vom Autor vorgenommenen Veränderungen und Ergänzungen ist zu unterstellen, dass es (abweichend von bzw. ergänzend zu CEPEK) auch im Saale-Komplex Ostdeutschlands zwei ostbaltische Eisvorstöße gab und demzufolge auch hier zwei ostbaltisch dominierte Tills unterschieden werden müssen: Ein saalezeitlicher "S II Typ Lausitz" und ein warthezeitlicher "S II Typ Altmark". Zu ähnlichen Schlussfolgerungen kommt auch BEHRENDT (1998: 30). Unterstützung findet sich des weiteren in der Feststellung von RÜHBERG et al. (1995: 102), dass in Mecklenburg-Vorpommern die „... typische baltische Geschiebegemeinschaft sowohl in Drenthe- als auch in Warthe-Grundmoränen vorkommt.“

4 Versuch einer Korrelation von der Niederlausitz bis Schleswig-Holstein und Vergleich mit der Gliederung in Polen

4.1 Glazialfolge Saale 1

Eine Korrelation der Niederlausitzer Glazialfolge Saale 1 (Geschiebemergel g SI = Saale-Kaltzeit s.str. im Sinne von CEPEK) mit der des übrigen norddeutschen Vereisungsgebietes ist einfach, denn sie entspricht nach übereinstimmender Auffassung dem sog. Saale-Hauptvorstoß bzw. Haupt-Drenthe oder Drenthe 1. Der unverwitterte Geschiebemergel beinhaltet im gesamten Verbreitungsgebiet ein schwedisch dominiertes Kleingeschiebeinventar, das im wesentlichen den von CEPEK und HELLWIG publizierten Kennwerten entspricht.

Der Saale I-Geschiebemergel des Profils Jänschwalde ist Ffr- und S-reich (Ffr/PK = 0,18-0,34; PK+D/S = 3,3-5,8), NK-reicher und D-ärmer als der g SII (NK/PK = 1,07-1,54; NK/D = 19,0-59,0), der Quotient PK_{gt}/PK_{r+sz} ist mit Werten zwischen 5,7 und 11,3 geringer als im g SII (HELLWIG in EISSMANN & LITT 1994: 160, 166) (Erläuterung der Abkürzungen siehe Abb. 4).

Unterschiedliche (und in den letzten 30 Jahren auch mehrfach wechselnde) Auffassungen gibt es bezüglich der Zuordnung der EISSMANNschen „Zeitler Phase“ und „Leipziger Phase“ in der sächsi-

Tab. 1: Korrelation der Grundmoränen des Saale-Komplexes in Norddeutschland (aus EHLERS 1992, etwas verändert u. ergänzt).
 Tab. 1: Correlation table of the tills of Saalian Complex in North Germany (According to EHLERS 1992, a little varied and supplemented).

Schleswig-Holstein	Hamburg	Niedersachsen	Northeast Germany (including Niederlausitz)	West-Sachsen
Eemian				
Warthe 2 (Hennstedt Till)	Younger Saalian (Fuhlsbüttel Till)	Warthe (red Vastorf Till)	Warthe 2-Till (red Altmark Till) S-2-Till "S II Altmark"	-
Warthe 1 (Kuden Till)	Middle Saalian (Nieudorf Till)	Dreenthe-2-Till	Warthe 1-Till (S III-Till sensu CEPEK)	-
Holsteinian (sensu lato)				
(red till on top) Dreenthe (Burg Till)	(red till on top) Older Saalian Till	(red till on top) Dreenthe-1-Till	S-2-Till (Saale 2-Till "S II Lausitz" S-1-Till (Saale I-Till sensu CEPEK)	Leipziger Phase Zeitzer Phase
				WARTHIAN Glaciation Cycle
				SAALIAN Glaciation Cycle

schen Typusregion Leipziger Tieflandsbucht. Auf der Grundlage der geschlebeanalytischen Befunde von MANHENKE & GROSSE (1970) sowie A. MÜLLER (1988) muß heute geschlussfolgert werden, dass nur die 1. Saale-Grundmoräne EISSMANN'S, also nur die Zeitzer Phase, mit der Niederlausitzer Glazialfolge Saale 1 (und damit dem Saale-Hauptvorstoß oder

Haupt-Dreenthe) zu korrelieren ist. Das bedeutet eine Abkehr von der Auffassung EISSMANN'S (1995, 1997), dass "die ältere bzw. untere Saale-Grundmoräne des Lausitz-Brandenburger Raumes (SI) den Grundmoränen der Zeitzer und Leipziger Phase westlich der Elbe entspricht", und eine Rückkehr zu der in EISSMANN (1975: Abb. 58) dargestellten, in dieser Frage damals mit CEPEK übereinstimmenden Korrelation. Übereinstimmung in dieser Frage besteht auch mit LITT & TURNER (1993: 126).

Die flächenhafte Ausdehnung der Glazialfolge Saale 1 ist in den Niederlanden und Deutschland seit langem als Maximalausdehnung der Saaleeiszeit fixiert. In der Oberlausitz wurde von STEDING (1976) sowie WOLF, STEDING & SCHUBERT (1992) eine in den 60er Jahren angenommene Ausdehnung bis Löbau oder gar Oderwitz korrigiert zu einem weiter nördlichen Verlauf im Gebiet zwischen Görlitz und Niesky. Die Saale-Grundmoräne im Tagebau Berzdorf südlich Görlitz schreiben sie einem aus dem polnischen Gebiet herüberreichenden Eislobus zu (dazu Abschn. 4.6).

4.2 Glazialfolge Saale 2

Der Saale II-Geschleibemergel von Jänschwalde ist ein durchschnittlicher Vertreter des ostbaltisch dominierten Typs S II im Sinne von CEPEK. Er beinhaltet in den Analysen vom Ostrandschlauch (HELLWIG in EISSMANN & LITT 1994: 160, 164-165) die höchsten Dolomitgehalte der drei anstehenden Saale-Tills, auch

wenn infolge sehr hoher Quarzgehalte der Prozentanteil etwas niedriger erscheint als in anderen Niederlausitzer Profilen. Die Quotientenbildung zeigt deutliche Indikationen: PK+D/S ist deutlich >5; NK/PK liegt bei 1; Ffr/PK liegt zwar etwas über 0,1, aber deutlich niedriger als im Saale I-Till; und NK/D liegt (abgesehen von einem Ausreißer)

deutlich niedriger als im Saale I- und Saale III-Till (zwar wird der Richtwert <11 nur in einer Probe erfüllt, die anderen liegen aber immerhin deutlich unter 18).

Die Maximalausdehnung der Glazialfolge Saale 2 ist im Niederlausitzer Braunkohlerevier durch NOWEL (1965: 81) und CEPEK (1967: 392) auf der Linie Tröbitz (westlich Doberlug-Kirchhain) – Elsterwerda – Lauchhammer – Hohenbocka/Hoyerswerda fixiert. Die weitere Fortsetzung nach Osten wird in den Stauchmoränen bei Rietschen nördlich Görlitz vermutet, hier fehlt aber eine Bestätigung durch S II-Geschiebemergel. Westlich der Tröbitzer Endmoräne, im westbischen sächsischen Gebiet, ist die Fortsetzung in dem von CEPEK (1967: 392) bereits als "mögliche Maximalausdehnung der Saale II-Vereisung" dargestellten Verlauf über die Eilenburger zur Tauchaer und Petersberger Randlage anzunehmen (Abb. 1).

Nach den bereits erwähnten Geschiebeanalysen von MANHENKE & GROSSE (1970: 918) weisen die Moränenbänke der Leipziger Phase generell eine ostbaltisch geprägte, dem CEPEKSchen "Saale II-Typ" nahe kommende Zusammensetzung des Kleingeschiebeinhalts auf: "Die sechs untersuchten Proben der zweiten Saale-Grundmoräne enthielten 0,3–3,0 %, im Mittel 1,3 % Dolomit. Die nach A.G. CEPEK (1969) zu bildenden NK/D-Koeffizienten zeigen mit durchschnittlich 23,5 zwar die niedrigsten Werte aller Grundmoränen, jedoch wurde nur in einem Fall mit 11,0 der von CEPEK zur Abgrenzung der S 2-Grundmoräne in den Bezirken Potsdam, Frankfurt und Cottbus angegebene Grenzwert erreicht. Da aber die außerdem ... zur Charakteristik der S 2-Grundmoräne genannten Quotienten F/PK und NK/PK mit durchschnittlich 0,11 bzw. 0,99 CEPEKS Grenzwerten für den mittleren und nördlichen Teil der DDR von $<0,1$ bzw. $<1,0$ sehr nahe kommen, besonders relativ zu den anderen Grundmoränen, ist zu vermuten, dass unsere zweite Saale-Grundmoräne der S 2-Grundmoräne ... entspricht."

An dieser Stelle sei an die auch im Jänschwalder Profil erhöhten NK/D-Werte erinnert und außerdem darauf verwiesen, daß ZIERMANN (in CEPEK et al. 1975: 1059) stellenweise in Westbrandenburg NK/D-Werte von 15 bis 30 im g S II ermittelt hat. Die im Erkundungsgebiet Hatzfeld z.T. auflagernde dritte Saale-Grundmoräne "wurde im Habitus ...

nicht von der des 2. Vorstoßes unterschieden" und "konnte nur im Verbreitungsgebiet des Breitenfelder Horizontes abgetrennt werden." Sie stellt wohl nur eine lokale Oszillation der Leipziger Phase dar.

Vergleichbare Schlussfolgerungen wie MANHENKE & GROSSE (1970) zog auch CEPEK aus nicht publizierten Untersuchungen vom benachbarten Tagebau Breitenfeld 1985. A. MÜLLER (1988) hat Geschiebeanalysen aus dem Gebiet zwischen Dessau, Jessen/Elster und Riesa verarbeitet und kommt im Prinzip zu ähnlichen Ergebnissen. Unter diesen Umständen sollte es heute keinen grundsätzlichen Zweifel mehr daran geben, dass die Grundmoränen der westbischen Leipziger Phase EISSMANNs auf den gleichen Eisvorstoß zurückzuführen sind wie die Saale II-Moräne des ostbischen Niederlausitzer Raums.

Die Bad Schmiedeberger Stauchmoräne ordnet sich in eine Rückzugsstaffel dieses Saale 2-Vorstoßes oder Leipziger Vorstoßes ein, die nach SE über Jessen/Elster, Lebusa und Hennersdorf verfolgt werden kann, nach NW über die südlichen Fläming-Staffeln bis zu GLAPAS Plankener Randlage nördlich Magdeburg (also den "nördlichen Zug des Fläming-Glazials" bei CEPEK [1967: 392] repräsentiert).

Über die Petersberger Randlage setzt sich der Leipziger Vorstoß bis zur Calvörder Randlage nordwestlich Magdeburg fort, die Existenz zweier saalezeitlicher Grundmoränen (Hauptvorstoß und Petersberger Vorstoß) hatte hier schon RUSKE (1965) nachgewiesen. Auch in der Letzlinger Heide beschrieb GLAPA (1970) zwei Drenthe-Geschiebemergel aus dem Liegenden der Warthe-Serie. In der nördlich anschließenden Altmark gliedert v. POBLOZKI (1995) nur eine Drenthe-Moräne aus, die er schon 1972/73 auf den Lithofazieskarten seines Gebietes als „g S (Grundmoränen S I oder S II ungegliedert)" zusammengefaßt hatte. Auf den Blättern Klötze und Stendal findet man analysierte Geschiebemergel mit S I- und S II-Spektrum in unterschiedlichen Teufen und Mächtigkeiten. Auf Blatt Stendal wurde in drei Bohrungen g S II über g S I dokumentiert, davon zweimal mit sandig-kiesigem Zwischensediment und einmal direkt aufeinander liegend. V. POBLOZKI (1995) favorisiert eine solche Vereinigung beider Moränenbänke für die Altmark und hält ihr getrenntes Auftreten bei Stendal für eine lokale Erscheinung. Die Tendenz zur überwiegend getrennten Lagerung setzt sich aber in Mittelbrandenburg generell fort, wie die

regionalen Schnitte bei CEPEK et al. (1975) beweisen. Weiter im Norden Brandenburgs und in Mecklenburg-Vorpommern ist ein Zusammengehen der beiden Drenthe-Geschiebemergel zu einem Moränenkörper durchaus denkbar.

Mit Sicherheit ist es so in den Niederlanden, dem westlichen Niedersachsen, in Hamburg und Schleswig-Holstein, wo die westskandinavisch dominierte Drenthe-Hauptmoräne von der ostbaltisch geprägten Roten Drenthe-Moräne direkt überlagert wird (EHLERS, MEYER & STEPHAN 1984: 20). Die aus der Literatur bekannte Verbreitung der Roten Drenthe-Moräne ist in der Abbildung 1 durch Schraffur kenntlich gemacht.

WOLDSTEDT & DUPHRON (1974: 67) fassten das vieldiskutierte Phänomen wie folgt zusammen: "Wahrscheinlich handelt es sich um eine abnorme Petrofazies ein und derselben (Drenthe-)Grundmoräne ... Vielleicht entspricht der rote Geschiebelehm auch einem etwas jüngeren Vorstoß des Drenthe-Eises, das über Toteisplatten des vorangegangenen Drenthe-Hauptvorstoßes hinwegglitt." Aufgrund der großen flächenhaften Ausdehnung erscheint die im letzten Satz formulierte Deutungsvariante logischer, zumal ZANDSTRA (1976) nach gründlichen Detailuntersuchungen auch bei direkter Aufeinanderlagerung Beweise zusammentragen konnte, die "auf die Wirkung zweier unterschiedlicher Gletscher hinzeigen. Dazwischen lag eine Zeit des Eisrückzugs; Ablagerungen aus dieser Zeit sind nicht erhalten." Aufgrund seiner Lage zum Hauptverbreitungsgebiet der Roten Drenthe-Moräne ist es nicht abwegig anzunehmen, dass der bekannte Endmoränenzug der Rehburger Phase die Maximalausdehnung des Saale 2-Vorstoßes in Nordwestdeutschland markiert, wie schon von LIEDTKE (1981: 197) angedeutet. Diese Deutung stellt allerdings altbewährte niedersächsische Positionen in Frage (zuletzt CASPERS et al. 1995). Sie könnte aber sowohl die von KELLER (1953), MEYER (in SCHIRMER 1995: 637) und anderen beschriebene Sachlage des Vorhandenseins von Drenthe-Geschiebemergel auf den Endmoränen erklären als auch die von MENSCHING (1969) hervorgehobenen frischen morphologischen Formen begründen, die zu der Hypothese einer überfahrenen frühen Drenthe-Randlage im Widerspruch stehen. Prinzipielle Übereinstimmung besteht mit ZAGWIJN & STAALDUIN (1975), die in den Niederlanden diese Randlage einer Rückzugsphase des Drenthe-Eises zuordnen.

4.3 Zusammenfassung zum saale-(drenthe-)zeitlichen Vereisungszyklus

1. Das Sediment des westskandinavischen, nördlichen Eisstroms (= Glazialfolge Saale 1) ist in NW-Deutschland der "normale" Drenthe-Till, in Sachsen-Anhalt und Westsachsen die 1. Saale-Grundmoräne ("Zeitzer Phase") und in der Niederlausitz der Saale I-Till sensu CEPEK.

2. Das Sediment des ostbaltischen Eisstroms (= Glazialfolge Saale 2) ist in der Niederlausitz ein Till vom Typ Saale II sensu CEPEK, in Westsachsen und Sachsen-Anhalt die 2. (und 3.) Saale-Grundmoräne ("Leipziger Phase", "Petersberger Vorstoß") und in Nordwestdeutschland die Rote Drenthe-Moräne.

3. In NW-Deutschland überlagern sich die Tills beider Eisströme direkt. Nach RICHTER (1968: 265-266) "entwickelten hier die vergletscherten Gebiete Toteismassen und Eiskarstphänomene, da der Nachschub aus dem westskandinavischen Eiszentrum nachließ" und "vom ostskandinavischen Eiszentrum her die Eismassen ... in Norddeutschland vorstoßen konnten. Es gelang diesem Eis aber nicht mehr, die Toteismassen ... bis zum derzeitigen äußersten Rand zu aktivieren ... Es kam unter dem aktiven Eis zum Losreißen von großen Detraktionschollen und an der Grenze zum Toteissaum zu Stau- bzw. Stauchmoränenaufschüppungen. Die Schmelzwasserentwicklung war bei der großen Kälte sehr gering ..."

4. In Sachsen-Anhalt, Westsachsen und der Niederlausitz (wie auch Mittelbrandenburg) wurde zwischen beiden Tills eine Folge glazilimnischer und glazifluviatiler Sedimente abgelagert, örtlich sogar fluviatil-glazifluviatile Mischschotter. Hier muß das Eis zurückgetaut gewesen sein, bevor der ostbaltische Eisstrom das Gebiet erneut bedeckte.

4.4 Glazialfolge Warthe 1 (= Saale III sensu CEPEK)

Der Saale III-Geschiebemergel des Jänschwalder Profils ist ein normaler Vertreter dieses schwedisch dominierten Till-Typs, der sich durch hohe Gehalte an frischen Feuersteinen, Sandsteinen und paläozoischen Kalken bei geringen Anteilen an Dolomiten und paläozoischen Schiefnern auszeichnet. Der Quotient NK/D ist größer 100 bis

unendlich, der Quotient PK+D/S liegt deutlich unter 5, meist unter 4, und der Gehalt an roten Sandsteinen und Quarziten erreicht mit 3-5 % im S III-Till sein Maximum. Besonders in den basinalen Partien ist durch Aufnahme des unterlagernden Trantitzer Fluvialtills ein hoher Anteil an lokalem Material (Quarz und Südliche) von 24 bis 54 % zu beobachten (HELLWIG in EISSMANN & LITT 1994: 160, 164).

Die südliche Verbreitungsgrenze des Saale III-Tills (= Glazialfolge Warthe 1) ist durch den Endmoränenzug des Niederlausitzer Grenzwalls fixiert, dessen Sander zum Lausitzer Urstromtal entwässern. Er ist Bestandteil jenes Höhenzuges, den WOLDSTEDT (1927, 28) als Warthe-Haupteisrandlage definiert hat. Er setzt sich als sog. "Südlicher Landrücken" über den Niederen und Hohen Fläming, die Letzlinger Heide und die Lüneburger Heide nach NW bis in den Raum Hamburg und Schleswig-Holstein fort, nach Osten (östlich der Lausitzer Neiße) zum Trebnitzer Katzengebirge (Wzgorza Trzebnickie) und weiter nach Mittelpolen bei Łódź.

Der Saale III-Geschiebemergel ist in der Niederlausitz die Warthe-Hauptgrundmoräne. Er bildet als 3-10 m, maximal bis 21 m mächtige kompakte Grundmoräne größere Areale auf den Hochflächen im Hinterland des Niederlausitzer Grenzwalls, so, wie es die Abbildung 2 von der Weißagker Hochfläche zeigt. Die oberen Meter der Moräne sind meist entkalkt und verlehmt infolge von Bodenbildungsprozessen von der Eem-Warmzeit bis zum Holozän. Die tieferen Bereiche sind unverwittert und für Geschiebeanalysen gut geeignet. Die Abbildung 5 zeigt zusammenfassend die große Verbreitung der S III-Moräne, die hier nur im Bereich jüngerer Erosionsstrukturen fehlt – in den großen Beckenniederungen, in der Aue des Baruther Urstromtals und im Wirkungsfeld der Brandenburger Sander. Es handelt sich also keineswegs, wie EISSMANN (1997: 46) meint, um eine nur "punktförmig auftretende jüngste Bank (SIII)." Außerdem zeigt die Karte alle 29 bisher bekannten (palynologisch untersuchten) Eem-Vorkommen, und an den mit Doppelkreis gekennzeichneten 6 Standorten sind die Toteishohlformen unter dem Eem mit geschiebeanalytisch bestimmter Grundmoräne vom Typ Saale III ausgekleidet. Die Moräne in solchen

Toteishohlformen zeigt an den Flanken nicht selten gewisse Fließ- und Setzungsstrukturen (seit 1986 gut aufgeschlossen am Punkt 19 in Klinge), stellt aber unverwittert einen echten Till dar, dessen Geschiebespektrum dem der Hochflächen entspricht.

Nach den geologischen Schnitten in CEPEK et al. (1975) sowie zahlreichen Einzelpublikationen verschiedener Autoren ist Geschiebemergel vom Typ S III in ganz Brandenburg anzutreffen, und auch in der mecklenburgischen Küstenregion hat ihn CEPEK nachgewiesen. Für den Niederen Fläming wies ZWIRNER (in CEPEK et al. 1975: 1065) darauf hin, dass S III-Geschiebemergel nur nördlich der Werbig-Petkuser Staffel nachgewiesen werden konnte; das ist dort die äußere Warthe-Randlage. Auf dem Hohen Fläming sah CEPEK (1967) die Fortsetzung in der Schermen-Buckauer Randlage BRUNNERS (1961), jenseits der Elbe schließt sich die Letzlinger Randlage an. Die weitere Fortsetzung führt mit der Gührde-Staffel südlich an Klötze vorbei nach NW bis zur niedersächsischen Grenze und von dort über die Wierener Berge (südlich Uelzen) nach Westen

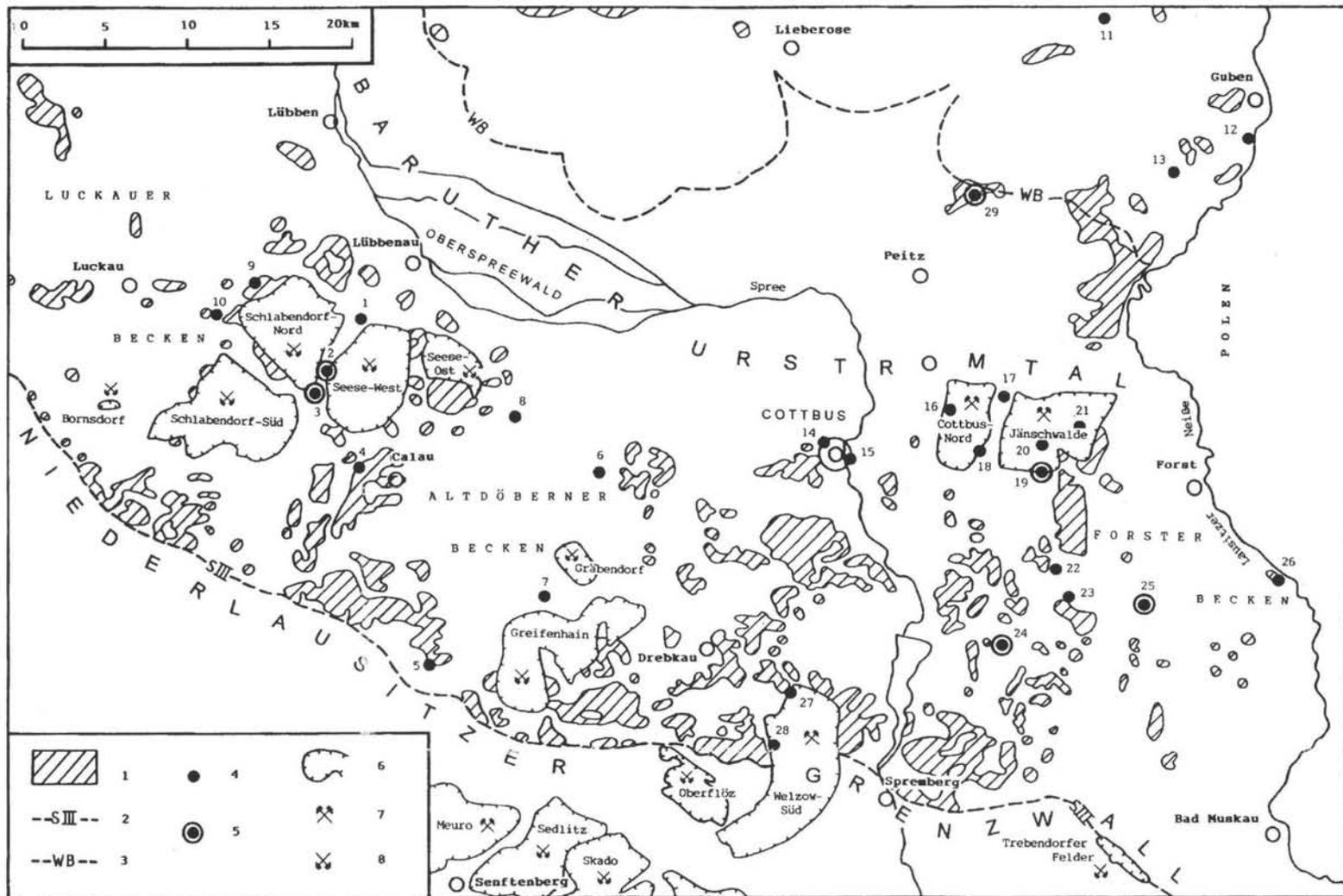
Abb. 5: Verbreitung der Saale III-(Warthe 1)-Grundmoräne und limnischer Vorkommen der Eem-Warmzeit. Zusammengestellt von CEPEK, HELLMIG & NOWEL (1994) auf der Grundlage der Lithofazieskarten Quartär im Maßstab 1:50 000 und zahlreicher Einzelinformationen aus der Erkundungs- und Kartierungstätigkeit.

1 - Grundmoräne Saale III (gSIII) sensu CEPEK; 2 - Maximalausdehnung der Warthe-Kaltzeit ("Lausitzer Phase"); 3 - Maximalausdehnung des Brandenburger Stadiums der Weichsel-Kaltzeit; 4 - palynologisch bestimmte Vorkommen der Eem-Warmzeit; 5 - Eem-Vorkommen über geschiebeanalytisch untersuchtem Saale III-Geschiebemergel; 6 - Braunkohletagebau; 7 - in Betrieb; 8 - außer Betrieb. Die Nummern der Eem-Vorkommen sind bei CEPEK, HELLMIG & NOWEL (1994: 47) erläutert.

Fig. 5: Spreading areas of the Saalian III (= Warthian 1) till and of limnic Eemian deposits.

Compiled by CEPEK, HELLMIG & NOWEL (1994) on base of the Quaternary Lithofacies Maps scale 1:50 000 and many detailed informations of geological exploring and mapping.

1 - Saalian III till (gSIII) sensu CEPEK; 2 - maximum extent of the Warthian Glaciation ("Lausitz Phase"); 3 - maximum extent of the Brandenburgian Stage of the Weichselian Glaciation; 4 - deposits of Eemian Interglacial, palynological indicated; 5 - Eemian deposits overlying of Saalian III till which is identified by till gravel analysis; 6 - lignite opencast mines; 7 - mine in operation; 8 - mine shut-down. Cometary of the Eemian deposit numbers see CEPEK, HELLMIG & NOWEL (1994: 47).



in Richtung auf Soltau zu. Ob die von LANG (1983: 36) bei Fallingbostal, ca. 15 km südlich Soltau, beschriebene zweite Drenthe-Moräne dem ostbaltischen Saale II-Typ oder möglicherweise dem S III-Typ entspricht, ist zu prüfen. LANG (1993: 26) stellt die Endmoränen im Gebiet des Falken-Berges in "eine späte Phase des Drenthe-Stadiums", sie sind "nachweislich jünger als der Drenthe-Hauptvorstoß." Deshalb sind sie in der Abbildung 1 mit Fragezeichen als Rückzugsstaffel Saale 2 dargestellt.

Bezüglich des weiteren Verlaufs der Maximalausdehnung Warthe 1 gibt es die bereits im Vorwort erwähnten Unterschiede in den Auffassungen der Ämter Niedersachsens und Schleswig-Holsteins sowie Hamburgs. Aufgrund der geschiebeanalytischen Ähnlichkeit der "mittleren Saale-Moräne" Nordwestdeutschlands mit dem ostdeutschen Saale III-Till ist mit ILLIES (1952), STEPHAN et al. (1983) sowie EHLERS (1995b: 6) die Fortsetzung der Warthe-Maximalausdehnung in der Lamstedter Phase und auf der Altenwalder Geest südlich Cuxhaven anzunehmen. Sowohl der Niendorf-Till in Hamburg (EHLERS 1992: 101, 1995a: 19) als auch der Kuden-Till in Schleswig-Holstein "zeichnen sich in typischer Ausbildung durch Flint- und Kreidereichum aus, unter den Leitgeschieben herrschen süd- bis mittelschwedische Gesteine vor" (SCHLÜTER 1978, in STEPHAN 1995: 6). Eine gleiche Zusammensetzung hat auch der sog. „Drenthe 2-Till“ Niedersachsens, alle drei bilden den gleichen stratigraphischen Horizont. Zusammen mit dem ostdeutschen Till vom Typ Saale III stellen sie in Deutschland die Grundmoräne der Glazialfolge Warthe 1 dar (Tab. 1).

4.5 Glazialfolge Warthe 2

Über dem Warthe 1 sind in der Tabelle die Tills der nachfolgenden Glazialfolge Warthe 2 angegeben. Der Hennstedt-Till Schleswig-Holsteins, der Fuhlsbüttel-Till Hamburgs und der Vastorf-Till Niedersachsens zeichnen sich durch ein ostbaltisch dominiertes Geschiebespektrum aus. STEPHAN (1995: 6) stellt dazu fest: "Der Hennstedt-Vorstoß (PICARD 1960) brachte erneut Gesteinsschutt aus östlicher Richtung nach Schleswig-Holstein. Dabei wird der baltische Einfluß in mehreren Staffeln von der westlichen Endmoränenkette nach E hin und gleichzeitig von N/NW nach SE hin zunehmend deutlicher Nordwestlich von Kiel (Bohrungen)

kommt zu sehr hohem Gehalt an paläozoischen Kalken auch ein deutlicher bis starker Gehalt an Dolomit hinzu (E-Fazies). Noch auffälliger ist diese östliche Prägung zwischen Mölln und Lauenburg, wo am Segrahner Berg auch roter, toniger Geschiebemergel mit ostbaltischer Zusammensetzung vorkommt (EHLERS 1983 b), die der von GAUGER & MEYER (1970) beschriebenen Vastorfer Fazies aus dem nordöstlichen Niedersachsen entspricht." Aus dem Wendland Niedersachsens erstreckt sich dieser ostbaltisch dominierte und z.T. auch rot gefärbte Till bis in die Altmark hinein in Gestalt des roten Altmärker Geschiebemergels, den schon BERENDT (1886) von Arneburg an der Elbe beschrieben hat. Nach HUCKE (1922: 214) "reicht dieser rote Altmärker Geschiebemergel nach Osten über die Elbe bis in die Mark Brandenburg und wurde durch die geologische Landesaufnahme bis in die Kyritzer Gegend verfolgt."

Die äußere Rاندlage der Warthe 2-Glaziation verläuft in Schleswig-Holstein östlich Husum, Heide und Itzehoe bis zum Nordwesten Hamburgs, dann in Niedersachsen von Lüneburg über die Barendorfer Endmoräne (bei Vastorf in Abb. 1) und nördliche Gührde-Staffel bis zu den Endmoränen nördlich des altmärkischen Klötze in Sachsen-Anhalt. Der weitere Verlauf könnte in den Endmoränen der Brunkauer Rاندlage (KNOTH 1995) südlich und südöstlich Gardelegen sowie in der Doller Rاندlage der Letzlinger Heide (GLAPA 1971: 1098) zu finden sein, aus deren unmittelbarem Hinterland GLAPA (1970: 228) mit Bezugnahme auf GRUNER (1889) roten Altmärker Geschiebemergel über gestauchtem Untergrund beschrieb. Die Fortsetzung in Brandenburg ist z.Z. noch völlig ungeklärt. NOWEL (1996: 62) äußerte die Vermutung, daß dieser Eisvorstoß möglicherweise nicht mehr nach Süden bis in die Niederlausitz hineinreichte. Von polnischer Seite ist allerdings bei RÓŻYCKI (1972) die Verbreitungsgrenze des zweiten Stadiums der Warta-Vereisung, des Wkra-Stadiums, bis zum Gebiet des Muskauer Faltenbogens angedeutet. Damit wird auf deutscher Seite die Stellung der Jerischker Staffel interessant, die bisher stets als "Rückzugsstaffel der Saale III-Glaziation" interpretiert worden ist (SCHUBERT 1979: 473; NOWEL 1984: 12, 1991: 71). Möglichkeiten einer Fortsetzung der "Rückzugsstaffel" deuten sich in

Gestalt morphologischer Erhebungen und glazie-r Lagerungsstörungen im Nordteil der Schlaben-dorf-Seeser Kohlefelder an, zumal KAUNHOWEN, KEILHACK & MEYER (1923) auf dem Blatt Lübbenau auch Endmoränenreste auskartiert hatten. BÖNISCH (1991) sowie BEHRENDT (1998) weisen hier auf oberflächlich verbreiteten Geschiebemergel des Typs SII und offenbar vom CEPEKSchen Modell abweichende Lagerungsverhältnisse hin. Ostbaltisch dominierte Proben diskutierte CEPEK (1991: 44) auch bei der Analyse seines SIII-Geschiebemergels im Liegenden des Schönfelder Eems (2 in Abb. 5). Generell ist zum möglichen Vorhandensein der Glazialfolge Warthe 2 in Brandenburg noch Grundlagenarbeit erforderlich. Insbesondere ist zu klären, ob es sich wie in NW-Deutschland zumindest teilweise um einen gesonderten Grundmoränenhorizont handelt oder ob eine direkte Auflagerung von ostbaltischem auf westskandinavischem Till-Material dominiert und deshalb in der Vergangenheit auch nicht als stratigraphisches Phänomen wahrgenommen wurde.

4.6 Vergleich mit der Gliederung des Saale-Komplexes in Polen

Die für die Bearbeitung der geologischen Karten im Maßstab 1:50 000 als einheitliche Grundlage empfohlene Quartärgliederung Polens (in MOJSKI 1995c: 126) ermöglicht eine weitgehende Übereinstimmung beim Versuch einer Korrelation in Tabelle 2. Gestützt wird die polnische Gliederung durch zahlreiche Arbeiten aus dem östlichen Mittelpolen (z.B. LINDNER & GRZYBOWSKI 1982; LINDNER 1984, 1988, 1991 u.a.; LINDNER, WOJCIANOWICZ & BOGUTSKY 1998), aber auch durch CZERWONKA & KRZYSZKOWSKI (1992a) und

andere Beiträge aus dem Bergbaugebiet Belchatów oder BER (2000, in STANKOWSKI 2000) aus Nordostpolen. Andere Autoren (z.B. CZERWONKA & KRZYSZKOWSKI 1992b, STANKOWSKI 2000) weisen

Tab. 2: Korrelation des Holstein- und Saale-Komplexes in Polen und Norddeutschland.

Tab. 2: Correlation of the Holsteinian and Saalian Complex in Poland and Germany.

Antliche Quartärgliederung in Polen für die Geol. Karte im Maßstab 1:50 000 (aus MOJSKI 1995c: 126)		In der vorliegenden Arbeit vorgeschlagene Gliederung für Norddeutschland	
MIDDLE-POLISH GLACIATIONS (Saalian, Saale)	EEM INTERGLACIAL (Tychnowo)	EEM-Interglazial	
	WARTA GLACIATION	Warthe 2-Vorstof "Altmark-Phase"	WARTHE-KALTZEIT-Zyklus
	LUBLIN INTERGLACIAL (Pillica, Lubawa)	Warthe 1-Vorstof "Lausitzer Phase"	
ODRA GLACIATION	Maximal Stadial Interstadial pre-Maximal stadial	Saale (Drenthe)/ Warthe-Wärmeperiode i. w. S.	
		Saale (Drenthe) 2-Vorstof "Leipziger Phase"	SAALE-(Drenthe-) KALTZEIT-Zyklus
GREAT INTER- GLACIAL	ZBÓJNO INTERGLACIAL	DÖMNITZ-Warmzeit	
	LIWIEC GLACIATION	FUHNE-Kaltzeit	
	MAZOSZE INTERGLACIAL	HOLSTEIN sensu lato (ehem. Holstein-Komplex)	

für den Westteil Polens auf eine weniger detaillierte saalezeitliche Schichtenfolge hin. LINDNER et al. (1995) korrelierten die gesamte Quartärfolge Polens zwischen Weißrussland und der Lausitzer Neiße und schlossen dabei an Ergebnisse von CEPEK & NOWEL (1991) bei Gosda am Tagebau Jänschwalde an. Bereits LINDNER & GRZYBOWSKI (1982) parallelisierten das Pre-Maximal-Stadial mit der Glazialfolge Saale I, das Maximal-Stadial mit der Glazialfolge Saale II und das Warta mit der Glazialfolge Saale III sensu CEPEK.

Geht man von der in Tabelle 2 vorgenommenen Korrelation aus, dann ergibt sich für den saalezeitlichen Vereisungszyklus eine beachtenswerte Besonderheit: Wie aus dem Namen schon ersichtlich ist, erreichte in Polen erst der zweite Vorstoß die maximale Ausdehnung. MOJSKI (1995c: 125) schreibt dazu: "The first advance reached Central Poland and deposited till in a southward thinning wedge. The subsequent maximum advance of the Odranian ice sheet reached the Sudety Mountains and overrode the Moravian Gate ...". Das heißt also (um auf die RICHTERSche Grundkonzeption zurück zu kommen): Der im 1. Saale-Eisvorstoß bis zu seinem südlichsten Punkt bei Zeitz in der Leipziger Tieflandsbucht vorrückende westskandinavische Eisstrom verlor weiter östlich im polnischen Gebiet an Energie. Der nach Verlagerung der Eisscheide aus dem finnisch-baltischen Raum vorstoßende ostskandinavisch-baltische Eisstrom erreichte im südpolnischen Gebiet an der Mährischen Pforte seinen südlichsten Punkt und verlor bei der Ausbreitung nach Westen in Deutschland an Energie. In diesem Konsens wäre zu schlussfolgern, dass die Saale-Maximalausdehnung in Polen nicht unserem Saale 1, sondern unserem Saale 2 entspricht und dass es sich bei der Saale-Grundmoräne im Tagebau Berzdorf südlich Görlitz wahrscheinlich bereits um Saale 2 handelt (vgl. Abb. 1). Eine Frage, die einer grundsätzlichen Klärung bedarf und bei deren Beantwortung das Gebiet nördlich Görlitz und beidseitig der Lausitzer Neiße zu einem wichtigen Schnittpunkt werden könnte.

Die Verbreitungsgrenze des Pre-Maximal-Stadials wird von LINDNER & GRZYBOWSKI (1982: 195) sowie LINDNER & MARKS (1999: 2) in Gestalt des Krzna-Stadiums im östlichen Mittelpolen, südlich der Flüsse Pilica und Wieprz, ausgewiesen, aller-

dings nur etwa bis zum Warthebogen südlich Radomsko. Westlich davon ist die Ausdehnung nicht genau geklärt; nach MOJSKI (1985: 106) gibt es südlich der Kujawy-Pomeranischen Region keine Hinweise auf den Till des Pre-Maximal-Stadials. Aus der Region Wrocław beschreiben CZERWONKA & KRZYSZKOWSKI (1992b) sowie KRZYSZKOWSKI (1993) nur eine saalezeitliche Grundmoräne, den Smolna-Till, der aufgrund des Geschiebespektrums und ermittelter Eisbewegung aus NE dem Maximal-Stadial zuzuordnen ist. Die wenigen von CZERWONKA & WITEK (1977) bearbeiteten Bohrungen im nordwestlich anschließenden Raum Żagań-Glogów lassen keine diesbezüglichen Schlussfolgerungen zu. So ist es gegenwärtig nicht möglich, zwischen Radomsko (Mittelpolen) und Niesky (Oberlausitz) eine auch nur annähernde Verbreitungsgrenze der Saale 1-Glaziation anzugeben.

Im Bergbauggebiet von Bełchatów südlich Łódź haben CZERWONKA & KRZYSZKOWSKI (1992a) eine gründliche Bearbeitung der Till-Stratigraphie durchgeführt. Dem Pre-Maximal-Stadial entspricht hier wohl der T3 (Rokity-Formation), dem Maximal-Stadial der gut untersuchte T 4 (Ławki-Formation). Getrennt durch die warmzeitliche Chojny-Formation, folgen diskordant die warthezeitlichen Tills T 5, T 6 und T 7 (Rogowiec Formation).

Die Geschiebe-Koeffizienten (nach TREMBACZOWSKI 1961) für den T 4 von Bełchatów, den o.g. Smolna-Till des Raumes Wrocław und den von CZERWONKA & WITEK (1977) untersuchten Odra-Till im Raum Leszno stimmen überein und beweisen die Anwendbarkeit der Methode. Ein Vergleich mit unseren nach der Methode von CEPEK (TGL 25232, 1971) durchgeführten Kleingeschiebeanalysen ist nicht ohne weiteres möglich, da die verwendeten Komponenten anders gegliedert sind; so zählen z.B. die polnischen Kollegen den Feuerstein zu den Lokalgeschieben, während er bei uns eine wichtige nordische Komponente darstellt. CZERWONKA & WITEK (1977) haben anhand weniger Proben beide Methoden angewandt und damit ein Beispiel geschaffen. Dies sollte im Interesse einer besseren stratigraphischen Verständigung anhand von biostratigraphisch sicher positionierten Proben aus dem Grenzbereich beider Staaten von den verantwortlichen Ämtern durchaus weitergeführt wer-

den, wobei die durch CEPEK (1979) mitgeteilten Erfahrungen bei der bilateralen Zusammenarbeit hilfreich sein können. Unabhängig davon muss man aber aufgrund der östlicheren Lage des polnischen Staatsgebietes (größere Entfernung zu den Gesteinen Südschwedens und der westlichen Ostsee, größere Nähe zu den baltischen Gesteinen) davon ausgehen, dass eine veränderte Zusammensetzung des Kleingeschiebespektrums zu erwarten ist. Die in der vorliegenden Arbeit als Voraussetzung für Korrelationen zwischen Südbrandenburg und Schleswig-Holstein zugrunde gelegte annähernde Gleichheit der Kleingeschiebespektren kann weiter östlich nicht uneingeschränkt gelten.

4.7 Zusammenfassung zu den saale- und warthezeitlichen Glazialfolgen und Vereisungszyklen

In der Abbildung 6 ist der Vorschlag zur Deutung des saale-(drenthe-)zeitlichen und des warthezeitlichen Vereisungszyklus für das Gebiet zwischen Schleswig-Holstein und der Niederlausitz sowie Westsachsen zusammengefasst dargestellt. Daraus ergeben sich folgende Schlussfolgerungen und Empfehlungen:

1. Die Glazialfolge Saale 1 (oder Drenthe 1) resultiert aus einem westskandinavischen Eisstrom und markiert in Deutschland die Maximalausdehnung der Saale-Vereisung, auch als Saale-Hauptvorstoß, Haupt-Drenthe oder Saale-Kaltzeit sensu stricto bezeichnet. Der EISSMANNsche Begriff "Zeitzer Phase" oder Zeitzer Vorstoß steht als Synonym und kann (zumindest in Ostdeutschland) über den sächsischen Raum hinaus angewendet werden. Die Saale 1-Grundmoräne ist ein schwedisch dominierter Till vom Typ SI sensu CEPEK. In Polen wird der erste Saale-(Odra-)Vorstoß als Pre-Maximal-Stage bezeichnet; er erreichte hier nicht die weiteste Ausdehnung.

Die Glazialfolge Saale 2 (oder Drenthe 2) resultiert aus einem ostbaltischen Eisstrom. Ihre maximale Ausdehnung verläuft aus der südlichen und westlichen Niederlausitz zur westbaltischen Tauchaer, Petersberger und Calvörder Randlege und dann wahrscheinlich im Zuge der Rehburger Phase nach Westen. Die Saale 2-Grundmoräne in diesem Ver-

ständnis ist ein ostbaltisch dominierter Till, der in Ostdeutschland dem Typ SII sensu CEPEK entspricht oder nahe kommt, in NW-Deutschland durch die Rote Drenthe-Moräne repräsentiert wird. Der EISSMANNsche Begriff "Leipziger Phase" oder Leipziger Vorstoß steht als Synonym und kann (zumindest in Ostdeutschland) über den sächsischen Raum hinaus angewendet werden. In Polen wird der zweite Saale-(Odra-)Vorstoß als Maximal-Stage bezeichnet; er erreichte die Maximalausdehnung der Odra-Kaltzeit an der Mährischen Pforte und führte zur Ablagerung des weit verbreiteten Odra-Tills sensu stricto.

„Zeitzer Phase“ und „Leipziger Phase“ bilden gemeinsam den saalezeitlichen Vereisungszyklus. Sie sind als eigenständige, aus der Verlagerung der Eisscheide resultierende großräumige Eisvorstöße zu definieren, zwischen denen allerdings kein Spielraum für eine warmzeitliche Entwicklung eingeräumt werden kann.

2. Die Glazialfolge Warthe 1 resultiert aus einem erneuten westskandinavischen Eisstrom und markiert in Deutschland das Maximum der Warthevereisung, das in seiner Ausdehnung im Wesentlichen mit dem Warthe-Stage im Sinne von WOLDSTEDT (1927, 28) identisch ist. Die Warthe 1-Grundmoräne ist ein schwedisch dominierter Till vom Typ S III sensu CEPEK, in Hamburg und Schleswig-Holstein als Niendorf- bzw. Kuden-Till bezeichnet, in Niedersachsen allerdings abweichend als "Drenthe 2-Till" interpretiert. In Anlehnung an CEPEKs Lausitz-Kaltzeit wird als Synonym in Ostdeutschland der Begriff "Lausitzer Phase" vorgeschlagen. In Polen wird der erste Warthe-(Warta-)Vorstoß, dessen Endmoränen die Fortsetzung des Niederlausitzer Grenzwalls östlich der Lausitzer Neiße bilden, als Rogowiec-Stage bezeichnet.

Die Glazialfolge Warthe 2 resultiert wiederum aus einem ostbaltischen Eisstrom, der in Schleswig-Holstein als Hennstedt-Vorstoß bekannt ist. Die wiederum ostbaltisch dominierte Warthe 2-Grundmoräne wird in Schleswig-Holstein durch den Hennstedt-Till, in Hamburg durch den Fuhsbüttel-Till und in Niedersachsen durch den Vastorf-Till (den man hier als einzigen Warthe-Till betrachtet) repräsentiert. In Ostdeutschland sind ihr Teile des S II-Tills sensu CEPEK zuzurechnen, zu denen sicher

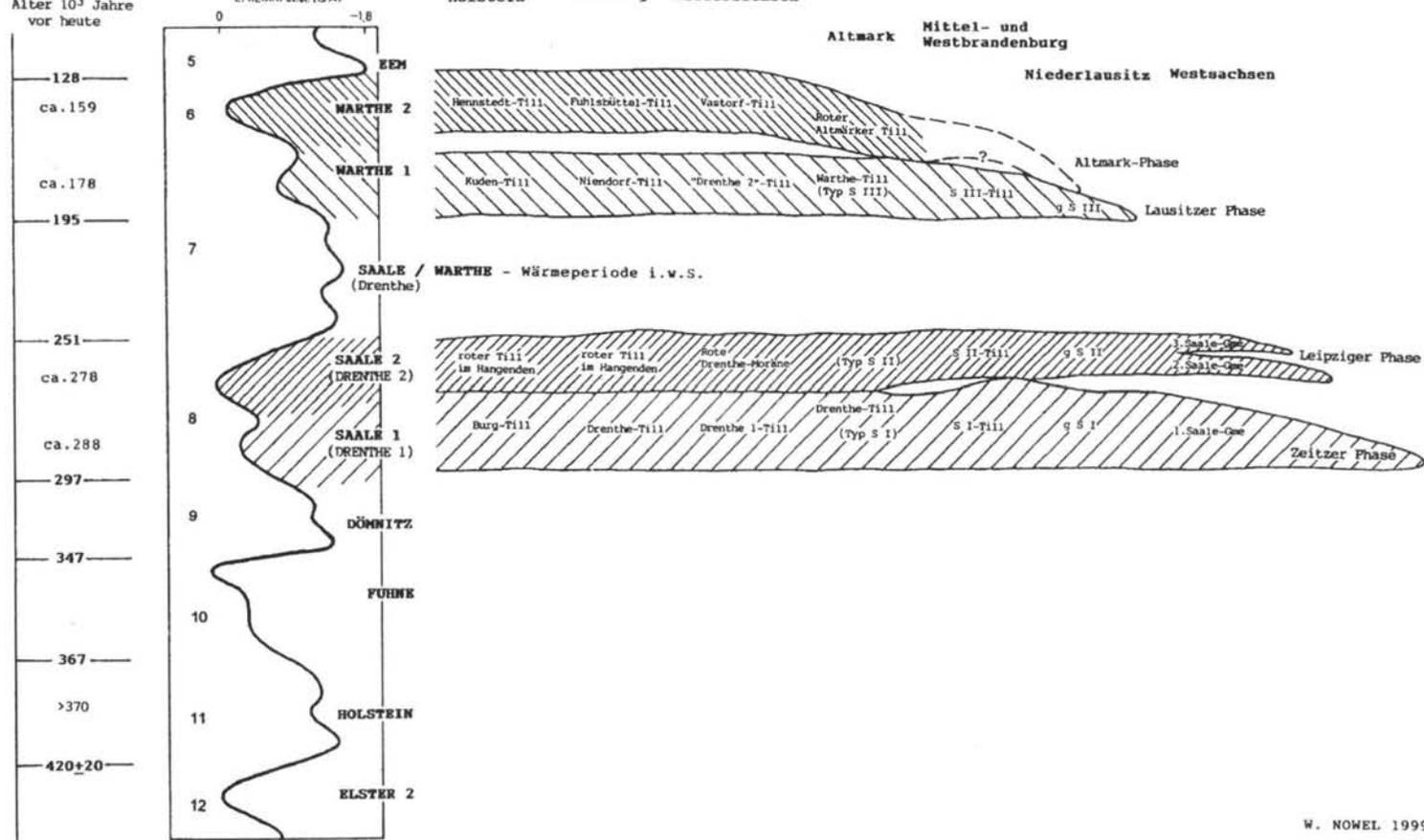
SARNIHEIN et al. (1986)
 STREHME (1989)
 LINDNER (1991) u.a.
 Alter 10^3 Jahre
 vor heute

WIEGANK (1977)
 $\delta^{18}O$ (‰)
 EMILIANI et al. (1974)

Schleswig-
 Holstein Hamburg Niedersachsen

Altmark Mittel- und
 Westbrandenburg

Niederlausitz Westsachsen



der in Sachsen-Anhalt und Nordwestbrandenburg verbreitete rote Altmärker Geschiebemergel gehört. Deshalb wird hier als Synonym der Begriff "Altmark-Phase" empfohlen. In Mittelbrandenburg und der Niederlausitz ist die Verbreitung noch völlig ungeklärt. In Polen wird der zweite Warthe-(Warta-)Vorstoß als Wkra-Stadial bezeichnet.

"Lausitzer Phase" und "Altmark-Phase" bilden gemeinsam den warthezeitlichen Vereisungszyklus. Sie sind ebenfalls als eigenständige, aus der Verlagerung der Eisscheide resultierende großräumige Eisvorstöße zu definieren, zwischen denen kein Spielraum für eine warmzeitliche Entwicklung eingeräumt werden kann.

3. Die Zuordnung der Glazialfolgen des saale- und des warthezeitlichen Vereisungszyklus zu den ^{18}O -Stufen der ozeanischen Gliederung in der Mitte der Abbildung 6 basiert auf einer Darstellung in WIEGANK (1977: 710), der damals bereits die CEPEKSchen Glazialfolgen SI und SII mit der Stufe 8 und die CEPEKSche Glazialfolge SIII mit der Stufe 6 korreliert hat. Kurvenverlauf und Zuordnung sind mit moderneren Darstellungen wie BASSINOT et al. (1994, in BRONGER 1999: 38) im Prinzip konsensfähig. Die Setzungskurve nach THOME (1998: 41) ist dabei nicht berücksichtigt. Das Eem-Interglazial besetzt nach übereinstimmender Auffassung die Stufe 5, Teilstufe 5 e. Zum Holstein-Interglazial differieren die Zuordnungen zwischen Stufe 7 (LINKE et al. 1985), Stufe 9 (ZAGWIJN 1992) und Stufe 11 (SARNTHEIM et al. 1986, BASSINOT et al. 1994); CEPEK hielt 1981 in der TGL 25 234/07 sogar die Stufe 13 für möglich. Mit Bezugnahme auf die überregionalen Korrelationen

von BRONGER (1999) und die im Folgenden diskutierten Altersdaten behält der Autor die WIEGANKsche Zuordnung des Holstein sensu stricto zur Stufe 11, der Fuhne-Kaltzeit zur Stufe 10 und der Dömnitz-Warmzeit zur Stufe 9 bei. Die Stufe 7 bleibt in dieser Konstellation für eine Saale (Drenthe)/Warthe-"Wärmeperiode" frei, die in Russland mit dem Odintsovo-Interglazial und in Polen mit der Lubawa- oder Grabówka-Wärmezeit belegt ist, in Deutschland aber noch einer weiteren sachlichen Diskussion bedarf (dazu Abschn. 5).

Zur Untergrenze des Eem-Interglazials bei 128 ka BP gibt es eine weitgehende Übereinstimmung der Auffassungen. Als Beispiele aus dem mitteldeutschen Periglazialgebiet seien die Eem-Travertine von Burgtonna und Taubach in Thüringen genannt mit U/Th-Daten von 93-109 ka BP bzw. 111-116 ka BP (MANIA 1997: 55, 99), als Beispiele aus der Lausitzer Region der Untere Ton des Eem von Klinge (19 in Abb. 5) mit korrigiertem TL-Alter von 115 ± 18 ka BP und zwei Proben aus dem Eem von Schönfeld (2 in Abb. 5) mit korrigiertem TL-Alter von 107 ± 20 ka BP bzw. 129 ± 21 ka BP (KRBETSCHKE in EISSMANN & LITT 1994: 295).

Für die Einordnung des Holstein-Interglazials in die ^{18}O -Stufe 11 sind die Untersuchungen am Profil Wacken nordwestlich Hamburg von maßgeblicher Bedeutung, wo die U/Th-Datierung mariner Molluskenschalen ein Alter von >350 und >370 ka BP ergab (SARNTHEIM et al. 1986, siehe auch STREMMER 1989: 193 sowie BRONGER & HEINKELE 1989: 180). Letztgenannte Autoren verweisen außerdem auf ein Alter von 300-350 ka BP für stratigraphisch der Dömnitz-Warmzeit (^{18}O -Stufe 9) entsprechende marine Muschelschalen vom Profil Herzelee (Nordfrankreich) sowie auf das von FUHRMANN (1983) bestimmte $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von 420 ± 20 ka BP für den zur Elster-Kaltzeit überleitenden Selbergit-Tuff vom Mittelrheingebiet. In dem floristisch und faunistisch zum Holstein-Komplex gehörenden, außerordentlich gründlich bearbeiteten Profil Bilzingsleben II in Thüringen ergaben U/Th- und ESR-Datierungen durch SCHWARCZ et al. (1988) für den Travertin mit der *Homo erectus*-Fundsicht ein Alter zwischen ca. 320 und 420 ka BP (MANIA 1997: 17). Aus den Basispartien des Mazovian (= Holstein s.str.) von Krepiec in Polen nennen LINDNER & MARCIANIAK (1998: 249) ein TL-Alter von 400 ka, aus

Abb. 6: Korrelation der Saale (Drenthe)- und Warthe-Tills zwischen Schleswig-Holstein, Westsachsen und der Niederlausitz und Versuch einer Zuordnung zu den ^{18}O -Stufen der ozeanischen Gliederung sowie den Daten der absoluten Altersgliederung BP.

Darstellung unmaßstäblich und stark überhöht.

Fig. 6.: Correlation of Saalian (Drenthian) and Warthian tills by Schleswig-Holstein, Westsachsen and the Niederlausitz and associate attempt with the ^{18}O stages of the deep sea division as well as the absolute age BP.

Presentation non-uniform scale division.

überlagernden Sanden der Liwiec (= Fuhne)-Kaltzeit von 350 ka und aus darüber folgenden Sedimenten der Zbójno (= Dömnitz)-Warmzeit von 334 ka BP. NITYCHORUK et al. (1999: 25) stellen für das unmittelbare Liegende des Mazovian von Wilczyn ein TL-Alter von 396 ± 59 ka BP dar. Für den Saale-Komplex teilen die genannten Autoren und darüber hinaus unter anderem KRUPIŃSKI, MARKS & SZYŃKIEWICZ (1987) sowie MOJSKI (1995a, b) aus dem polnischen Gebiet ein umfangreiches Datenmaterial von TL-Altersbestimmungen mit. Es bildet die Grundlage für die Einordnung der saalezeitlichen Glazialfolgen in die ^{18}O -Stufe 8 und der warthezeitlichen Glazialfolgen in die Stufe 6. STREMMER (1989: 193) gibt auf der Grundlage von TL-Datierungen durch ZÖLLER für drenthezeitliche Sande im Hangenden des Profils Wacken ein Alter von 269 ± 22 ka BP an. Aus Messungen im rheinischen Lössgebiet verallgemeinert er für die Warthezeit 130-190 ka BP und für die Drenthezeit 220-300 ka BP.

Übereinstimmend mit TL-Altern des russischen Odintsovo-Interglazials (in LINDNER & GRZYBOWSKI 1982: Fig. 4) teilen KRUPIŃSKI & MARKS (1986) sowie KRUPIŃSKI, MARKS & SZYŃKIEWICZ (1987) TL-Daten zur polnischen Lubawa- oder Grabówka-Wärmezeit von Losy und Bełchatów mit, die eine Einstufung in die ^{18}O -Stufe 7 rechtfertigen. Das gilt auch für Altersdaten aus folgenden ostdeutschen Intrasaale-Profilen: Für den Unteren Travertin von Ehringsdorf (Thüringen) ergaben U/Th- und ESR-Datierungen durch SCHWARCZ et al. (in MANIA 1997: 45) ein Alter um 200 ka BP, JÄGER (1999) teilte dazu neue Ergebnisse von 254-257 ka BP mit. Der Travertin IV von Bilzingsleben hat nach $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ -Mikroproben-Datierungen von MALIK ein Alter von etwa 220 000 Jahren (MANIA & ALTERMANN 2001: 129). Für das Optimum des Interglazials von Neumark-Nord (Geiseltal) ermittelten ZÖLLER & KARELIN (in MANIA 1997: 45) ein TL-Alter von 180-210 ka BP. Für eine Schluffschicht im Tranitzter Fluviatil des Tagebaus Jänschwalde (4a in Abb. 1) bestimmte KRNETSCHEK (in EISSMANN & LITT 1994: 295) ein TL-Alter von 201 ± 27 ka BP (korrigiertes Alter 247 ± 43 -39 ka BP).

4. Mit den von EISSMANN & LITT (1994: 293/94) sowie EISSMANN (1998) publizierten, generell jünger ausfallende Daten aus Westsachsen sind die

vorstehend genannten allerdings nicht vereinbar. Diesbezüglich ist eine Überprüfung erforderlich. Dabei wäre es sinnvoll, bei weiteren Datierungen auch saale- und warthezeitliche Sedimente aus Profilen des Niederlausitzer Braunkohlereviere in die Untersuchungen einzubeziehen. Die bei EISSMANN genannten Daten (z.B. 150 ka BP für den 1. Saale-Vorstoß) stützen sein seit langem vertretenes, von der hier diskutierten Modellvorstellung (Abb. 6) grundsätzlich abweichendes Gliederungsschema einer monoglazialen Entwicklung von Drenthe bis einschließlich Warthe und seine Zuordnung beider stratigraphischen Kategorien in die ^{18}O -Stufe 6. Er engt damit das gesamte Vereisungsgeschehen der Saale-(Drenthe-) und Warthezeit auf einen Zeitraum von nicht einmal 25 ka ein.

Als geologisches Hauptargument für eine solche Zuordnung betrachtet EISSMANN (1990, 1994 u.a.) die direkte Auflagerung der als Eem interpretierten Interglaziale von Gröbern, Grabschütz und Neumark-Nord auf Drenthe-Grundmoräne der Zeitzer oder Leipziger Phase. Diese Argumente sind aber nicht unumstritten: In den Interglazialablagerungen von Neumark-Nord und Grabschütz weisen neben der o.g. TL-Datierung mehrere floristische und faunistische Besonderheiten auf ein höheres Alter als Eem hin (dazu Abschn. 5). Das Interglazial von Gröbern ist ein sicheres, floristisch und faunistisch mit dem Profil von Schönfeld (R. & U. STRIEGLER 1991) korrelierbares Eem, die postulierte Genese des Beckens als saale-(drenthe-)zeitliche Toteishohlform ist aber nicht zwingend. Auch eine jüngere erosive Entstehung und periglaziale Ausgestaltung nur 60 km vor dem Warthe-Außenrand ist denkbar; die palynologisch dokumentierte Sedimentation beginnt erst im Spätwarthe. Solche Erosionsstrukturen, in denen Eem erosionsdiskordant auf Drenthe oder sogar älteren Schichten lagert, sind auch aus der Niederlausitz bekannt.

Als zweites Argument gegen eine Intrasaale-Warmzeit und damit den eigenständigen Charakter des drenthe- und warthezeitlichen Vereisungszyklus wird auch das Fehlen entsprechender Terrassen angesehen. "Dabei sollte jedoch bedacht werden, daß zumindest ein Teil unserer Terrassen hinsichtlich der stratigraphischen Stellung einen relativ großen Spielraum zulässt" (WOLF 1992: 189). Es sei auch gestattet, daran zu erinnern, dass am Nieder-

rhein seit QUITZOW (1956) die Krefelder Mittelterrasse (Untere Mittelterrasse 4) dem Warthe-Stadium zugeordnet wird (WOLDSTEDT 1962: 119; KLOSTERMANN 1995: 60, 74). In Thüringen erbringt MANIA (1997: 37) den Nachweis für eine warthekaltzeitliche "untere Stufe der Mittelterrasse" und stellt fest: "Eine weitere Schlußfolgerung aus den jahrelangen Untersuchungen bei Bilzingsleben ist die Erkenntnis, daß der klimatisch gesteuerte Erosions-Akkumulationsprozeß in den Flußstälen des Mittelgebirgsvorlandes viel komplizierter ist, als es herkömmliche terrassenmorphologische Untersuchungen erkennen lassen."

EISSMANN (1990: 42) räumt ein: "Die Widersprüche sind wohl selbst auf lange Sicht nicht lösbar, da die den Gliederungen zugrunde liegenden Befunde oft weder subjektiv noch objektiv überprüfbar sind und die Befundinterpretation ... dem individuellen Ermessen einen breiten Spielraum läßt ... Durch Kompromisse in der Interpretation allein sind die heutigen Widersprüche in der europäischen Quartärstratigraphie nicht zu überwinden, sondern nur durch ein zähes, intensives Weiterforschen mit verschiedenen Methoden und ein gewissenhaftes Bewerten der Befunde."

5 Zum Problem der Wärmeperiode zwischen Drenthe und Warthe

5.1 Analyse des gegenwärtigen Kenntnisstandes

Eine Hauptursache der eben zitierten Widersprüche ist zweifellos die bis heute nicht eindeutig geklärte Frage nach der Existenz einer Wärmeperiode zwischen Saale i.e.S. oder Drenthe und Warthe; hier stehen sich in Deutschland gegensätzliche Positionen hartnäckig gegenüber. Der Nachweis von MENKE (1985: 73), dass die Typuslokalität der von PICARD (1959) begründeten Treene-Warmzeit bei Husum "höchstwahrscheinlich ein Pseudonym der Eem-Warmzeit" darstellt, brachte zwar das Aus für den Terminus "Treene", nicht aber ein Ende der Diskussion um das Gesamtproblem.

Wer "Drenthe" und "Warthe" im WOLDSTEDT-schen Sinne als Stadien anerkennt – und das haben im von BENDA (1995) anlässlich des Berliner

INQUA-Kongresses herausgegebenen "Quartär Deutschlands" fast alle Autoren der norddeutschen Länder getan –, der muss zwangsläufig zwischen beiden auch die gleichrangige klimastratigraphische Kategorie "Interstadial" akzeptieren. Das haben auch LITT & TURNER (1993: 127) nicht ausgeschlossen.

Demnach geht es, genau genommen, bei der Mehrheit der Autoren nicht um die Beantwortung der Frage "Wärmeperiode ja oder nein?", sondern um eine stichhaltige Beweisführung bezüglich des klimastratigraphischen Ranges einer solchen wärmeren Periode zwischen dem saale-(drenthe-)zeitlichen und dem warthezeitlichen Vereisungszyklus. Hierzu gibt es noch einen großen Klärungsbedarf, jedoch ist entsprechend dem Kenntnisstand von Region zu Region eine differenzierte Einschätzung erforderlich. Dabei sollte man stets auch die Mahnung von KRASNOV (1978: 72) beherzigen: "Wenn ein Schichtglied im stratigraphischen Profil einer Region fehlt, darf dies nicht von vornherein zum Ausschluß dieser Schichten führen, wenn die gleichen Horizonte auf dem Territorium eines anderen Bezirkes bestimmt werden konnten."

"Russia is a key area for the Saalian stratigraphy. Two till sheets are correlated with the Saalian (Complex, W. N.) of western Europe: the Dnjepr Till and the Moscow Till. The glaciations which deposited these tills are separated from each other by the Odintsovo deposits, which are interpreted as either of interglacial or interstadial character" (EHLERS, KOZARSKI & GIBBARD 1995: 550). Die voll-interglaziale Entwicklung der Odintsovo-Warmzeit ist seit der Arbeit von MOSKWITIN (1960) eigentlich nicht zu bestreiten, sofern man vollständig erhaltene Profile betrachtet. In dem von GORETSKY, CHEBOTAREVA & SHICK (1982) anlässlich des Moskauer INQUA-Kongresses herausgegebenen Sammelband sind mehrere Profile mit Pollenspektren beschrieben sowie geologische Schnitte dargestellt, in denen das Odintsovo-Interglazial von Geschiebemergel der Dnjepr-Kaltzeit (= Saale s.str. bzw. Drenthe) unterlagert und von zwei Geschiebemergeln der Moskau-Kaltzeit (= Warthe) überlagert wird. Zwei hochinterglaziale ausgebildete Klimaoptima (Glasowski-Optimum und Roslavl'ski-Optimum) werden im Pollenspektrum von einer kühleren Phase getrennt, was MOSKWITIN (1960)

zur Bezeichnung „kühleres Interglazial“ veranlasste. In Belorussland wird ein Interglazial im gleichen stratigraphischen Niveau als Shklov bezeichnet, in Litauen als Snaigupele. Im Snaigupele-Interglazial, das ERD (1987) eingehend mit der Uecker-Warmzeit von Röpersdorf verglichen, ist keine kühlere Phase zu beobachten, jedoch eine zweimalige Kulmination von *Quercus*. Gewisse Probleme bei der palynologischen Korrelation zwischen Odintsovo, Shklov und Snaigupele, auf die ERD (1987: 309) ebenfalls eingeht, müssen noch gelöst werden. Sie ändern aber nichts an der Tatsache, dass in Osteuropa vom westlichen Baltikum bis zur Russischen Tiefebene voll entwickelte Interglazialprofile zwischen Dnjepr- und Moskau-Vereisung nachgewiesen sind. Auch der Umstand, dass einige ehemals als Odintsovo oder Shklov gedeutete Vorkommen inzwischen in den Cromer-Komplex gestellt werden mussten, beeinflusst diese Feststellung nicht.

Bei den unter 4.6 und 4.7 aus Ost- und Mittelpolen bereits erwähnten Profilen, die auf eine Wärmeperiode zwischen Odra- und Warta-Vereisung hindeuten, handelt es sich sowohl um limnisch-fluviatile organogene Ablagerungen aus dem warthezeitlichen Vereisungsgebiet als auch um Paläoböden aus den periglazialen Lößgebieten in Malopolska und dem Lubliner Hochland. Ihre stratigraphische Stellung ist durch die geologischen Lagerungsverhältnisse und durch TL-Datierungen gestützt, der klimastratigraphische Rang (interglazial oder interstadial) ist nicht immer eindeutig definiert. So gibt es verschiedene Lokalbezeichnungen, die alle den gleichen stratigraphischen Abschnitt meinen: Lublin-Interglazial, Pilica-Interstadial, Grabówka-Interglazial, Lubawa-Interglazial. Auf drei bedeutende Profile sei im Folgenden etwas näher eingegangen.

Das Lubawa-Interglazial wurde von KRUPIŃSKI & MARKS (1986) im Profil Losy bei Lubawa im westlichen Masurischen Seengebiet begründet. Hier konnte ein komplettes voll-interglaziales Pollenspektrum mit 65 % *Quercus* im Wärmeoptimum nachgewiesen werden. Das Vorhandensein von *Azolla filiculoides* sowie das Auftreten des *Tilia*-Gipfels vor dem von *Corylus* sprechen gegen eine Zuordnung zum Eem, sondern stellen eher Parallelen zur Snaigupele- und zur Uecker-Warmzeit dar. TL-Datierungen der unterlagernden Sande bei 273 ka BP und hangender Sande bei 230 ka BP stützen

die stratigraphische Einordnung zwischen Odra und Warta in die ^{18}O -Stufe 7.

Das Grabówka-Interglazial vom gleichnamigen Ort am Unterlauf der Weichsel wurde durch MAKOWSKA (1977) publiziert, ein geologischer Schnitt ist auch bei LINDNER (1984: 38) abgebildet. Die limnischen Sedimente werden hier von Mazovian-Fluviatil und Odra-Till unter- und von Warta-Till und Eem überlagert. Ein vollständiges Pollenspektrum wurde leider nicht untersucht, einzelne Pollenproben brachten aber den Nachweis von *Corylus*, *Tilia*, *Abies*, *Ulmus* und maximal 22 % *Quercus*, woraus die genannten Autoren die Möglichkeit einer voll-interglazialen Entwicklung ableiten. MOJSKI (1995a: 216) weist auf die Unvollständigkeit der palynologischen Beweisführung hin und regt Nacherkundungsbohrungen zur eindeutigen Klärung an.

Sehr eingehend von mehreren Autoren untersucht ist die Chojny-Serie im Tagebau Bełchatów, deren Klimaoptimum von KRUPIŃSKI, MARKS & SZYŃKIEWICZ (1987) ebenfalls als Grabówka-Interglazial gedeutet wird. Die Chojny-Serie ist eine mit unserem Tranitzer Fluviatil faziell-genetisch vergleichbare Abfolge fluviatiler Kiese und Sande, die in ehemaligen Altwasserbildungen Reste organogener Sedimente (Schluff, Mudden, Torf) enthält. Die Serie wird, wie unter 4.6 bereits dargelegt, von Odra-Till (Ławki-Formation) unter- und von Warta-Till (Rogowiec-Formation) überlagert. Die stratigraphische Position zwischen Odra und Warta ist unbestritten und wird durch mehrere TL-Datierungen zwischen 264 ka BP (Basissande) und 183 ka BP (Hangendsande) gestützt (= ^{18}O -Stufe 7). Untersuchungen und Entscheidungen zum klimastratigraphischen Rang gestalten sich schwierig, da in der fluviatilen Fazies die organogenen Schichten oft syngenetisch durch Erosion wieder reduziert werden. In den palynologisch bearbeiteten Profilen 1/1985 und 2/1985 konnten KRUPIŃSKI, MARKS & SZYŃKIEWICZ (1987) nur subarktische bis maximal boreale Verhältnisse nachweisen. Im Profil 3/1986 gelang aber anhand von 60 lückenlos aneinander gereihten Proben die Erarbeitung eines vollständigen Pollendiagramms von Tundra über borealen Kiefern-Birken-Wald zu ausgeprägtem Eichenmischwald (im oberen Teil mit starker Tannen- und Fichtenverbreitung) und als Abschluss wieder borealem Kiefern-Birken-Fichten-Wald unter einer flu-

viatilen Erosionsdiskordanz. Vom Lubawa-Interglazial unterscheidet sich das Pollenspektrum unter anderem durch ein geringeres *Quercus*-Optimum (knapp 15 %) und durch ein gleichzeitiges Dominieren von *Tilia* und *Corylus*. Aber: "Elements of deciduous forest reach 40% in their main phase and hence speak for the interglacial type of the flora" (KRUPIŃSKI, MARKS & SZYNKIEWICZ 1987: 373). Bei der INQUA-SEQS-Tagung in Łódź 1994 fand dieses Ergebnis allerdings keine Mehrheit; man folgte der Auffassung von JASTRZEBSKA-MAMELKA (1993 in MOJSKI 1995a: 216): "...this is an interstadial unit with a specific floristic picture, and it is much warmer than the other numerous interstadial units in the Pleistocene of Poland." Nun: Ob "kühleres Interglazial" (wie MOSKWITIN formulierte) oder "warmes Interstadial" – eine ganz ausgeprägte Wärmeperiode zwischen Odra- und Warta-Ver eisung ist in Mittelpolen zweifelsfrei nachgewiesen. Aus dem Westteil Polens fehlen bisher Hinweise auf eine solche Warmzeit. CZERWONKA & KRZYSZKOWSKI (1992b) legen im Raum Wrocław den Sedimentationsbeginn der fluviatilen Oderschotter (Odra River Formation) in den Zeitraum zwischen Odra und Warta, den sie hier als Pilica-Interstadial bezeichnen.

Das Tranitzer Fluviatil, im östlichen Niederlausitzer Braunkohlerevier zwischen Cottbus-Forst und Weißwasser-Drachhausen verbreitet, wurde durch HELLWIG (1975) begründet und eingehend beschrieben; die spezielle Situation im Tagebau Jänschwalde (4 in Abb. 1) ist einschließlich von HELLWIG durchgeführter Geröllanalysen bei HELLWIG, KÜHNER & NOWEL (1994: 160, 164-166) erläutert. Nach der unter 2. geführten Argumentation kann die stratigraphische Stellung zwischen den Glazialfolgen Saale 2 und Warthe 1 als sicher gelten. Der überwiegend sandige Untere Teil des Fluviatilkörpers wird wegen seiner Geröllzusammensetzung (reicher Anteil an nordischen Komponenten, nach oben abnehmend) und dem palynologischen Nachweis arktischer bis subarktischer Klimaverhältnisse in eingelagerten Mudden (ERD und SEIFERT in HELLWIG 1975) dem Saale 2-Kataglazial zugeordnet. An seiner Obergrenze im Profil des Ostrand-schlauches Jänschwalde gefundene kleine Windkanter belegen eine ehemalige Landoberfläche; aus dem gleichen Niveau bei Klinge stellte

HELLWIG (1992) mehrere Fundstücke vor, die er als nicht abgerollte Steinartefakte deutet. Der insgesamt stärker kiesführende Obere Teil des Fluviatilkörpers enthält in der Fraktion 4-10 mm fast nur südliche Geröllkomponenten mit 57-78 % Quarz und 9-15 % Feldspat aus dem Isergebirge, die ihn als Ablagerung des Flusssystemes der Lausitzer Neiße kennzeichnen. Ein 2-4 m mächtiger Kieshorizont im Basisbereich wurde durch Schotteranalysen (HELLWIG 1975; HELLWIG, KÜHNER & NOWEL 1994) und Schwermineralanalysen (THIEKE 1975) als Ausmerzungszone instabiler Komponenten identifiziert, die als Wirkung eines warmzeitlichen Klimas gedeutet wird. Dieser Bereich wird als Klimaoptimum während der Bildungszeit des Tranitzer Fluviatils interpretiert, darüber folgt der Warthe 1-Anaglazialabschnitt.

Diese Interpretation wird gestützt durch den palynologischen Nachweis wärmerer Klimaverhältnisse in Schluffmudde- und Torfmuddelagen aus dem Kieshorizont; ein interglaziales Pollenspektrum konnte allerdings bisher nicht nachgewiesen werden. Die vollständigen Zählergebnisse der in den 70er und 80er Jahren durchgeführten Untersuchungen teilt ERD (1994a) mit und kommt zu dem Schluss: "Wahrscheinlich ging die Entwicklung von arktischen zu borealen (kühlgemäßigten) Klimabedingungen ... Die thermophilen Elemente (insbesondere *Corylus*, *Quercus* und *Carpinus*) in der oberen Bank könnten ... höchstens subboreales Klima im Übergangsfeld zwischen kühlgemäßigtem und vollinterglazialem gemäßigtem Klima bezeugen. Derartige Verhältnisse können aber auch noch in den Optima von Interstadialen zu verzeichnen sein." Als Hinweis auf das ursprüngliche Vorhandensein und nur durch Erosion in der fluviatilen Fazies bedingte Fehlen der vollinterglazialen EMW-Phase kann möglicherweise ein im betreffenden Kieshorizont an der südlichen Tagebauböschung (östl. 4a in Abb. 1) gefundener, ca. 7 m langer Baumstamm gelten, der vom Labor für quartäre Hölzer Adliswil (SCHOCH 1993) als *Quercus sp.* bestimmt wurde. Auf die wahrscheinliche Identität des Tranitzer Fluviatils mit der ¹⁸O-Stufe 7 nach der TL-Datierung von KRBETSCHKE wurde im Abschnitt 4.7 schon hingewiesen. Auch von palynologischer Seite wird das Prä-Eem-Alter durch – allerdings sehr spärliche – Funde von *Azolla fliculoides* wahrscheinlich gemacht (ERD 1994a: 39, 41). Die

Proben von der Tagebauböschung bei 4a in Abbildung 1 enthielten zwar nur kleine Bruchstücke von Mikrospongien, die auch von *Salvinia* stammen können, in der benachbart geteufte Bohrung 1183/72 wurde aber eine bestimmbare *Glochidie* gefunden. Das äußerst seltene Auftreten von *Azolla* bietet übrigens auch aus palynologischer Sicht ein Argument gegen die von LIPPSTREU (1995: 131) vertretene Zuordnung zur Frühsaalezeit (Fuhne, Dömnitz), da "in der Holstein-Warmzeit und der Fuhne-Kaltzeit *Azolla* stets häufig auftritt und in allen bisherigen Vorkommen der Dömnitz-Warmzeit mit ihren Massenfunden geradezu als kennzeichnend für diesen stratigraphischen Bereich gelten kann" (ERD 1994a: 41).

Weitere Beweise für eine Wärmeperiode im stratigraphischen Niveau zwischen Saale 2 und Warthe 1 sind im Niederlausitzer Braunkohlerevier mehrfach angetroffene Erscheinungen von Entkalkung, Verlehmung und Verbraunung (= Paläobodenbildung). Eine dem Tranitzer Fluvial sehr ähnlich gelagerte Sedimentfolge mit subarktische Mudden im sandigen unteren Teil erkannte HELHWIG (in CEPEK, HELHWIG & NOWEL 1994: 63) in einer Bohrung unmittelbar südwestlich Guben. Die Schotteranalyse des kiesreichen oberen Teils ergibt hier aber nicht das Spektrum der Lausitzer Neiße, sondern wird dem Einzugsgebiet der Kwisa (Queis) zugeordnet.

Eine weitere dem Tranitzer Fluvial ähnliche Bildung beschrieb ZIERMANN (in CEPEK et al. 1975: 1059) aus Groß Wusterwitz in Westbrandenburg. Zwischen den Grundmoränen S II und S III sensu CEPEK gelegen und durch *Viviparus* in liegenden Sanden als postholsteinzeitlich ausgewiesen, befindet sich hier eine 9 m mächtige limnisch-fluviatile Sedimentfolge mit 3 m mächtigen Schluffmudden an der Basis. Die Pollenanalyse durch ERD ergab nur subarktische bis arktische Vegetation, das Vorkommen von *Azolla filiculoides* (nicht umgelagert) belegt ein Alter höher als Eem. Eine nähere Untersuchung wäre hier lohnenswert, ebenso wie bei den in gleicher stratigraphischer Position vermuteten Interglazialschichten der Bohrung Golm 1/71 bei Potsdam (CEPEK et al. 1975: 1069).

Die durch ERD (1987) definierte Uecker-Warmzeit von Röpersdorf in Nordostbrandenburg ist

zweifelsfrei ein voll entwickelter Interglazialtyp im Saale-Komplex Nordostdeutschlands. Die stratigraphische Einordnung zwischen den Glazialfolgen Saale 1 und Saale 2 ist aber nach dem unter 4.3 und 4.7 Gesagten nicht mehr vertretbar. Neben der von LIPPSTREU (1995: 134) empfohlenen Einordnung in das Saale-Frühglazial ist aufgrund des mit dem Snaigupele Litauens vergleichbaren Pollenspektrums auch eine mögliche Position zwischen Drenthe und Warthe ernsthaft zu prüfen. Die bisherige Kenntnis der Flora und Fauna legt diese Möglichkeit durchaus nahe. Der das vermutlich gleiche Interglazial in der nur 7 km entfernten Bohrung Potzlow 1/73 überlagernde Geschiebemergel des Typs SII wäre dann zur Glazialfolge Warthe 2 zu zählen. Im Norden von Sachsen-Anhalt sind die Warmzeitvorkommen von Kesselsohl und Schützensol noch immer nicht eindeutig geklärt. KNOTH (1995: 164) stellt sie ins Eem, während v. POBLOZKI (1995: 447) eine Zugehörigkeit zu dem in rund 50 m tieferem Niveau gelegenen Holstein von Stendal für möglich hält. Die von GLAPA (1970) vorgenommene Einordnung zwischen Drenthe und Warthe bleibt aktuell.

Die Interglaziale im warthezeitlichen Periglazialgebiet Sachsens, Sachsen-Anhalts und Thüringens haben im letzten Jahrzehnt im Widerstreit der Meinungen pro und kontra Intrasaale-Warmzeit eine besondere Rolle gespielt und sollen deshalb etwas ausführlicher betrachtet werden. Hier ist der Langenbogener Boden unbestritten zwischen Drenthe und Warthe positioniert. Er wurde durch KUNERT & ALTERMANN (1965) an der namensgebenden Lokalität Langenbogen (Saalkreis) begründet und durch MANIA & ALTERMANN (1970, 2001) am Profil Lengefeld-Bad Kösen im mittleren Saaletal eingehend dokumentiert. MANIA (1997: 44) kommt zu dem Schluss: "Das Vorkommen der *Celtis*-Steinkerne hat der Langenbogener Boden gemeinsam mit dem Travertin von Bilzingsleben IV. Weiterhin gibt es deutliche Parallelen zum PK IV Böhmens, Mährens und der Slowakei (LOŽEK 1964; DEMEK, KUKLA et al. 1969; KUKLA 1975), der ebenfalls keine *Helicigona banatica*-Fauna, aber nur allgemeine europäische Waldkomponente, assoziiert mit wärmeliebenden Steppenarten sowie Früchte von *Celtis neopleistocaenica* enthält. Der PK IV wird als Hinweis auf eine intrasaalezeitliche Warmzeit angesehen."

Für den von FUHRMANN (1976) im mittel- und westsächsischen Lössgebiet in den Saale-Komplex gestellten Rittmitzer Boden und Altenburger Boden ist der Versuch einer Korrelation wünschenswert. Die durch EISSMANN (1990: 36; 1998) vorgenommene Zurückstufung in die Prädrethezeit ist nicht zwingend.

Der Travertin IV von Bilzingsleben (MANIA 1994b: 369, 1997: 36) "fällt insofern aus dem Rahmen jungpleistozäner Travertine, als er zahlreiche Steinkerne von *Celtis* enthält, *Syringa josikaea* und *Pyra-cantha coccinea* vorkommen. Molluskenfunde deuten auf eine *Helix pomatia*-Fauna hin. Er kann also unmöglich in das Eem gehören, das z.B. durch die Travertine von Burgtonna gut bekannt ist, aber aufgrund seiner tiefen Lage am Hang auch unmöglich dem präsaalezeitlichen Mittelpleistozän zugeordnet werden, obwohl er mit seiner Pflanzenführung nach dahin tendiert. Er kann mit weiteren intrasaalezeitlichen Vorkommen im Saalegebiet ... parallelisiert werden ... ". Ein anderes solches Vorkommen ist der Untere Travertin von Weimar-Ehringsdorf. Neben den unter 4.7 bereits genannten absoluten Altersdaten "waren es vor allem die Untersuchungsergebnisse HEINRICHS zum Schmelzband-Differenzierungsquotienten (SDQ) von *Arvicola* (zuletzt HEINRICH 1991: 73), die eine intrasaalezeitliche Einstufung wieder zur Diskussion stellten" (KAHLKE 1994: 365). MANIA (1997: 46) nennt mit Bezugnahme auf HEINRICH "eine Form von *Arvicola cantianus*, die für ein höheres Alter als Eem spricht", und erläutert anhand der Flora und Fauna sowie der speziellen Ehringsdorfer Lagerungsverhältnisse die Parallelen zu Bilzingsleben IV. Der Auffassung von LITT & TURNER (1993: 127), Ehringsdorf "steht momentan zu isoliert, um einen Schlüssel für die Stratigraphie des Mittel- bzw. Jungquartärs zu liefern", kann man nicht folgen.

Auch für das Interglazial von Neumark-Nord im Geiseltal weisen die unter 4.7 genannten Altersdatierungen von 180-210 ka BP auf ein höheres Alter als Eem hin. MANIA (1990, 1994a, 1996, 1997) trägt (mit Bezugnahme auf SEIFERT 1990a, b und MAI 1990c, 1992) auch aus lithologischer, floristischer und faunistischer Sicht Argumente für ein solches höheres Alter, nämlich zwischen Drenthe und Warthe, vor. So ist die Molluskenfauna weitgehend mit der von Lengefeld-Bad Kösen iden-

tisch einschließlich des charakteristischen Fehlens von *Helicigona banatica*. Eine weitere Besonderheit ist im Optimum des Interglazials das Vorhandensein eines *Acer tataricum*-Eichensteppenwaldes. "Es läßt sich also für das Optimum nicht nur warmgemäßigtes Klima, sondern auch ein starker subkontinental-submediterrane Einfluß nachweisen, wie in keinem bisher untersuchten mittel- und jungpleistozänen Interglazial Mitteleuropas ... Die durch die Pollenanalyse ermittelte Vegetationsfolge ... ähnelt der eemzeitlichen Sukzession, hat aber auch einige Besonderheiten, die es vom Eem abgrenzen" (MANIA 1997: 45). Übereinstimmend mit den makrofloristischen Befunden "weist der hochinterglaziale Bereich einen deutlichen Steppeneinschlag auf. Das wird durch das recht häufige Auftreten von *Malvaceae*, *Liliaceae*, *Artemisia*, Compositen, *Acer* u.a. belegt. Ähnliche Verhältnisse werden in der Odintsovo-Warmzeit ... beobachtet" (SEIFERT 1990b: 152). LITT (1994: 328) unterstellt Lücken im SEIFERTSchen Profil und hält an der Einstufung in das Eem fest; die Auffassung der palynologischen Bearbeiter stehen hier gegeneinander. Nach MANIA (1996, 1999: 6) liefert auch die Beschaffenheit der Deckschichtenfolge wichtige Argumente für die Einstufung in den Saale-Komplex. Verbindliche Aussagen zum SDQ von *Arvicola* für einen direkten Vergleich mit Bilzingsleben IV und Ehringsdorf sind aufgrund bisher zu weniger Funde nicht möglich. Neu ist bei HEINRICH (2001: 136) aber der Nachweis von *Apodemus maasrichtiensi*, der im zentralen Mitteleuropa außerdem nur aus dem Unteren Travertin von Ehringsdorf und dem noch zu besprechenden Interglazial von Grabschütz bekannt ist. Er wurde bisher niemals in eindeutigen Eemvorkommen Mitteleuropas gefunden und in den Niederlanden dem Hoogeveen-Interstadial innerhalb der Saale-Kaltzeit zugeordnet (das ERD 1978: 111 aufgrund des hohen Gehalts an thermophilen Elementen als echte Warmzeit ansieht).

Zu kontroversen Schlussfolgerungen kommen die Bearbeiter von Pollenanalyse einerseits und Makroflora sowie Fauna andererseits auch beim Interglazial von Grabschütz. LITT (1990) stellt für das Interglazial von Grabschütz ein Pollenspektrum vor, das bis auf geringe Abweichungen dem der Eem-Warmzeit von Gröbern gleicht. MAI (1990b)

jedoch weist nach sorgfältiger Analyse der Makroflora wie in Neumark-Nord im Optimum des Interglazials einen *Acer tataricum*-Eichensteppenwald nach (der in Gröbern nicht vorhanden ist!) sowie einen hervortretenden Anteil thermophiler Arten des sog. "Brasenia-Komplexes" und kommt zusammenfassend zu dem Schluss: "Paläofloristisch steht das Grabschützer Interglazial dem Lichvin- und Holstein-Interglazial näher als dem Mikulino- oder Eem-Interglazial. Es kann durchaus ein bisher nicht beschriebenes Interglazial in unserem Gebiet sein." LITT (1990: 100) nimmt die Befunde von MAI zur Kenntnis, hält aber "eine chronologische Differenzierung nicht (für) zwingend, da sich chorologische Interpretationsmöglichkeiten anbieten, die den Unterschied der Interglazialflora von Grabschütz und Gröbern hinreichend erklären." Gegenargumente bringt MANIA (1999: 6). Auch die Ostracodenfauna von Grabschütz zeigt nach FUHRMANN & PIETRZENIUK (1990a, b) deutliche Unterschiede zu stratigraphisch gesicherten Eemvorkommen. "Grabschütz unterscheidet sich von Gröbern und Schönfeld am auffälligsten durch den geringen Anteil von *Limnocythere inopinata* ... Das auf Grabschütz beschränkte Auftreten von *Cypretta eissmanni* und *Cypridopsis concolor* zeigt für dieses Vorkommen ein ungewöhnliches Klima an, wie es heute im mediterranen Raum herrscht. Aufgrund dieser Unterschiede unterstützt die Ostracodenfauna in Übereinstimmung mit der Makroflora das ... voreemzeitliche Alter von Grabschütz." Eine genaue *Arvicola*-Biostratigraphie ist wegen der zu geringen Anzahl gefundener Exemplare auch in Grabschütz nicht möglich (BENECKE, BÖHME & HEINRICH 1990: 259).

Bezüglich der stratigraphischen Einordnung der Interglaziale von Grabschütz und Neumark-Nord stehen sich Argumente der Intrasaale-Warmzeit-Befürworter und -Gegner gegenüber. Für einseitig verabsolutierende Schlussfolgerungen zur Entwicklung der Gesamtregion ist keine ausreichende Grundlage vorhanden. Dem Außenstehenden ist hier vielmehr der weiter vorn zitierte Ermessensspielraum eingeräumt, der hoffentlich durch die weitere Auswertung des Materials von Neumark-Nord weiter eingengt werden kann. Zu den Widersprüchen zwischen Makroflora und Pollenanalyse gibt HEINRICH (in BENECKE et al. 1990: 261) außerdem zu bedenken, "daß die warm-

zeitlichen Grundsukzessionen der Vegetation durch den Wegfall von Exoten zur Gegenwart hin qualitativ immer ähnlicher werden. So erscheint zumindest die Frage berechtigt, ob sich hinter sehr ähnlichen oder sogar weitgehend übereinstimmenden pollenanalytisch belegten Grundsukzessionen der Vegetation nicht doch verschiedene Warmzeiten verbergen könnten."

Im Tagebau Schöningen an der östlichen Grenze von Niedersachsen wurde in den letzten Jahren "eine großzyklische Abfolge des Mittel- und Jungquartärs, die überraschend der Bilzingsleben-Folge gleicht", aufgeschlossen (MANIA 1997: 40). Als Wärmeschwankung im Saale-Komplex wird hier die erosiv in Drenthe-Grundmoräne eingeschchnittene Schöningen-Folge IV angesehen, die einen mächtigen Bodenkomplex aus zwei Böden enthält, die als Pseudogleye ausgebildet sind.

Im westlichen Niedersachsen hat das Profil Quakenbrück zumindest wissenschaftshistorische Bedeutung: Hier interpretierten KOPP & WOLDSTEDT (1965) organogene Schichten aus dem Liegenden des Eem-Beckens als zwischen Drenthe und Warthe gehörend und deuteten sie klimastratigraphisch als "ein Mittelding zwischen Interstadial und Interglazial, für das in Ermangelung eines besseren Ausdrucks zunächst die Bezeichnung Großinterstadial verwendet werden könnte." Den eingeschränkten klimastratigraphischen Rang leiteten sie nicht nur vom bis dato fehlenden vollinterglazialen Pollenspektrum in diesem stratigraphischen Niveau ab, sondern auch von der eingeschränkten Ausdehnung der Krefelder Terrasse am Niederrhein und von der Tatsache, dass "eine hochinterglaziale, wärmezeitliche Transgression, wie sie im Holstein- und Eem-See vorliegen, in dem Abschnitt zwischen Drenthe und Warthe in Nordwest-Europa fehlt." Andererseits lassen sie aber auch keinen Zweifel daran, dass dieser warme Abschnitt „wahrscheinlich nicht ganz kurz, sondern etwas wärmer und wohl auch etwas länger war" als ein "gewöhnliches Interstadial" und gehen – wie schon WOLDSTEDT (1962) – von einem Rücktauen des Inlandeises bis in den Bereich der Åland-Inseln aus. DUPHORN et al. (1973: 229) versuchten eine Umdeutung des Quakenbrücker "Großinterstadials" in Holstein, die aber KOPP & WOLDSTEDT (1965: 41) schon abgelehnt hatten. Nach MEYER (1995: 637) wurde bei

neueren Bohrarbeiten kein Beweis für ein Intra-saale-Interglazial gefunden.

Am Niederrhein in Nordrhein-Westfalen haben KLOSTERMANN, REHAGEN & WEFELS (1988) in Gestalt der Vorsealer Schichten im Liegenden von sicherem Eem eine weitere Folge organogener Sedimente angetroffen, "die die Pollenflora einer warmzeitlichen Vegetation mit EMW (überwiegend *Quercus*), *Taxus*, *Corylus* und viel *Alnus* sowie *Hedera* und *Ilex* enthalten." Der Anteil des Eichenmischwaldes liegt bei maximal 15,5%, der Anteil der thermophilen Laubhölzer zwischen 15 und 20%. Die stratigraphische Einordnung zwischen Drenthe (Untere Mittelterrasse 3) und Warthe (Krefelder Mittelterrasse) kann als sicher gelten und wird durch KLOSTERMANN (1995) ausdrücklich bestätigt. In das gleiche stratigraphische Niveau stellten KAISER & SCHÜTRUMPF (1960) auch die Kempener und Neuwerker Schichten, die nach ihrer kritischen Überprüfung des Niederrheinischen Quartärs nicht mit den holsteinzeitlichen Krefelder Schichten identisch sind. SCHIRMER (1990: 160) greift die Diskussion auf und stellt die unterschiedlichen Deutungen von LANSER (1983) und KLOSTERMANN (1985) gegenüber; leider ist die paläobotanische Stellung der Kempener Schichten nicht geklärt.

Gestützt wird das Vorhandensein einer Drenthe/Warthe-Warmzeit am Niederrhein auch durch palaeopedologische Befunde des Lössprofils Rheindahlen bei Mönchengladbach (PAAS 1982); das Liegende des Rheindahlener Bodens wurde auf 239 ± 26 ka BP, sein Hangendes auf 167 ± 15 ka BP TL-datiert (STREMMER 1989: 190; KLOSTERMANN 1995: 89). BOENIGK & FRECHEN (1998) legen eine geologische Neubearbeitung der Tongrube Kärlich (Mittelrhein) vor und stellen dabei das Kärlicher Interglazial II (über dem Brockentuff) in ein ähnliches stratigraphisches Niveau (MT IV). Damit ist das nach palynologischen Untersuchungen von URBAN (1983) vermutete Intra-saale-Alter und der durch ERD (1987: 307) vorgenommene Vergleich mit der Uecker-Warmzeit von Röpersdorf und dem Snaigupele Litauens wieder aktuell.

In Schleswig-Holstein deutete STREMMER (1989: 192) den Bleichlehm-Palaeosol von Böxlund und den Wenningstedt-Palaeosol von Sylt als Drenthe/Warthe-Wärmeperiode. STEPHAN (1995: 5)

stellt dies in Frage und schreibt: "Alle neueren Erkenntnisse sprechen gegen eine wärmere Zwischenphase ... Wahrscheinlich gab es eine längere eisfreie Phase mit periglazialen Klimaverhältnissen." Nun, Schleswig-Holstein lag dem westskandinavischen Eiszentrum am nächsten und wurde demzufolge auch zuerst vom kalten Klima des Warthe I-Vorstößes betroffen. Ist es aber möglich, dass gleichzeitig am nur ca. 400 km entfernten Niederrhein und im mitteleutschen Raum interglaziale Vegetation mit Eichenmischwald existierte?

Abschließend noch ein paar Worte zur Rügen-Warmzeit von Kap Arkona und Hiddensee in Mecklenburg-Vorpommern, die nach den Untersuchungen von CEPEK (1965, 1967) und ERD (1970, 1973) über rund 25 Jahre als gesicherte Typuslokalität einer Intra-saale-Warmzeit zwischen den Glazialfolgen Saale II und Saale III sensu CEPEK in Nordostdeutschland galt und auch darüber hinaus in die Quartärstratigraphie Eingang fand. Ihre Altersstellung ist seit den Arbeiten von STEINICH (1988, 1992) umstritten. Für das von CEPEK (1992) und ERD (1992) auf der DEUQUA-Tagung in Kiel engagiert verteidigte Intra-saale-Alter sprechen neben der durch CEPEK geklärten lithologischen Abfolge insbesondere "die Funde der präeemzeitlichen Tertiärrelikte *Celtis* und *Azolla filiculoides* in den Cyprinentonen von Hiddensee" (ERD 1992). Eine pollenanalytische Korrelierung mit Holstein oder Eem, aber auch mit der Dömnitz- und der Uecker-Warmzeit schließt ERD (1992) aus. CEPEK (in CEPEK, HELLWIG & NOWEL 1994: 48) sieht eine Korrelationsmöglichkeit zwischen den Pollenzonen 3 und 4 der Rügen-Warmzeit und der Pollenzone F des Profils 3/1986 der Chojny-Serie von Bełchatów nach KRUPIŃSKI, MARKS & SZYŃKIEWICZ (1987). Dort ist dann auch die weitere Vegetationsentwicklung dokumentiert, die in den Profilen Kap Arkona und Hiddensee infolge Erosion fehlt. Für die von STEINICH (1988, 1992) sowie RÜHBERG et al. (1995) diskutierte Zuordnung zum Frühweichsel sprechen die niedrigen absoluten Altersdaten von 27-35 ka BP. ERD (1992) hält eine Intra-Weichsel-Warmzeit in unserem Raum für kaum akzeptabel, während RÜHBERG et al. (1995: 106) Anhaltspunkte für eine solche Einordnung diskutieren und auf das Vorkommen von *Azolla filiculoides* in offenbar posteemzeitlichen Schichten

zwischen Rostock und Wismar verweisen. Hier ist auf jeden Fall noch eine eindeutige Klärung erforderlich. Auch eine mögliche Korrelation mit dem intraweiselszeitlichen Krastudy-Interglazial der polnischen Gliederung (in MOJSKI 1995c: 126) ist zu prüfen. Mit Bezug auf die unter 4. diskutierte Grundmoränenstratigraphie stellt sich dabei auch die Frage, ob der unterlagernde ostbaltische Geschiebemergel dem Saale II sensu CEPEK oder dem warthezeitlichen Hennstedt-Till entspricht.

5.2 Schlussfolgerungen

1. Im Gebiet zwischen der Russischen Tiefebene und dem Niederrhein gibt es eine größere Anzahl warmzeitlicher Profile, die als Beweis für das Vorhandensein einer Wärmeperiode innerhalb des Saale-Komplexes, und zwar zwischen dem saale- (drenthe-) zeitlichen und dem warthezeitlichen Vereisungszyklus, gelten können. Diese Aussage wird in unterschiedlichem Maße durch geologische, palynologische, makrofloristische und faunistische Befunde sowie absolute Altersdaten gestützt. Es wird als nicht sinnvoll angesehen, diese Befunde zu negieren, wenn im engeren eigenen Arbeitsgebiet bisher keine diesbezüglichen Fakten bekannt wurden.
2. Die Aussagen zum klimastratigraphischen Rang der Wärmeperiode sind differenziert zu betrachten. In Osteuropa (Odintsovo, Shklov, Snaigupele) kann eine interglaziale Entwicklung als sicher gelten. In Ost- und Mittelpolen sind interglaziale (Lubawa) oder zumindest über ein normales Interstadialklima hinaus gehende Verhältnisse (Grabówka, Bełchatów) nachgewiesen. Aber auch in Nordostbrandenburg (Uecker), in Mitteldeutschland (Bilzingsleben IV, Ehringsdorf, Lengefeld-Bad Kösen, Neumark-Nord und Grabschütz) sowie am Rhein (Vorsealer, Kärlich II) ist interglaziale Entwicklung nachgewiesen, die stratigraphische Stellung aber z.T. umstritten. Andere Profile, wie das Tranitzer Fluvial in der Niederlausitz, Groß Wusterwitz in Westbrandenburg oder die Kempener und Neuwerker Schichten am Rhein, sind beim gegenwärtigen Kenntnisstand nicht sicher als Interglazial oder Interstadial zu definieren.
3. Eine Parallelisierung oder Korrelation der einzelnen Vorkommen ist noch mit großen Schwierigkeiten verbunden, zumal z.T. nur unvollständige Pollenspektren und z.T. nur makrofloristische oder faunistische Aussagen vorliegen. Als relativ wahrscheinlich kann eine Korrelation zwischen Snaigupele (Litauen), Lubawa (Polen) Uecker (Nordostbrandenburg) und evtl. Kärlich II (Mittelrhein) gelten. Eine andere vergleichbare Linie bilden die von MANIA bearbeiteten Vorkommen Bilzingsleben IV, Unterer Travertin von Ehringsdorf und Lengefeld-Bad Kösen (Thüringen) sowie Neumark-Nord (Geiseltal) und Grabschütz (West Sachsen) mit dem charakteristischen *Acer tataricum*-Eichensteppenwald. Eine Korrelation des Pollenspektrums von Neumark-Nord mit dem der Uecker-Warmzeit ist nicht möglich. Auch das Fehlen oder zumindest sehr spärliches Vorkommen von *Azolla filiculoides* in Neumark-Nord gegenüber etwas häufigerem Vorkommen in der Uecker-Warmzeit weist darauf hin, dass hier zwei unterschiedliche Medien existieren. Gemeinsam hat Neumark-Nord die geringen oder fehlenden *Azolla*-Funde mit dem Tranitzer Fluvial und der Chojny-Serie von Bełchatów. Die ¹⁸O-Stufe 7 umfasst einen relativ langen Zeitraum und ist, wie auch der Kurvenverlauf in der Abbildung 6 erkennen läßt, nicht gleichmäßig ausgestattet. So, wie es in vollständigen Profilen des Odintsovo eigentlich zwei voneinander getrennte Warmzeiten gibt (Glasowski-Optimum und Roslavski-Optimum), kann es vielleicht auch in Mitteleuropa zwei unterschiedliche Entwicklungen in der Vertikalen geben. ERD (1978: 111; 1987: 309) deutet diese Problematik bei den Korrelationsversuchen mit dem Odintsovo bereits an.
4. Die Vergabe eines verbindlichen Namens für den betreffenden Zeitabschnitt ist zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht minder schwierig, nachdem sich die Verallgemeinerung der Bezeichnungen "Treene-Warmzeit" und "Rügen-Warmzeit" als nicht von Dauer erwiesen hat. So sollte der Rat von WOLDSTEDT (1928: 212) Gültigkeit behalten: "Zunächst lokale Gliederung und lokale Bezeichnungen, dann erst der Versuch einer Parallelisierung und die Einführung allgemeingültiger Namen." Als integrativer Rahmen kann die neutrale Bezeichnung "Drenthe/Warthe-Wärmeperiode" verwendet werden.

6 Schriftenverzeichnis

- BASSINOT, F. V., LABEYRIE, L. D., VINCENT, E., QUIDELLEUR, X., SHACKLETON, N. J. & LANCELOT, Y. (1994): The astronomical theory of climate and the age of Brunhes-Matuyama magnetic reversal. – *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 91-108; Amsterdam.
- BEHRENDT, L. (1998): Vergleich der Grundmoränen des Saale-Glazials der Niederlausitz mit denen Nordwestdeutschlands, der Niederlande und Polens. – *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, 5 (2): 29-41; Kleinmachnow.
- BENDA, L. [Hrsg.] (1995): *Das Quartär Deutschlands*. – 408 S., 95 Abb., 30 Tab.; Berlin/Stuttgart.
- BENECKE, N., BÖHME, G. & HEINRICH, W.-D. (1990): Wirbeltierreste aus interglazialen Beckensedimenten von Gröbern (Kr. Gräfenhainichen) und Grabschütz (Kr. Delitzsch). – *Altenburger nat. wiss. Forsch.*, 5: 231-281; Altenburg.
- BER, A. (2000): Pleistocene of North-Eastern Poland and neighbouring areas against crystalline and sedimentary basement. – *Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego*, 170: 89 S.; Warszawa.
- BERENDT, G. (1886): Zur Geognosie der Altmark. – *Jb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst.*, 1886: 105-115; Berlin.
- BOENIGK, N. & FRECHEN, M. (1998): Zur Geologie der Deckschichten von Kärlich/Mittelrhein. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 48: 38-49; Hannover.
- BÖNISCH, R. (1991): Neue quartärgeologische Modelle für Eembecken in der Niederlausitz. – *Tagungsmaterial 38. Jahrestagung GGW*: 95-97; Berlin.
- BRONGER, A. (1999): Löss-Paläoboden-Sequenzen Zentralasiens als Indikatoren einer globalen Klimageschichte des Quartärs? – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 49: 35-54; Hannover.
- & HEINKELE, T. (1989): Paleosol sequences as witnesses of Pleistocene climatic history. – In: A. BRONGER & J. CATT [Eds.]: *Paleopedology – Nature and Application of Paleosols*. – *Catena Supplement*, 16: 163-186; Cremlingen.
- BRUNNER, H. (1961): Eisrandlagen und Vereisungsgrenzen im Hohen Fläming. – *Beih. Geologie*, 31: 1-74; Berlin.
- CASPERS, G., JORDAN, H., MERKT, J., MEYER, K.-D., MÜLLER, H. & STREIF, H. (1995): III. Niedersachsen. – In: BENDA, L. [Hrsg.]: *Das Quartär Deutschlands*: 23-58; Berlin/Stuttgart.
- CEPEK, A.G. (1965): Zur Gliederung des Mittel-Pleistozäns im norddeutschen Flachland. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 16: 255; Öhringen.
- (1967): Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. – *Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont.*, 12 (3/4): 375-404; Berlin.
- (1968): Quartär – In: *Grunariff der Geologie der DDR*, Bd. 1: 385-420; Berlin.
- (1969): Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in den Grundmoränen im Nordteil der DDR. – *Geologie*, 18 (6): 657-673; Berlin.
- (1975): Information über den Stand der stratigraphischen Gliederung des Quartärs in der DDR. – *IUGS-UNESCO Intern. Geol. Correl. Progr., Projekt 73/1/24, Quat. Glaciations in the Northern Hem., Report No. 2*: 67-74; Prague.
- (1979): Zu einigen Aufgaben der methodischen Angleichung der Grundmoränenstratigraphie in der VR Polen und in der DDR. – *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XIV*, 46: 15-20; Toruń.
- (1986): Quaternary Stratigraphy of the German Democratic Republic. – In: V. ŠIBRAVA, D.Q., BOWEN & G.M. RICHMOND [Eds.]: *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*. – *Quat. Science Rev.*, 5: 359-364; Oxford.
- (1991): Zur Einstufung der Geschiebemergel im Profil Schönfeld, Kreis Calau. – In: R. & U. STRIEGLER [Hrsg.]: *Eem von Schönfeld I. – Natur u. Landschaft in der Niederlausitz, Sonderh.*: 41-47; Cottbus.
- (1992): Zur Begründung der Rügen-Warmzeit und ihrer Korrelation. – *Tagungsprogr. u. Kurzfass. zur 26. Tagung der DEUQUA*, 12.-21.9.1992 in Kiel: 31; Kiel (Deutsche Quartärvereinigung).
- , HELLWIG, D., LIPPSTREU, L., LOHDE, H., ZIERMANN, H. & ZWIRNER, R. (1975): Zum Stand der Gliederung des Saale-Komplexes im mittleren Teil der DDR. – *Z. geol. Wiss.*, 3 (8): 1049-1075; Berlin.
- & ERD, K. (1980): Classification and stratigraphy of the Holsteinian and Saalian Complex in the Quaternary of the German Democratic Republic. – *IUGS-UNESCO Intern. Geol. Correl. Progr., Project 73/1/24, Quat. Glaciations in the Northern Hem., Report No. 7*: 50-56; Prague.
- & NOWEL, W. (1991): Zum Pleistozän im Raum Klinge-Dubrau (östliche Niederlausitz), ein Typusgebiet für den Saale-Komplex. – *Z. geol. Wiss.*, 19 (3): 289-316; Berlin.
- , HELLWIG, D. & NOWEL, W. (1994): Zur Gliederung des Saale-Komplexes im Niederlausitzer Braunkohlenrevier. – *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, 1 (1): 43-83; Kleinmachnow.
- CZERWONKA, J.A. & KRZYSZKOWSKI, D. (1992a): Till characteristics and stratigraphy in the Kleszczów Graben (Central Poland). – *Quaternary Studies in Poland*, 11: 43-64; Poznań.
- & KRZYSZKOWSKI, D. (1992b): Pleistocene Stratigraphy of the Central Part of Silesian Lowland, Southwestern Poland. – *Bull. Polish Acad. Science, Earth Science*, 40 (3): 203-233; Warszawa.

- & WITTEK, B. (1977): Granulometric and petrographic studies of tills of South Western Poland. – *Biul. Inst. Geol.*, **305**: 45-58; Warszawa.
- DEMEK, J. & KUKLA, I. (1969): Periglazialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei. – 158 S.; Brno.
- DUPHORN, K., GRUBE, F., MEYER, K.-D., STREIF, H. & VINKEN, R. (1973): State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany, A. Area of the Scandinavian Glaciation, 1. Pleistocene and Holocene. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 222-250; Öhringen.
- EHLERS, J. (1983): The Glacial History of North-West Germany. – In: EHLERS, J. [Ed.]: *Glacial deposits in North-West Europe*: 229-238; Rotterdam.
- (1992): Origin and distribution of red tills in North Germany. – *Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca* **81**: 97-105; Stockholm.
- (1995a): II. Hamburg. – In: BENDA, L. [Hrsg.]: *Das Quartär Deutschlands*: 14-22; Berlin/Stuttgart.
- (1995b): Geologische Karte von Hamburg 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 2425 Hamburg. – *Geologisches Landesamt*: 164 S.; Hamburg.
- , MEYER, K.-D. & STEPHAN, H.-J. (1984): The Pre-Weichselian glaciations of North-West Europe. – *Quatern. Science Rev.*, **3**: 1-40; Oxford.
- , KOZARSKI, S. & GIBBARD, P. (1995): Glacial deposits of North-East Europe: general overview. – In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & GIBBARD, P. [Eds.]: *Glacial deposits in North-East Europe*: 547-552; Rotterdam.
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe – Modell einer Landschaftsentwicklung am Rand der europäischen Kontinentalvereisung. – *Schriftenr. geol. Wiss.*, **2**: 1-263; Berlin.
- (1990): Das mitteleuropäische Umfeld der Eemvorkommen des Saale-Elbe-Gebietes und Schlußfolgerungen zur Stratigraphie des jüngeren Quartärs. – *Altenburger nat. wiss. Forsch.*, **5**: 11-48; Altenburg.
- (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). – *Altenburger nat. wiss. Forsch.*, **7**: 55-135; Altenburg.
- (1995): VIII. Sachsen. – In: BENDA, L. [Hrsg.]: *Das Quartär Deutschlands*: 171-198; Berlin/Stuttgart.
- (1997): Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen. – *Altenburger nat. wiss. Forsch.*, **8**: 1-98; Altenburg.
- (1998): Das Quartär Nord- und Mitteldeutschlands (Zusammenfassung). – *TERRA NOSTRA, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung* 98/3, Geo-Berlin '98, Gemeinsame Jahrestag. d. DGG, DMG, GGW & Pal.Ges., 6.-9. Okt. 1998 TU Berlin, Progr. u. Zusammenfass. d. Tagungsbeitr., V 67; Berlin.
- & LITT, T. [Hrsg.] (1994): *Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes.* – Zur 27. DEUQUA-Tagung in Leipzig. – *Altenburger nat. wiss. Forsch.*, **7**; 458 S.; Altenburg.
- ERD, K. (1970): Pollenanalytical classification of the Middle Pleistocene in the German Democratic Republic. – *Palaeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **8**: 129-145; Amsterdam.
- (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. – *Z. geol. Wiss.*, **1** (9): 1087-1103; Berlin.
- (1978): Pollenstratigraphie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen. – *Schriftenr. geol. Wiss.*, **9**: 99-119; Berlin.
- (1987): Die Uecker-Warmzeit von Röpersdorf bei Prenzlau als neuer Interglazialtyp im Saale-Komplex der DDR. – *Z. geol. Wiss.*, **15** (3): 297-313; Berlin.
- (1992): Pollenanalytische Charakteristik und Abgrenzung der Cyprinintone von Rügen und Hiddensee. – *Tagungsprogr. u. Kurzfass. zur 26. Tagung der DEUQUA 12.-21.9.1992 in Kiel*: 36; Kiel (Deutsche Quartärvereinigung).
- (1994a): Palynologische Aussagen zum Holstein- und Saale-Komplex im Gebiet des Tagebaus Jänschwalde. – *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **1** (1): 36-42; Kleinmachnow.
- (1994b): Zum Gedenken an Alexander Georg Cepek (27.11.1929 - 9.5.1994). – *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **1** (1): 127-128; Kleinmachnow.
- FUHRMANN, R. (1976): Die stratigraphische Stellung der Löße in Mittel- und Westsachsen. – *Z. geol. Wiss.*, **4** (9): 1241-1270; Berlin.
- & PIETRZENIUK, E. (1990a): Die Ostrakodenfauna des Interglazials von Gröbern (Kreis Gräfenhainichen). – *Altenburger nat. wiss. Forsch.*, **5**: 168-193; Altenburg.
- (1990b): Die Ostrakodenfauna des Interglazials von Grabschütz (Kreis Delitzsch). – *Altenburger nat. wiss. Forsch.*, **5**: 202-227; Altenburg.
- FUHRMANN, U. (1983): Kalium-Argon-Untersuchungen an neogenen Vulkaniten des Rheinischen Schildes. – *Diss. Univ. Heidelberg*: 157 S.; Heidelberg.
- GAUGER, W. & MEYER, K.-D. (1970): Ostbaltische Geschiebe (Dolomite, Old-Red-Sandsteine) im Gebiet zwischen Lüneburg und Uelzen. – *Der Geschiebesammler*, **5** (1): 1-12; Hamburg.
- GLAPA, H. (1970): Zur Stratigraphie des Pleistozäns im Gebiet der Letzlinger Heide und im Elbtal nördlich Magdeburg. – *Geologie*, **19** (2): 206-242; Berlin.
- (1971): Warthezeitliche Eisrandlagen im Gebiet der Letzlinger Heide. – *Geologie*, **20** (10): 1087-1110; Berlin.

- GORETSKY, G. I., CHEBOTAREVA, N. S. & SHICK, S. M. [Eds.] (1982): Moscow ice sheet of East Europe. – Academia of Sciences of the USSR, Commission for Studies of the Quaternary Period, XI. INQUA Congress: 240 S.; Moskwa.
- GRUBE, F. (1967): Die Gliederung der Saale-(Riß-) Kaltzeit im Hamburger Raum. – *Fundamenta*, B 2: 168-195; Köln/Graz.
- GRUNER, H. (1889): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Blatt Tangerhütte und Blatt Tangermünde. – Berlin (Kgl. Preuß. Geol. Landesanst.).
- HEINRICH, W.-D. (1991): Zur biostratigraphischen Einordnung der Fundstätte Bilzingsleben an Hand fossiler Kleinsäugetiere. – *Veröff. Landesmus. Vorgesch.* Halle, 44: 71-79; Berlin.
- (2001): Kleinsäugerreste aus interglazialen Ablagerungen von Neumark-Nord. Vorläufige Mitteilung. – *Præhistoria Thuringica*, 6/7: 132-138; Artern.
- HELLWIG, D. (1975): Fluviale Bildungen innerhalb des Saale-Komplexes im Raum Cottbus-Forst. – *Z. geol. Wiss.*, 3 (8): 1077-1090; Berlin.
- (1992): Erste Funde von Artefakten im intrasaalezeitlichen Tranitzer Fluvial in Klinge bei Cottbus. – Vortrag zur 26. DEUQUA-Tagung 1992; Kiel (unveröff.).
- , KÜHNER, R. & NOWEL, W. (1994): Exkursionshalt A 1/2: Ostrandschlauch Tagebau Jänschwalde, ca. 2 km westl. Mulknitz. – *Altenburger nat. wiss. Forsch.*, 7: 156, 160, 164-166; Altenburg.
- HUCKE, K. (1922): *Geologie von Brandenburg*. – 352 S.; Stuttgart.
- ILLIES, H. (1952): Eisrandlagen und eiszeitliche Entwässerung in der Umgebung von Bremen. – *Abh. naturwiss. Verein Bremen*, 33: 19-56; Bremen.
- JÄGER, K.-D. (1999): Travertin- und Loess-Interglaziale zwischen Thüringen und Mähren. – Vortrag z. Symposium "Quartär-Stratigraphie: Methoden – Gliederungen – Korrelationen" am 12.6.1999, TU Berlin, (unveröff.).
- JORDAN, H. (1975): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Großburgwedel Nr. 3525. – 93 S., 1 Kt.; Hannover (Niedersächs. Landesamt f. Bodenforsch.).
- KAHLKE, R.-D. (1994): Exkursionspunkt B 2/2: Travertinbrüche Weimar-Ehringsdorf. – *Altenburger nat. wiss. Forsch.*, 7: 362-366; Altenburg.
- KAISER, K. & SCHÜTRUMPF, R. (1960): Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 11: 166-185; Öhringen.
- KAUNHOWEN, F., KEILHACK, K. & MEYER, E. (1923): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Lübbenau. – 40 S., 1 Kt.; Berlin (Preuß. Geol. Landesanst.).
- KELLER, G. (1953): Die Beziehung des Rehburger Stadiums südlich Anklam (Kr. Bersenbrück) zur saale-eiszeitlichen Grundmoräne. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 3: 58-64; Öhringen.
- KLOSTERMANN, J. (1985): Versuch einer Neugliederung des späten Elster- und des Saale-Glazials der Niederrheinischen Bucht. – *Geol. Jb.*, A 83: 3-46; Hannover.
- (1995): IV. Nordrhein-Westfalen. – In: BENDA, L. [Hrsg.]: *Das Quartär Deutschlands*: 59-94; Berlin/Stuttgart.
- , REHAGEN, H.-W. & WEFELS, U. (1988): Hinweise auf eine saalezeitliche Warmzeit am Niederrhein. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 38: 115-127; Hannover.
- KNOTH, W. (1995): VII. Sachsen-Anhalt. – In: L. BENDA [Hrsg.]: *Das Quartär Deutschlands*: 148-170; Berlin/Stuttgart.
- KOPP, E. & WOLDSTEDT, P. (1965): Über den Charakter der Wärmezeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stage in Norddeutschland. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 16: 37-46; Öhringen.
- KRASNOV, I.I. (1978): Stratigraphische Korrelation der Quartärablagerungen im östlichen Gebiet der fenno-skandischen Vereisungen. – *Schriftenr. geol. Wiss.*, 9: 69-79; Berlin.
- KRUPINSKI, K.M. & MARKS, L. (1986): Interglacial sediments at Losy, Mazury Lakeland. – *Bull. Polish Acad. Science, Earth Science*, 34 (4): 375-386; Warszawa.
- , MARKS, L. & SZYKIEWICZ, A. (1987): Three New Sites of the Middle Pleistocene Fossil Floras from the Bełchatów Mine, Central Poland. – *Bull. Polish Acad. Science, Earth Science*, 35 (4): 359-377; Warszawa.
- KRZYSZKOWSKI, D. (1993): The Wartanian Siedlec Sandur (Zedlitzer Sander) southwards the Trzebnica Hills, Silesian Lowland, Southwestern Poland: re-examination after fifty years. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 43: 53-66; Hannover.
- KUKLA, G. J. (1975): Loess stratigraphy of Central Europe. – In: BUTZER, K.W. [Ed.]: *After the Australopithecines: stratigraphy, ecology and culture change in the Middle Pleistocene*: 99-188; Mouton.
- KUNERT, R. & ALTERMANN, M. (1965): Das Pleistozän zwischen Saale und Wipper. – *Geologie*, 14 (5/6): 520-553; Berlin.
- LANG, H. D. (1983): Aufbau, Alter und regionale Einordnung der Endmoränen im Gebiet des Falken-Berges bei Fallingb. (Niedersachsen). – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 33: 31-43; Hannover.
- (1993): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Untersuchungen im Gebiet der "Falkenberg-Endmoräne". – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 43: 23-28; Hannover.
- LANSER, K.-P. (1983): Die Krefelder Terrasse und ihr Liegendes im Bereich Krefeld. – *Diss. Univ. Köln*: 241 S.; Köln.

- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Forschungen zur deutschen Landeskunde, 204: 307 S.; Trier.
- LINDNER, L. (1984): An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland. – Acta Geologica Polonica, 34 (1-2): 27-49; Warszawa.
- (1988): Stratigraphy and extents of Pleistocene continental glaciations in Europe. – Acta Geologica Polonica, 38 (1-4): 63-83; Warszawa.
- (1991): Stratigraphy of main Pleistocene loess horizons and paleosols in mid-eastern Europe. – Acta Geologica Polonica, 41 (1-2): 85-100; Warszawa.
- , DZIERŻEK, J., LAMPARSKI, Z., MARKS, L. & NITYCHORUK, J. (1995): Zarys stratigrafii czwartorzędę Polski; główne poziomy osadów glacialnych i interglacialnych oraz ich rozprzestrzenienie. – Przegląd Geologiczny, 43 (7): 586-591; Warszawa.
- & GRZYBOWSKI, K. (1982): Middle-Polish glaciations (Odranian, Wartanian) in southern central Poland. – Acta Geologica Polonica, 32 (3-4): 191-206; Warszawa.
- & MARCINIAK, B. (1998): The occurrence of four interglacials younger than the Sanian 2 (Elsterian 2) Glaciation in the Pleistocene of Europe. – Acta Geologica Polonica, 48 (3): 247-263; Warszawa.
- & MARKS, L. (1999): New approach to stratigraphy of palaeolake and glacial sediments of the younger Middle Pleistocene in mid-eastern Poland. – Geological Quarterly, 43 (1): 1-8; Warszawa.
- , WOJCIANOWICZ, J. & BOGUTSKY, A.B. (1998): Main stratigraphical units of the Pleistocene in southeastern Poland and the northwestern Ukraine, and their correlation in Western and mid-eastern Europe. – Geological Quarterly, 42 (1): 73-86; Warszawa.
- LINKE, G., KATZENBERGER, O. & GRÜN, R. (1985): Description and ESR dating of the Holsteinian Interglaciation. – Quaternary Science Rev., 4: 319-331; Oxford.
- LIPPSTREU, L. (1995): VI. Brandenburg. – In: L. BENDA [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 116-139; Berlin/Stuttgart.
- , HERMSDORF, M., SONNTAG, A. & THIEKE, H.U. (1994): Zur Gliederung der quartären Sedimentabfolgen im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Jänschwalde und in seinem Umfeld – Ein Beitrag zur Gliederung der Saale-Kaltzeit in Brandenburg. – Brandenburgische Geowiss. Beitr., 1 (1): 15-35; Kleinmachnow.
- LITT, T. (1990): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Klimaentwicklung während des Jungpleistozäns in den Becken von Gröbern und Grabschütz. – Altenburger nat. wiss. Forsch., 5: 92-105; Altenburg.
- (1994): Zur stratigraphischen Einstufung des Interglazials von Neumark-Nord aufgrund neuer pollenanalytischer Befunde. – Altenburger nat. wiss. Forsch., 7: 328-333; Altenburg.
- & TURNER, C. (1993): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Die Saalesequenz in der Typusregion (Berichte der SEQS 10). – Eiszeitalter u. Gegenwart, 43: 125-128; Hannover.
- LOŽEK, V. (1964): Mittel- und jungpleistozäne Lößserien in der Tschechoslowakei und ihre Bedeutung für die Lößstratigraphie Mitteleuropas. – In: Report of the VI. Intern. Congress an Quaternary Warsaw 1961, 4: 525-549; Łódź.
- MAI, D. H. (1990a): Die Flora des Interglazials von Gröbern (Kreis Gräfenhainichen). – Altenburger nat. wiss. Forsch., 5: 106-115; Altenburg.
- (1990b): Die Flora des Interglazials von Grabschütz (Kreis Delitzsch). – Altenburger nat. wiss. Forsch., 5: 116-137; Altenburg.
- (1990c): Die Flora des Interglazials von Neumark-Nord, Kr. Merseburg (vorläufige Mitt.). – Veröff. Landesmus. Vorgesch. Halle, 43: 159-160; Berlin.
- (1992): Über einige Steppen- und Salzpflanzen in sächsisch-thüringischen Interglazialen und ihre vegetationsgeschichtliche Bedeutung. – Gleditschia, 20: 57-85; Berlin.
- MAKOWSKA, A. (1977): Poziom interglacialny wśród osadów zlodowacenia środkowopolskiego w Dolinie Dolnej Wisły. – Kwart. Geol., 21 (4): 769-787; Warszawa.
- MANHENKE, V. & GROSSE, R. (1970): Beitrag zur Kenntnis des Pleistozäns nordwestlich von Leipzig (Hatzfeld). – Geologie, 19 (8): 909-930; Berlin.
- MANIA, D. (1990): Stratigraphie, Ökologie und mittelpaläolithische Jagdbefunde des Interglazials von Neumark-Nord (Geiselal). – Veröff. Landesmus. Vorgesch. Halle, 43: 9-130; Berlin.
- (1994a): Das Interglazialvorkommen von Neumark-Nord. – Altenburger nat. wiss. Forsch., 7: 324-327; Altenburg.
- (1994b): Exkursionspunkt B 2/4: Mittelpleistozän und Altpaläolithikum von Bilzingsleben. – Altenburger nat. wiss. Forsch., 7: 367-374; Altenburg.
- (1996): Das Interglazial von Neumark-Nord (Geiselal) – Zum Untersuchungsstand 1994. – Tübinger Monographien zur Urgeschichte, 11: 217-229; Tübingen.
- (1997): Einleitung: Bilzingsleben – 25 Jahre *Homo erectus* im Saale-Elbe-Gebiet. Das Quartär des Saalegebietes und des Harzvorlandes unter besonderer Berücksichtigung der Travertine von Bilzingsleben – Ein Beitrag zur zyklischen Gliederung des eurasischen Quartärs. – In: MANIA, D. [Hrsg.]: Bilzingsleben V, *Homo erectus* – seine Kultur und Umwelt: 17-103; Bad Homburg, Leipzig.
- (1999): 125 000 Jahre Klima- und Umweltentwicklung im mittleren Elbe-Saale-Gebiet. – Hercynia, N.F., 32: 1-97; Halle, Leipzig.

- & ALTERMANN, M. (1970): Zur Gliederung des Jung- und Mittelpleistozäns im mittleren Saaletal bei Bad Kösen. – *Geologie*, **19** (10): 1161-1184; Berlin.
- (2001): Die Deckschichten von Lengefeld-Bad Kösen im mittleren Saaletal – ein Typusprofil für die Quartärstratigraphie. – *Præhistoria Thuringica*, **6/7**: 103-131; Artern.
- MARCINEK, J. (1961): Über die Entwicklung des Baruther Urstromtals zwischen Neißة und Fiener Bruch. – *Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, math.-nat. R.*, **10**: 13-46; Berlin.
- MENKE, B. (1970): Ergebnisse der Pollenanalyse zur Pleistozänstratigraphie und zur Pliozän-Pleistozän-Grenze in Schleswig-Holstein. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **21**: 5-21; Öhringen.
- (1985): Eem-Interglazial und Treene-Warmzeit in Husum/Nordfriesland. – *Geol. Jb.*, **A 86**: 63-99; Hannover.
- MENSCHING, H. (1969): Landformen im Kartenbild. – *Topographisch-Geomorphologische Kartenproben 1:25000, Gruppe I: Norddeutsches Flachland. Kartenprobe 5: Altmoränenlandschaft der Dammer Berge, nordwestlich des Dümmer.* – *Geomorphologische Beschreibung*: 5-10; Braunschweig.
- MEYER, K.-D. (1995): Stop 31: Holdorf-Quakenbrück glacier-tongue basin. – In: SCHIRMER, W. [Ed.]: *Quaternary field trips in Central Europe*, **2**: 637-638; München.
- MOJSKI, J. E. (1985): *Geology of Poland, Volume I stratigraphy, part 3b Cainocoic, Quaternary.* – 248 S.; Warszawa (Wyd. Geol.).
- (1995a): The Warta unit in the Pleistocene stratigraphy of Poland. – *Acta Geogr. Łódziensia*, **68**: 213-225; Łódź.
- (1995b): Pleistocene glacial events in Poland. – In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & GIBBARD, P. [Eds.]: *Glacial deposits in North-East Europe*, 287-292; Rotterdam.
- (1995c): Baltic traverse. Overview Poland. – In: SCHIRMER, W. [Ed.]: *Quaternary field trips in Central Europe, Vol. I*: 125-128; München.
- MOSKOWITIN, A. I. (1960): Über warme und kühlere Interglaziale in der UdSSR. – *Ber. geol. Ges. DDR*, **5** (1/2): 5-20; Berlin.
- MÜLLER, A. (1988): Das Quartär im mittleren Elbegebiet zwischen Riesa und Dessau. – *Diss. Univ. Halle*, (unveröff.).
- NITYCHORUK, J., HOEFS, J. & SCHNEIDER, J. (1999): Klima-Änderungen im Pleistozän: Isotopenuntersuchungen an fossilen Seesedimenten aus dem Holstein-Interglazial Ost-Polens. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **49**: 21-34; Hannover.
- NOWEL, W. (1965): Untersuchungen über die Lagerungsverhältnisse des Quartärs im westlichen und mittleren Teil des Lausitzer Braunkohlen-Kernreviers. – *Dipl.-Arb. Geol. Inst. Bergakad. Freiberg*: 198 S.; Freiberg/Sa. (unveröff.).
- (1982-84): Die geologische Entwicklung des Bezirkes Cottbus, Teil III: Das Quartär. – *Natur und Landschaft Bez. Cottbus NLBC*, **4**: 3-38, **5**: 3-26, **6**: 3-33; Cottbus.
- (1991): Eine neue quartärgeologische Übersichtskarte des ehemaligen Bezirkes Cottbus im Maßstab 1:200000. – *Petermanns Geogr. Mitt.*, **135** (1): 67-73; Gotha.
- (1992): Geologische Übersichtskarte des Niederlausitzer Braunkohlenreviers im Maßstab 1:200 000. – *Lausitzer Braunkohle AG (LAUBAG)*; Senftenberg.
- (1996): Aktuelle Bemerkungen zur Gliederung des Saale-Komplexes im Quartär der Niederlausitz. – *Natur und Landschaft in der Niederlausitz*, **17**: 54-77; Cottbus.
- (1998): Zeugen der Eiszeit in der Lausitz. – *Lausitzer Braunkohle AG (LAUBAG)*: 34S.; Senftenberg.
- & CEPEK, A.G. (1988): Das Pleistozän von Klinge-Dubrau (Kr. Forst). – *Natur und Landschaft Bez. Cottbus NLBC*, **10**: 3-20; Cottbus.
- , BÖNISCH, R., SCHNEIDER, W. & SCHULZE, H. (1994): *Geologie des Lausitzer Braunkohlenreviers. – Lausitzer Braunkohle AG (LAUBAG)*; Senftenberg.
- PAAS, W. (1982): Paläoböden des Niederrheins – *Geol. Jb.*, **F 14**: 228-239; Hannover.
- PICARD, K. (1959): Gliederung pleistozäner Ablagerungen mit fossilen Böden bei Husum/Nordsee. – *N. Jb. Geol. Pal., Mh.*, **6**: 259-272; Stuttgart.
- PICARD, K. (1960): Zur Untergliederung der "Saalvereisung" im Westen Schleswig-Holsteins. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **112**: 316-325; Hannover.
- PBLOZKI, B.V. (1972): *Lithofazieskarte Quartär im Maßstab 1:50 000, Blatt 1964 Stendal*; Berlin (Zentrales Geologisches Institut).
- (1973): *Lithofazieskarte Quartär im Maßstab 1:50 000, Blatt 1963 Klötze*; Berlin (Zentrales Geologisches Institut).
- (1995): *Quaternary geology of the Altmark region.* – In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & GIBBARD, P. [Eds.]: *Glacial deposits in North-East Europe*: 473-484; Rotterdam.
- QUITZOW, H.W. (1956): Die Terrassengliederung im niederrheinischen Tieflande. – *Geol. en Mijnbouw, N.S.*, **18**: 357-373; s'Gravenhage.
- RICHTER, K. (1968): Klimatische Zyklen im norddeutschen Vereisungsgebiet. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 262-267; Öhringen.
- RÓŻYCKI, S. (1972): *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie.* – 315 S.; Warszawa (PWN).

- RÜHBERG, N., SCHULZ, W., BÜLOW, W.v., MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., BREMER, F. & DANN, T. (1995): V. Mecklenburg-Vorpommern. – In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 95-115; Berlin/Stuttgart.
- RUSKE, R. (1965): Zur Gliederung der Holstein- und Saalezeit im östlichen Harzvorland. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 16: 88-96; Öhringen.
- SARNTHEIN, M., STREMMER, H. E. & MANGINI, A. (1986): The Holsteinian Interglaciation: time-stratigraphic position and correlation to stable-isotope stratigraphy of deep-sea sediments. – *Quat. Res.*, 26: 283-298; Washington.
- SCHIRMER, W. (1990): Stauchmoränen und Aldekerker Platte. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas, Deuqua-Führer 1: 153-164; Dormagen.
- [Ed.] (1995): Quaternary field trips in Central Europe (XIV. INQUA Congress August 3-10, 1995, Berlin, Germany). Volume 1: Regional field trips, Volume 2: Field trips on special topics, Volume 3: Field trips in Berlin and environs, Volume 4: Exkursionen in Berlin und Umland. – 1424 S.; München.
- SCHLÜTER, G. (1978): Geschiebezählungen im Altmorenengebiet Schleswig-Holsteins. – *Der Geschiebesammler*, 12 (2/3): 3-12; Hamburg.
- SCHOCH, W. H. (1993): Bestimmung einer Holzprobe aus dem Tranitzer Fluvialit des Tagebaus Jänschwalde als *Quercus sp.* = Eiche. – *Briefl. Mitt. des Labors für quartäre Hölzer* W. H. SCHOCH an Herrn Prof. HABBE, Erlangen, v. 11. Dez. 1993.
- SCHUBERT, G. (1979): Aufschlußbefunde zu einer jungpleistozänen Laufverlegung der Lausitzer Neiße (Nochtener Neißelauf) und zur Terrassengliederung. – *Z. geol. Wiss.*, 7 (4): 463-477; Berlin.
- SCHWARZ, H.P., GRÜN, R., LATHAM, A.G., MANIA, D. & BRUNNACKER, K. (1988): The Bilzingsleben archaeological site: New dating evidence. – *Archeometry*, 30: 5-17; Oxford.
- SEIFERT, M. (1990a): Vegetationsgeschichtliche Entwicklung des Interglazials von Neumark-Nord. – *Ethnogr.-Archäol. Z.*, 31: 10-15; Berlin.
- (1990b): Ein Interglazial von Neumark-Nord (Geiseltal) im Vergleich mit anderen Interglazialvorkommen in der DDR. – *Veröff. Landesmus. Vorgesch. Halle*, 43: 131-143; Berlin.
- STANKOWSKI, W. (2000): The Quaternary stratigraphy correlation of Great Poland Lowland and Central Germany. – *Exkursionsf. u. Veröffl. GGW*, 209: 4-5; Berlin.
- STEDING, D. (1976): Das Quartär in der südöstlichen Oberlausitz. – In: PRÄGER, F. [Hrsg.]: Exkursionsführer "Die glazigenen Bildungen im Südosten der DDR und ihre Beziehungen zum angrenzenden periglazialen Gebiet im Norden der CSSR", *Ges. geol. Wiss. DDR*: 6-12; Berlin.
- STEINICH, G. (1988): Neue Ergebnisse zur Quartärgeologie auf Nordrügen. – *Exkursionsf. 35. Jahrestagg. GGW in Greifswald*: 25-40; Berlin.
- (1992): Die stratigraphische Einordnung der Rügen-Warmzeit. – *Z. geol. Wiss.*, 20 (1/2): 125-154; Berlin.
- STEPHAN, H.-J. (1995): I. Schleswig-Holstein. – In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 1-22; Berlin/Stuttgart.
- , KABEL, C. & SCHLÜTER, G. (1983): Stratigraphical problems in the glacial deposits of Schleswig-Holstein. – In: EHLERS, J. [Hrsg.]: *Glacial deposits in North-West Europe*, 305-320; Rotterdam.
- STREMMER, H. E. (1989): Thermoluminescence Dating of the Pedostratigraphy of the Quaternary Period in NW Germany. – *Geoderma*, 45: 185-195; Amsterdam.
- STRIEGLER, R. & STRIEGLER, U. [Hrsg.] (1991): Eem von Schönfeld I. – Natur und Landschaft in der Niederlausitz, Sonderh.: 213 S.; Cortbus.
- TGL 25 232 (1971): Analyse des Geschiebestandes quartärer Grundmoränen. – *Fachbereichsstandard*, Bl. 1-6, Staatssekr. f. Geologie, Berlin (2. erg. Aufl. 1980, Bearbeiter: A.G. CEPEK).
- TGL 25 234/07 (1981): Stratigraphische Skala der DDR, Quartär. – *Fachbereichsstandard*, Ministerium f. Geologie, Berlin (Bearbeiter: A.G. CEPEK).
- THIEKE, H.-U. (1975): Schwermineralogische Kennzeichnung von fluviatilen spätster-glazialen bis frühsaale-glazialen Ablagerungen im mittleren Teil der DDR. – *Z. geol. Wiss.*, 3 (8): 1091-1101; Berlin.
- THOME, K. N. (1998): Einführung in das Quartär. – 288 S.; Berlin/Heidelberg.
- TREMBACZOWSKI, J. (1961): Przyczynki do metodyki badań granulometryczno – petrograficznych utworów morenowych. – *Annales UMCS*, 16: 63-94; Lublin.
- URBAN, B. (1983): Biostratigraphic correlation of the Kärlich Interglacial, Northwestern Germany. – *Boreas*, 12: 83-90; Oslo.
- WIEGANK, F. (1977): Paläomagnetische Datierung und Korrelation paläoklimatischer Ereignisse des Mittel- und Jungpleistozäns. – *Z. geol. Wiss.*, 5 (6): 705-715; Berlin.
- WOLDSTEDT, P. (1927): Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. – *Sitzungsber. Preuß. Geol. Landesanst.*, (2): 115-119; Berlin.
- (1928): Die Gliederung des nordeuropäischen Diluviums. – *Extract du Comte Rendu de la réunion géologique internat. à Copenhague*: 209-224; Kopenhagen.
- (1962): Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 13: 115-124; Öhringen.

- & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – 3. Aufl.: 500 S.; Stuttgart.
- WOLF, L. (1992): Buchbesprechung L. EISSMANN [Hrsg.] Die Eemwarmzeit und die frühe Weichseleiszeit im Saale-Elbe-Gebiet: Geologie, Paläontologie, Palökologie. – Z. geol. Wiss., 20 (1/2): 189-190; Berlin.
- , STEDING, D. & SCHUBERT, G. (1992): Quartär. – In: HOTH, K., EILERS, H., FRITZSCHE, H. [Hrsg.]: Geologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1:400 000. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Freiberg.
- ZAGWIJN, W. H. (1992): The beginning of the ice age in Europe and its major subdivisions. – Quart. Science Rev., 11: 583-591; Oxford.
- & VAN STAALDUINEN, C. J. (1975): Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland (Explanation of general geological maps of the Netherlands). – Rijks Geologische Dienst: 134 S.; Haarlem.
- ZANDSTRA, J.G. (1976): Sedimentpetrographische Untersuchungen des Geschiebelehms von Emmerschans (Drenthe, Niederlande) mit Bemerkungen über eine Typeneinteilung der Saale-Grundmoräne. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 27: 30-52; Öhringen.
- ZÖLLER, L. & KARELIN, P. (1993): Erste TL-Datierungen von Neumark-Nord und Bilzingsleben. – Vortrag zum V. Bilzingsleben-Kolloquium 1.-5.12.1993; Jena.

Jänschwalde und die Gliederung des Saale-Komplexes – ein Kommentar zum Beitrag von WERNER NOWEL

LOTHAR LIPPSTREU & WERNER STACKEBRANDT*)

LIPPSTREU, L. & STACKEBRANDT, W. (2003): Jänschwalde und die Gliederung des Saale-Komplexes – ein Kommentar zum Beitrag von WERNER NOWEL. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 52: 84-90; Hannover.

Keywords: Quaternary, stratigraphy, Saale glaciation, North Germany, Lausitz

Kurzfassung: Die Ansichten der Autoren zur Stratifizierung des Saale-Komplexes stehen teilweise im Widerspruch zu den Auffassungen von WERNER NOWEL. Besondere Bedeutung kommt hierfür dem Trinitz-Fluviatil als litho- und klimastratigraphischer Leithorizont zu, der von uns unterhalb des saalezeitlichen Drentheglazials eingestuft wird im Gegensatz zur NOWELschen Einstufung oberhalb des saalezeitlichen Drentheglazials.

[Jänschwalde and the subdivision of the Saale Complex – a comment to the article of WERNER NOWEL]

Abstract: The author's view of the stratification of the glacial Saale Complex partly contrasts to that given by WERNER NOWEL. As a lithological and climatic marker horizon the Trinitz-Fluviatil is positioned beneath the Saalean Drenthe glacial instead of superimposing the Saalean Drenthe glacial sensu NOWEL.

Die Jänschwalder Tagebaulandschaft in der Niederlausitz mit ihren aktiven und aufgelassenen, aber derzeit noch zugänglichen Baggerböschungen war anlässlich der Potsdamer DEUQUA-Tagung im August 2002 erneut Ziel einer geologischen Fachexkursion (vgl. STACKEBRANDT et al. 2002). Auf Bitte der Redaktion von *Eiszeitalter und Gegenwart* und insbesondere auf ausdrücklichen Wunsch des damaligen Vorsitzenden der DEUQUA, Herrn Prof. Dr. W. SCHIRMER – Teilnehmer der Exkursion A2 –, werden im Folgenden die während dieser

Exkursion präsentierten Aufschlüsse und sich daraus ergebende Konsequenzen für die stratigraphische Gliederung insbesondere der saalezeitlichen Schichtenfolge kommentiert. Sie stehen zumindest teilweise im Widerspruch zu den im voranstehenden Beitrag von W. NOWEL gezogenen Schlussfolgerungen zur stratigraphischen Bewertung und Zuordnung der u. a. geschiebeanalytisch untersuchten Grundmoränen dieses Gebietes.

Mit dem sukzessiven Fortschreiten des Tagebaus Jänschwalde nach Norden – zur Zeit im Bereich der Hornoer Hochfläche bauend – entstanden während der letzten 25 Jahre beeindruckende Aufschlüsse im quartären Deckgebirge, die trotz ihrer unterschiedlichen Interpretation eine überregionale Bedeutung für die Gliederung des Mittelpleistozäns in Ostbrandenburg erlangt haben. Während der Exkursion A2 konnten entlang dieser Süd-Nord- Traverse noch einmal einige aussagekräftige Quartärprofile aus dem Klinger Becken (Südrandschlauch mit dem Eem von Klinge) und der Weissagker Hochfläche (Ostrandschlauch westlich Mulknitz) sowie nördlich des Baruther Urstromtals von der aktiven Baggerböschung an der Hornoer Hochfläche gezeigt werden. Sie gestatten die folgende generelle Aussage:

Sowohl auf der Hornoer Hochfläche wie auch südlich des Baruther Urstromtals stehen oberflächlich in \pm gleichem Höhenniveau (+80–90 m ü. NN) saalezeitliche Grundmoränen an. Auf der Weissagker und Dubrauer Hochfläche werden sie von fluviatilen Sanden bis Kiesen mit südlichem Geröllbestand unterlagert, die als so genanntes „Trinitzer Fluviatil“ (qsTR) in die Literatur eingingen (HELLWIG 1975) und einem fossilen Neißelauf zugeordnet werden. Dieses Trinitz-Fluviatil hat für die Stratifizierung der quartären Schichtenfolgen des gesamten Forst-Cottbuser Raumes (Tagebaugbiet Jänschwalde) eine wichtige lithostratigraphische Funktion erlangt. HELLWIG (1975) selbst ordnete es

*) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geol. L. LIPPSTREU, Dr. W. STACKEBRANDT, Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Stahnsdorfer Damm 77, D-14532 Kleinmachnow. E-Mail: stackebrandt@lgrb.de

auf der Basis seiner geschiebeanalytischen Untersuchungsergebnisse, gewonnen zunächst überwiegend aus Bohrungen, in den Zeitraum zwischen SII- und SIII-Glazial sensu CEPEK mit einem Hinweis auf die stratigraphische Nähe zur CEPEKschen Rügen-Warmzeit (HELLWIG 1975: 1085-88) ein. Entsprechend den in den letzten Jahren von W. NOWEL für die Niederlausitz erarbeiteten Stratigraphieanpassungen und -korrelationen, die sich sowohl mit Teilen der BEHRENDT'schen Überlegungen dazu (BEHRENDT 1998) in Übereinstimmung bringen lassen, als sich auch, was das glaziär entwickelte Obere Saale anbelangt, unseren Vorstellungen angenähert haben, wird das tranitzfluviatile Sediment jetzt von NOWEL (1996, 2003) in seiner Gesamtheit, also untere und obere Folge sensu HELLWIG, zwischen Drenthe und Warthe eingeordnet, d. h. auch weiterhin als ein intrasaalezeitliches Fluvial (innerhalb des Oberen Saale) interpretiert.

Demgegenüber konnte im Ergebnis unserer detaillierten Kartier- und Untersuchungsarbeiten nachgewiesen werden, dass das Tranitz-Fluvial an der Ostböschung des so genannten Südrandschlauches (südlicher Randbereich der Weissagker Hochfläche bei Gosda) von der Grundmoräne des 1. saalezeitlichen Inlandeisvorstoßes begraben bzw. abgeschnitten wird. Es muss also auf Grund von relativzeitlichen Kriterien älter als Drenthe (qsD) sein (Argumente siehe u. a. bei LIPPSTREU et al. 1995, 1997 und LIPPSTREU 1998, 2002).

Die von uns vorgenommene Zuordnung des hangenden Geschiebemergels erfolgte geschiebeanalytisch nach der Methode CEPEK und nach TGL 25232 (1980) sowie durch überlagernde jüngere Schmelzwassersande und Beckenentwicklungen mit auflagernden Eem-Vorkommen. Das Liegende des Tranitz-Fluvials bildet im Südrandschlauch eine nur wenige Meter mächtige, verwitterte und entkalkte sowie an ihrer Oberfläche olivgrün bis grünlichblau gefärbte Grundmoräne mit zergrusenden nordischen Kristallingschieben. Sie wird bei LIPPSTREU et al. (1994 und später) in die Elster-Kaltzeit gestellt, ihre Verwitterung als das Ergebnis einer Warmzeit aus dem Zeitabschnitt Holstein-Frühsaale-Komplex gewertet. Für das Tranitz-Fluvial ergibt sich somit die stratigraphische Position *post-holstein- bis fröhrendthezeitlich* und wurde daher

von uns in das so genannte Mittlere Fluvial sensu EISSMANN (Unteres Saale) gestellt, und zwar das untere, überwiegend feinerkörnige Tranitz („Klinger Fluvial“) in die Fuhne-Kaltzeit, hingegen das obere, gröberkörnige Tranitz, der eigentliche „Neißeschotter“, in den post-dömnitzzeitlichen Abschnitt.

Gestützt werden die von LIPPSTREU und seinen Kollegen vorgenommenen Zuordnungen der Schichtenfolgen im Südrandschlauch durch OSL-Datierungen an Proben aus verschiedenen Niveaus der fluviatilen Sedimentkörper (KRBETSCHKE & STOLZ 1994) sowie durch eine Serie von quantitativen Tonmineral-Untersuchungen an den seinerzeit entlang des Südrandschlauches noch gut zugänglichen Grundmoränen (LUCKERT & THIEKE 2000).

Was die bei etwa +70 bis +80 m NN liegende Oberkante des Tranitz-Fluvials betrifft, so sei darauf verwiesen, dass weiter südlich gelegene, zeitlich adäquat einzuordnende fluviatile Bildungen durchaus vergleichbare Oberkantenwerte zeigen. So liegt z. B. das Holstein von Lug (TK 4349), das bislang einzige pollenanalytisch gesicherte Holstein-Profil des Niederlausitzer Altmoränengebietes (SEIFERT 1989), mit seiner Oberkante bei +74 m ü. NN und die OK der darüber entwickelten frühsaalezeitlichen fluviatilen kiesigen Sande bei +97 m ü. NN (UNGER et al. 1995), höhenmäßig im Übrigen hervorragend passend zum ebenfalls frühsaalezeitlichen „Pritzen Fluvial“ (LIPPSTREU et al. 1995). Und vom Jänschwalder Gebiet ca. 60 km weiter nach NNE liegt die von der dortigen Drenthemoräne gekappte Oberfläche eines bei Müllrose (3752 der TK 25) über pollenanalytisch belegtem Dömnitz (KÖHLER & ERD 1980, unveröff.) erbohrten Fluvials immerhin noch bei rund +25 m NN. Damit soll zwar nichts über die Flusszugehörigkeit ausgesagt werden – das Material war für Geröllanalysen zu feinkörnig –, doch auch Neißer und Oder müssen irgendwie ihren Weg nach Norden bzw. Nordwesten genommen haben, woraus sich dann ein theoretischer Gefällewert von 0,9 m/km ergeben würde.

Im Gegensatz zu den stratigraphischen Zuordnungen bei LIPPSTREU et al. (1995, 1994) wird von

CEPEK, HELLWIG & NOWEL (zuletzt 1994) und auch von NOWEL in mehreren Publikationen die weitflächig um Gosda–Weissagk–Dubrau zutage gehende Grundmoräne als Saale-III sensu CEPEK interpretiert und die im Liegenden des Fluviatils lagernde Grundmoräne ins Saale-I-Glazial gestellt, was bei ihnen folglich zwangsläufig zu der o. g. stratigraphischen Position für das Tranitz-Fluviatil führt.

In lithologisch sehr ähnlichen Entwicklungen lässt sich die komplex untersuchte Schichtenfolge des Südrandschlauches nach Norden über die 1989 von LIPPSTREU und seinen Kollegen kartierten Ostrandprofile bei Gosda – verwitterte saalezeitliche Grundmoräne über 20 m mächtigem Tranitz-Fluviatil über durchgehend entkalkter elsterzeitlicher Grundmoräne über Miozän – hin zum Ostrand-schlauch bei Mulknitz auf der Weissagker Hochfläche verfolgen. Und letztlich sind auch auf der nördlich des Baruther Urstromtales gelegenen Hornoer Hochfläche vergleichbar ausgebildete Schichten durch den Tagebauvortrieb abgeschnitten, die sich nach KÜHNER (Exkursionsführung DEUQUA, A2, s.o.) problemlos mit den weiter südlicher gelegenen Profilen korrelieren lassen.

Die Aufschlüsse an der Tagebauböschung westlich Mulknitz (4253 der TK 25) gewähr(t)en einen Einblick in den Flankenbereich der in der Elster-Kaltzeit subglaziär-hydromechanisch angelegten, tief ins Miozän eingeschnittenen Dubrau–Bohrauer Rinne und in den Aufbau und die Lagerungsverhältnisse ihrer Sedimentfüllung. Die im Wesentlichen nur auf die Vorschnittböschung beschränkte saalezeitliche Schichtenfolge scheint sich hier auf das Tranitz-Fluviatil und eine überlagernde Grundmoräne zu reduzieren, so dass sich auch hier die für das Jänschwalder Gebiet vielfach „beschworene“ Superposition der drei saalezeitlichen Glazialfolgen Saale-I, Saale-II und Saale-III sensu CEPEK bzw. nach neuem Verständnis Drenthe und Warthe nur schwerlich wird beweisen lassen. Leider wird der Ostrand-schlauch gegenwärtig über eine Bandstraße mit Abraumaterial von der Hornoer Hochfläche verkippt, so dass die Teilnehmer der DEUQUA-Exkursion A2 wohl die Letzten gewesen sein dürften, die die bereits mehrfach auf Exkursionen vorgestellten und nochmals von der LAUBAG mit

schwerem Gerät vorbereiteten Profile haben in Augenschein nehmen können.

Unterhalb der Hauptarbeitsebene (HAE) war noch im Sommer 2002 der annähernd Nord-Süd streichende Flankenbereich der Dubrau-Bohrauer Rinne aufgeschlossen. Die abschnittsweise in die HAE einbiegende, stark eisenverkrustete Kontaktfläche der Rinne zum westlich angrenzenden Miozän (Brieske-Formation) konnte noch etwa 200 m weit nach Süden verfolgt werden. An mehreren Stellen gestatte(te)n großflächige, von der HAE ausgehende Böschungsabbrisse und Wasserrisse einen Blick auf die Sedimentfüllung der Rinne. Diese setzt sich hier am unmittelbaren Rinnenrand im wesentlichen aus staffelartig in die Rinne hereingebrochenen Tertiärsedimenten zusammen. Das angrenzende Miozän zeigt sich hingegen nahezu ungestört. Zum Hangenden hin und zugleich auch rinneneinwärts folgt eine nahezu chaotisch gelagerte Abfolge aus verlagertem und verstürztem Tertiär, quartären Sanden und Beckenschluffen sowie zerbrochenen und anscheinend übereinander gestapelten Moränenpaketen. Darüber lagert im wesentlichen Geschiebemergel. Er ist flintreich, sehr fest und hangaufwärts in mehreren kleinen Abrissen und Aufschürfungen aufgeschlossen. Die oberen Profilabschnitte des Geschiebemergels sowie die gesamte hangende Abfolge bis zur Geländeoberkante waren 1999 durch Schurfarbeiten sogar über eine große Fläche freigelegt und so der direkten Beobachtung zugänglich. Nach den Darstellungen bei CEPEK et al. (1994, Abb. 3, Schnitt 3) sowie NOWEL (2003: Abb. 2) nimmt dieser im Rinnenzentrum mehrere Dekameter mächtige, von Sandmitteln durchsetzte Geschiebemergel den gesamten mittleren und oberen Profilabschnitt der Dubrau-Bohrauer Rinne ein. Er wird überlagert von einem flow till und feinsandig-schluffigen glazilimnischen Bildungen; über diesen wiederum folgt eine an ihrer Oberfläche entkalkte Grundmoräne mit olivgrün bis grünlichblau gefärbtem, altangelegtem Gr-Horizont. Flow till und Beckenbildung sind jeweils nur wenige Meter mächtig, die darüber folgende Grundmoräne erreicht nach NOWEL eine maximale Mächtigkeit von 6 m.

Die Lagerungsverhältnisse der gesamten Abfolge werden in den NOWELschen Ausführungen insge-

samt als relativ ungestört beschrieben. Nach unseren Beobachtungen und Aufzeichnungen hingegen ist die gesamte unterhalb des Trinitz-Fluviatils aufgeschlossene Abfolge stark glazigen und allem Anschein nach auch gravitativ deformiert. Eine „nahezu ungestörte Lagerung“ war von uns in den freigelegten Profilabschnitten und Böschungabbrissen zu keiner Zeit zu erkennen. Vielmehr zeigt die gesamte Geschiebemergel-Schluff (flow till)-Geschiebemergel/-lehm-Abfolge ein mehr oder weniger steiles Einfallen nach Nordwesten und wird etwa im Planum der oberen Arbeitsebene „brettartig“ sowie mit deutlicher Diskordanz vom glazigen ungestörten Trinitz-Fluviatil überlagert. Dabei wird die Deformation nicht nur in den feingeschichteten Ablagerungen deutlich, sondern gibt sich auch in der paketweise markant brekziösen Struktur des sehr mächtigen, „unteren“ Geschiebemergels zu erkennen.

Die für das Mulknitzer Profil von NOWEL vorgenommene stratigraphische Zuordnung der im Liegenden des Trinitz-Fluviatils aufgeschlossenen Quartärsequenz („Obere Rinnenfolge“) erfolgte auf der Basis der 1994 von HELLWIG durchgeführten Kleingeschiebeanalysen. Hiernach werden die „obere“, oberflächlich entkalkte Grundmoräne als saalezeitliche Grundmoräne vom Typ SII sensu CEPEK und der „untere“, mächtige Geschiebemergel als saalezeitliche Grundmoräne vom Typ SI sensu CEPEK (jetzt beide mit Drenthe parallelisiert) ausgewiesen. Die zwischen beiden Geschiebemergeln lagernden Bildungen (flow till und Beckensedimente) werden von NOWEL in die SII-Vorschüttphase eingeordnet. Inwieweit die zwei 1997 von NOWEL „im ausgespülten Saale-I-Till“ aufgesammelten Exemplare von *Viviparus diluvianus* KUNTH als „Absicherung“ der saalezeitlichen Position der unter dem Trinitz-Fluviatil aufgeschlossenen Abfolge gelten können, ist ob ihrer fraglichen Herkunft zunächst noch in Zweifel zu ziehen.

Auch die Zuordnung der „Hangendfolge“, also des Trinitz-Fluviatils und der auf der Weißagker Hochfläche zutage gehenden Grundmoräne, gründet sich bei NOWEL auf entsprechende Probenuntersuchungen von HELLWIG. Mit Geröllanalysen wird die Zugehörigkeit des Trinitz-Fluviatils zum Flusssystem der Lausitzer Neiße bestätigt und

Kleingeschiebeanalysen aus den nicht verlehmteten Profilabschnitten der „Oberflächenmoräne“ erbrachten Spektren, die für NOWEL (1996, 2003) und auch schon für CEPEK et al. (1994) eine Zuordnung zur saalezeitlichen Grundmoräne vom Typ SIII sensu CEPEK (jetzt parallelisiert mit qWA) rechtfertigen.

Nach unseren Untersuchungen, u. a. auch aufgrund von Kleingeschiebeanalysen, gibt es keinen Grund, die „Oberflächenmoräne“ des Mulknitzer Ostrand-schlauches nicht mit der entkalkten, an der Oberfläche austreichenden Grundmoräne von Gosda (ANDERS et al. 1989) und mit der an der Ostböschung des Südrandschlauches mehrere Dekameter mächtigen, das Trinitz-Fluviatil abscheidenden und tief in die Gosda-Klinger Rinne eingesenkten Grundmoräne mit drenthezeitlichen Kleingeschiebespektren und vergleichsweise häufigen *Viviparus*-Funden zu konnektieren. Die hier besonders gut erhaltenen und erstaunlich großen *Viviparus*-Exemplare stecken im Geschiebemergel und treten auch in den an der Nordflanke der Rinne aufgeschlossenen Vorschüttssanden auf.

Was die stratigraphische Zuordnung der unter dem Trinitz-Fluviatil aufgeschlossenen mächtigen Geschiebemergel-Beckensediment-Abfolge angeht, so sehen wir in den Ergebnissen der von HELLWIG und der ersten durch uns durchgeführten Geschiebeanalysen (u. a. hohe Ffr- und NK-Werte, PKgr/Pkro+sw-Werte <10), ungeachtet weiterer noch ausstehender Bearbeitungen und trotz der ausgespülten *Viviparus*-Exemplare, zur Zeit kein überzeugendes Argument für eine Einstufung ins SI-Glazial sensu CEPEK bzw. ins Drenthe-Stadium. Vielmehr sprechen die durch Mehrfachvorbelastung überwiegend „betonartige“ Konsistenz der Grundmoräne („Betonmoräne“), ihre glazitektonisch bedingte brekziöse Struktur und auch die Ergebnisse der Kleingeschiebeanalysen, auch der HELLWIGschen, zumindest unterhalb der Beckensedimente, für eine Zuordnung zur Elster-Kaltzeit. Diese Grundmoräne lässt sich nach Süden – allerdings in deutlich reduzierter Mächtigkeit, weil außerhalb der Bohrauer Rinne gelegen und stets hochliegendem Miozän auflagernd – über die Oststrandprofile bei Gosda bis hin in den Südrandschlauch bei Klinge verfolgen und ist dort mit der

entkalkten und abschnittsweise stark mit Tertiärmaterial durchsetzten Grundmoräne im Liegenden des Trinitz-Fluviatils zu konnektieren. Äquivalente der massiven und überwiegend „betonharten“ Grundmoränenausbildung, wie sie hier im Ostlandschlauch bei Mulknitz entwickelt ist, waren noch bis 1998 auch im ehemaligen Tagebau Greifenhain (4350 der TK 25) als so genannte „Betonmoräne“ aufgeschlossen und wurde als „Liegendmoräne“ auch im Vorfeld des Tagebaus Welzow-Süd mehrfach erbohrt (4451 der TK 25). Die dort durchgeführten geschiebeanalytische Untersuchungen erbrachten sowohl für Greifenhain wie auch für Welzow Kleingeschiebespektren, die den Spektren von Mulknitz sehr ähnlich sind und für die dort ebenfalls ein elsterzeitliches Alter wahrscheinlich gemacht wurde (LIPPSTREU et al. 1995), das inzwischen auch allgemein akzeptiert wird.

Der aus unseren Dokumentationen und Untersuchungen zu folgernde Hiatus zwischen der genetisch mit der Auffüllung der Dubrau-Bohrer Rinne verknüpften lagerungsgestörten Sedimentabfolge („Obere Rinnenfolge“) und dem Trinitz-Fluviatil wird u. a. auch durch die Ausbildung eines durchgehenden, 1 bis 5 m mächtigen Entkalkungshorizontes ab Oberkante der Oberen Rinnenfolge gestützt. Hinzu kommt ein weitestgehend mit diesem Entkalkungshorizont einhergehender reduktionsbedingter Farbumschlag der originär zumeist dunkelgrauen bis dunkelgraubraunen bindigen Liegendsedimente in olivgrüne bis grünlichblaue Farben. Dieses Phänomen deutlicher Entkalkung, verbunden mit einer reduktionsbedingten Verfärbung (altangelegter Gr-Horizont), ist entlang des gesamten östlichen Jänschwalder Tagebaufeldes vom Südrand des Baruther Tales über Weissagk und Gosda bis hin zum Klinger Becken zu beobachten und tritt fast niveaugleich auch in den Profilen in der Hornoer Hochfläche auf. Sie ist nicht lithologiegebunden, sondern erfasst Geschiebemergel und Schluffe ebenso wie schluffige Sande oder Sande mit umgelagertem Tertiär. Erwähnung verdient in diesem Zusammenhang auch das 1988 im Bereich der Weißagker Hochfläche beobachtete Auftreten organischer Schmitzen (humifizierte Wurzelreste?) in der vom Bagger frisch angeschnittenen grünlichblauen „Verwitterungs“-rinde auf Grundmoräne. Es könnte ein Hinweis auf die Ausbildung eines

durch fluviatile Erosion gekappten Wurzelbodens sein. Die pollenanalytische Untersuchung einer Probe, entnommen aus einer im überlagernden untersten Abschnitt des Trinitz-Fluviatils auftretenden Schluffmulde-Lage, erbrachte jedoch trotz guter Pollenerhaltung wiederum eine nur subarktische bis arktische Vegetationsentwicklung (ERD 1989, unveröff.). Leider wurde die Problematik seinerzeit nicht weiter verfolgt.

In der Ausbildung des markanten, weitflächig verbreiteten Entkalkungs- („Verwitterungs“)-Horizontes sehen wir die meteorische Wirkung einer Warmzeit. Dafür in Frage käme nach derzeitigem Kenntnisstand das Holstein-Interglazial oder ein Interglazial des Unteren Saale-Komplexes. Es wäre ein weiterer Beweis dafür, dass die Auffüllung der Bohrer Rinne einschließlich ihrer Deformation in die Elster-Kaltzeit zu stellen wären und die Basis der saalezeitlichen Abfolge an der Oberkante der Entkalkungszone liegen würde, eine Interpretation, wie wir sie bereits in unseren Publikationen über den Jänschwalder Südrandschlauch in Form eines Geologischen Modells zur Diskussion gestellt hatten (u. a. LIPPSTREU et al. 1994, Abb. 4). Danach würde die saalezeitliche Sedimentation erst mit der Ablagerung des so genannten „Klinger Fluviatils“, einer insbesondere im Bereich des Jänschwalder Südrandschlauchs verbreiteten periglaziär-fluviatilen bis limnischen Ausbildung des unteren Trinitz-Fluviatils sensu HELLWIG beginnen. Die eigentliche Aufschotterung der saalezeitlichen Lausitzer Neiße, d. h. des verbreitet kiesig entwickelten oberen Trinitz-Fluviatils sensu HELLWIG müsste demzufolge in das ausgehende Saale-Frühglazial (post-Dömnitz) bis einschließlich der Frühphase des 1. saalekaltzeitlichen Eisvorstoßes („Drenthe“) eingeordnet werden und eine ausschließlich kaltklimatisch gesteuerte fluviatile Akkumulation repräsentieren. Gegen unsere Interpretation stünden natürlich die NOWELschen *Viviparus*-Funde, sollte sich denn ihre Herkunft aus dem „unteren“, mächtigen Geschiebemergel durch weitere, aber nicht ausgespülte Funde verifizieren lassen.

Am Hornoer Berg ist an der aktiven Vorschnittböschung (LAUBAG) derzeit auf einer Länge von 2 Kilometern ein bis zu 25 m mächtiger Sedimentkomplex aufgeschlossen, der nach CEPEK et al.

(1994) auf der Basis von Bohrungsbearbeitungen die Grundmoränen SII und SIII sensu CEPEK mit zwischengeschalteten Beckenablagerungen repräsentiert. Die Beckensedimente sollen rügenwarmzeitlich entkalkt sein.

Obwohl die saalezeitliche Moränensequenz hier aufgespreizt ist, lässt sie sich nach KÜHNER (DEUQUA-Exkursionsführung 2002) insgesamt doch problemlos mit den bei Mulknitz und im Ost-randschlauch aufgeschlossenen Abfolgen korrelieren. Es treten zwei saalezeitliche Geschiebemergelbänke auf, die vertikal jeweils einen deutlichen faziellen Wechsel erkennen lassen. Obwohl sich ihre Kleingeschiebespektren ähneln, sind sie vorbehaltlich weiterer Untersuchungen dem Drenthe und Warthe der Saale-Kaltzeit zuzuordnen. Zwischengelagert sind dunkelfarbene, abwechselnd tonige und feinsandige, geschichtete, überwiegend kalkfreie Staubeckenschluffe und sich abschnittsweise mit ihnen verzahnende kalkfreie Sande. Die pollenanalytische Untersuchung der Schluffe lässt ihre Interpretation als unter kaltzeitlichen Bedingungen umgelagertes jungtertiäres Sediment zu (STRAHL 2002). Es ergab sich kein Hinweis auf eine Erwärmungsphase zwischen den beiden Moränenbildungen.

Unter dem unteren saalezeitlichen Geschiebemergel lagern hellgraue bis weißgraue, kalkfreie Fein- bis Mittelsande glazifluviatiler bis fluviatiler Genese, die KÜHNER (frdl. mdl. Mitt.) als zeitliches Äquivalent der unteren Folge des Trinitz-Fluviatils, vergleichbar dem „Klinger Fluvialtil“, interpretiert. Unterlagert wird diese klastische Sequenz auch am Horner Berg von elsterkaltzeitlichem Geschiebemergel, der ähnlich den von der südlichen Hochfläche beschriebenen Profilen auch hier starke Verwitterungsanzeichen in Form von Entkalkung aufweist und von seiner Oberfläche her grünlich verfärbt ist.

Eine ausführliche Darstellung zum quartären Schichtenaufbau der Horner Hochfläche und seiner Korrelierung mit dem Umfeld, insbesondere zum inzwischen erreichten neuen Kenntnisstand, ist für das Heft 1/2003 der „Brandenburgischen Geowissenschaftlichen Beiträge“ (Beitrag R. KÜHNER, Vattenfall) vorgesehen.

Weitergehende Schlussfolgerungen für die regional-geologische Gliederung und die Stratifizierung des Saaleglazials sind im DEUQUA-Exkursionsführer (STACKEBRANDT et al. 2002) und vor allem in den Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1:300 000 (LIPPSTREU et al. 1997) sowie in der stratigraphischen Gliederung des Quartärs (LGRB, LIPPSTREU, zuletzt 2002) niedergelegt.

Schriftenverzeichnis

- ANDERS, T., KÜHL, A., LIPPSTREU, L. & LOHDE, H. (1989): Die Gliederung der quartären Schichtenfolgen in den Ostrandböschungen der Tagebaue Cottbus-Nord und Jänschwalde. – Unveröff. Material ZGI; Berlin.
- BEHRENDT, L. (1998): Vergleich der Grundmoränen des Saale-Glazials der Niederlausitz mit denen Nordwestdeutschlands, der Niederlande und Polens. – Brandenburgische Geowiss. Beitr., 5 (2): 29-41; Kleinmachnow.
- CEPEK, A. G., HELLWIG, D. & W. NOWEL (1994): Zur Gliederung des Saale-Komplexes im Niederlausitzer Braunkohlenrevier. – Brandenburgische Geowiss. Beitr., 1 (1): 43-83; Kleinmachnow.
- ERD, K. (1989): Ergebnisbericht Biostratigraphie Braunkohlenvorfelderkundung. – Unveröff. Ber. ZGI; Berlin.
- HELLWIG, D. (1975): Fluviale Bildungen innerhalb des Saale-Komplexes im Raum Cottbus-Forst. – Z. geol. Wiss., 3: 1077-1090; Berlin.
- KÖHLER, E. & ERD, K. (1980): Pollenanalytische Untersuchung der Bohrungen Brk Müllrose 3/73 und 7/73. – Unveröff. Ber. ZGI; Berlin.
- KRBETSCHKE, M. R. & STOLZ, W. (1994): Lumineszenz-Datierungen an pleistozänen Sedimenten aus Tagebauen des Mitteldeutschen und Lausitzer Braunkohlenreviers. – In: EISSMANN, L. & LITT, T. [Hrsg.]: Das Quartär Mitteldeutschlands, Exkursionsf. 27. DEUQUA-Tagung in Leipzig. – Altenburger. naturwiss. Forsch., 7: 289-295; Altenburg.
- LIPPSTREU, L. (1998): Kleingeschiebeanalysen von Geschiebemergeln aus dem Vorfeld des Tagebaus Welzow-Süd (LAUBAG). – Unveröff. Ber. LGRB: 3 S., 14 Anl.; Kleinmachnow.
- (2002): Die Gliederung des Pleistozäns im Land Brandenburg. – In: STACKEBRANDT, W. & MANHENKE, V. [Hrsg.]: Atlas zur Geologie von Brandenburg: 120-121; Kleinmachnow.
- HERMSDORF, N. & SONNTAG, A. (1995): Zur Gliederung der quartären Sedimentabfolgen im Niederlausitzer Braunkohletagebau Greifenhain (LAUBAG) und in seinem Umfeld. – Brandenburgische Geowiss. Beitr., 2 (1): 61-67; Kleinmachnow.

- HERMSDORF, N. & SONNTAG, A. (1997): Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1:300 000. – Potsdam, Kleinmachnow.
- HERMSDORF, N., SONNTAG, A. & THIEKE, H.U. (1994): Zur Gliederung der quartären Sedimentabfolgen im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Jänschwalde und in seinem Umfeld – ein Beitrag zur Gliederung der Saale-Kaltzeit in Brandenburg. – Brandenburgische Geowiss. Beitr., 1 (1): 15-35; Kleinmachnow.
- LUCKERT, J. & THIEKE, H.U. (2000): Der Mineralbestand brandenburgischer Grundmoränen als lithostratigraphischer Indikator – erste Ergebnisse der Röntgenphasenanalyse der Tillmatrix <63 m. – Brandenburgische Geowiss. Beitr., 7 (1/2): 101-113; Kleinmachnow.
- NOWEL, W. (1996): Aktuelle Bemerkungen zur Gliederung des Saale-Komplexes im Quartär der Niederlausitz. – Natur und Landschaft der Niederlausitz, 17: 54-77; Cottbus.
- (2003): Zur Korrelation der Glazialfolgen im Saale-Komplex Nord- und Mitteldeutschlands am Beispiel des Tagesbaus Jänschwalde in Brandenburg. – Eiszeitalter und Gegenwart, 52: 47-83; Hannover.
- SEIFERT, M. (1989): Mitteilung über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung 3919 A3/89 Calau/Süd. – Unveröff. Ber. GFE: 2 S., 1 Abb., 2 Tab.; Freiberg.
- STACKEBRANDT, W., BEER, H., HEINRICH, W.-D., HERMSDORF, N., JUBITZ, K.-B., KOSZINSKI, A., KÖHNER, R., LIPPSTREU, L., STREICHAN, H.-J., STRIEGLER, R. & STRIEGLER, U. (2002): Exkursion A2, Großabbau in Brandenburg. – In: REIßMANN, C. & BÖSE, M. [Hrsg.]: Exkursionsführer DEUQUA 2002: 37-52; Berlin/Potsdam.
- STRAHL, J. (2002): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung von 2 Proben aus dem Tagebau Jänschwalde, Vorschnittböschung Hornoer Berg, Land Brandenburg. – Unveröff. Ber. LGRB: 3 S., 1 Anl.; Kleinmachnow.
- TGL 25 232 (1980): Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. – Fachbereichsstandard, Bl. 01-05, Staatssekr. f. Geologie der DDR, Berlin.
- UNGER, K. P., HÜBNER, F. & ESCHER, D. (1995): Holstein- und Eem-Interglaziale im Bereich des Lausitzer Grenzwalls und die Gliederung der Saalevereisung zwischen Baruther und Lausitzer Urstromtal. – Eiszeitalter und Gegenwart, 45: 24-31; Hannover.

Verbreitung und Ausbildung Elster-zeitlicher Ablagerungen zwischen Elm und Flechtinger Höhenzug

HARALD ELSNER*)

ELSNER, H. (2003): Verbreitung und Ausbildung Elsterzeitlicher Ablagerungen zwischen Elm und Flechtinger Höhenzug. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 52: 91-116; Hannover.

Keywords: Lower Saxony, Saxony-Anhalt, Schöningen lignite pit, Morsleben valley, Elsterian ice age, Elsterian interstadials, Elsterian stratigraphy, Elsterian oscillations, Elsterian tills.

Widmung

Diese Veröffentlichung ist Herrn Dipl.-Geol. HANS ZIERMANN (4.9.1934–20.3.2000), Berlin, gewidmet, der den Projektteil Quartär bei den „Deckgebirgsuntersuchungen ERA Morsleben“ seitens der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) leitete. Aufgrund seiner hervorragenden Kenntnis des nordostdeutschen Quartärs wird Hans Ziermann allen, die ihn kannten, als erfahrener und stets freundlicher Diskussionspartner in Erinnerung bleiben. Ohne seine Unterstützung wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen.

Kurzfassung: Im östlichen Niedersachsen und westlichen Sachsen-Anhalt wurden in den letzten Jahrzehnten in zwei großen Untersuchungskampagnen mächtige quartäre Ablagerungen beobachtet und dokumentiert. Die Elsterzeitlichen Anteile dieser Ablagerungen sind Gegenstand dieser Veröffentlichung. Ablagerungen der ältesten Vereisung aus diesem Gebiet wurden schon vor über 100 Jahren beschrieben. Im Helmstedter Braunkohlerevier waren über lange Zeit über mächtigen Vorschütt-Schmelzwasseränden zwei Elster-Grundmoränen aufgeschlossen. Stillwasserbildungen verschiedenster Ausbildung waren Zeugen des periglaziären Geschehens in diesem Raum. Am Ende des Pleniglazials kamen in kleinen Seen limnische Sedimente zur Ablagerung, die Hinweise auf mehrere Spätelster-Interstadiale lieferten.

Im Zuge einer sehr umfangreichen ingenieurgeologischen Erkundung im nur wenige Kilometer entfernten Allertal bei Morsleben wurden dort einige Jahre später zahlreiche Kernbohrungen niedergebracht und intensiv geologisch

dokumentiert und beprobt. Die erbohrten Ablagerungen ähneln den Elsterzeitlichen Sedimenten aus dem Tagebau Schöningen, sind jedoch durch zahlreiche Subrosionssenken noch mächtiger. Hierdurch lassen sich auch mehrere kleine Oszillationen zu Beginn der Überfahung durch das Elster-Inlandeis nachweisen. An einer Stelle im Allertal ist zudem relativ sicher eine jüngste dritte Elster-Grundmoräne nachweisbar. Die periglaziären Bildungen kamen hier in einem eher fluviatil geprägten Milieu zur Ablagerung, das auch die Erhaltung sicher zuordnenbarer Spätelster-Interstadiale behinderte. Eine Korrelation der beobachteten Ablagerungen mit denen anderer Räume ist bisher nur regional, nicht jedoch überregional möglich.

[Distribution and form of deposits of Elsterian age between Elm and Flechtingen ridge]

Abstract: In one eastern area of Lower Saxony, and in one western area of neighbouring Saxony-Anhalt thick deposits of Quaternary age were observed during two extensive exploration campaigns within the last decades. The strata of Elsterian age within these deposits shall be described within this report. Deposits of this oldest glaciation in this region were already documented more than 100 years ago. In the Helmstedt lignite mining area two tills of Elsterian age above glaciofluvial sands had been observable for many years. Various fine-size sediments were deposited in the periglacial environment. Limnic sediments still containing pollen of late Elsterian interstadials were deposited in small ponds, too.

A few years later in the neighbouring Aller valley near Morsleben many cores taken and described during an extensive exploration campaign showed similar strata as in the Helmstedt lignite mining area. Due to salt leaching in rocks underneath, however, those strata were even thicker allowing proof of small oscillations before complete Elsterian ice shield coverage. In one region of the Aller valley even a third uppermost till of Elsterian age can be found. Deposition of periglacial sediments in this valley were dominated by a fluvial regime, which also prohibited the preservation of clearly classifiable interstadial deposits. A correlation of all these deposits of Elsterian age is only possible within the region but not over far distances.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HARALD ELSNER, EurGeol, Salbeiweg 1A, D-38239 Salzgitter

1 Einleitung

In den letzten 15 Jahren sind in dem Gebiet zwischen den Mittelgebirgen des Elms (östliches Niedersachsen) und des Flechtinger Höhenzuges (westliches Sachsen-Anhalt) umfangreiche quartärgeologische Arbeiten durchgeführt worden, die wichtige Rückschlüsse auf das Klimageschehen während des Mittel- und Jungpleistozäns zulassen. Im Gegensatz zu den Ergebnissen aus den interglazialen Ablagerungen des Tagebaus Schöningen südlich Helmstedt, die bereits internationale Beachtung fanden (z. B. Tagesexkursion B 4 während der INQUA 1995), blieben die Beobachtungen zum glaziären Geschehen aus dem o. g. Raum weitgehend unbeachtet. Ein Grund hierfür mag die Darstellung der Ergebnisse fast ausschließlich in Form von unveröffentlichten Studien und Diplomarbeiten, letztere am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover, gewesen sein. Im Zeitraum 1994/95 erzielte der Autor in Zusammenarbeit mit Kollegen neue Erkenntnisse im Rahmen eines wissenschaftlichen Programms zur Erkundung des Deckgebirges im Bereich des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM), nur wenige Kilometer vom Tagebau Schöningen entfernt. Hierdurch war es möglich, weitere pleistozäne Schichtenabfolgen zu dokumentieren sowie neue und ältere Beobachtungen stratigraphisch zu korrelieren. Als Ergebnis liegen nun umfangreiche Erkenntnisse aus einem Raum vor, der als Bindeglied zwischen Gebieten mit mächtigem Quartär (Norddeutsches Tiefland) und dem Mittelgebirgsraum sowie seiner südlichen Fortsetzung (Sachsen) mit seinen zum Teil zahlreichen Erosionslücken steht. Besonders die Erkenntnisse zum Geschehen während der Elster-Eiszeit sind von überregionaler Bedeutung und sollen hier dargestellt werden.

2 Geologisch-topographisch-hydrologischer Überblick

Das Gebiet zwischen Elm und Flechtinger Höhenzug umfaßt den nordöstlichen Teil des subherzynen Beckens, das durch eine komplexe Abfolge von herzynisch streichenden Strukturen gekennzeichnet ist. Nordöstlich des Muschelkalksattels des Elms (höchste Erhebung: Kuxberg, 321,9 m ü. NN) folgt

der Helmstedt-Staßfurter Sattel mit einer NW-SE-Erstreckung von 80 km. Zu beiden Seiten dieses Sattels aus Zechsteinsalzen sind Mulden ausgebildet (GOK ca. 95–140 m ü. NN), in denen mächtige tertiäre und quartäre Sedimente zur Ablagerung kamen. Eozäne, z. T. auch oberpaläozäne Braunkohleflöze in diesen Mulden stehen seit über 200 Jahren im Abbau (gegenwärtig noch im Tagebau Schöningen). An die Ostmulde bei Helmstedt schließt sich nordöstlich der Lappwald an (höchste Erhebung: Walbecker Warte, 194,3 m ü. NN), der an seiner Oberfläche aus Gesteinen des Lias und des Rhät aufgebaut ist.

Im nordöstlich gelegenen Allertal stehen zwischen Ummendorf und Weferlingen (GOK ca. 90–130 m ü. NN) unter teils mächtigen quartären und tertiären/oberkretazischen Sedimenten verbreitet Trias- und Jura-Gesteine an. Diese überdecken einen weiteren NW-SE-streichenden Zechsteinsalzsattel, aus dem früher durch mehrere Schächte v. a. Kalisalz gewonnen wurde. Bei Morsleben wird ein Teil der alten Abbauhohlräume seit einigen Jahren zur Einlagerung von Abfällen genutzt. Nordöstlich an die Allertalstruktur leitet die Weferlinger-Schönebecker Triasplatte (GOK ca. 110–160 m ü. NN) zum Paläozoikum-Aufbruch des Flechtinger Höhenzuges über, der am Hasenberg mit 152,0 m ü. NN seine höchste Erhebung findet.

Zusammenfassend betrachtet ergibt sich im Untersuchungsgebiet das Bild dreier NW-SE-streichender Höhenrücken (Elm, Lappwald, Flechtinger Höhenzug), die durch morphologische Einsenkungen (Helmstedt-Staßfurter Sattel mit Randsenken, Allertalstruktur) getrennt sind. Die verschiedenen Höhenzüge stellen Wasserscheiden dar, so daß die Entwässerung im NE über die Aller, im NW über die Schunter Richtung Oker bzw. im S über die Mißaue, die Schöninger Aue, den Großen Graben und die Bode in die Saale erfolgt. Einen Überblick über die topographischen Verhältnisse gibt Abbildung 1.

3 Beobachtungen bis 1983

In einer grundsätzlichen Abhandlung zur Frage der Anzahl der Vereisungen im westlich der Elbe gelegenen Raum erwähnte SCHMIERER (1913) Ergebnisse einer Trockenbohrung in einem Subrosionskessel bei Ummendorf. Unter Ablagerungen

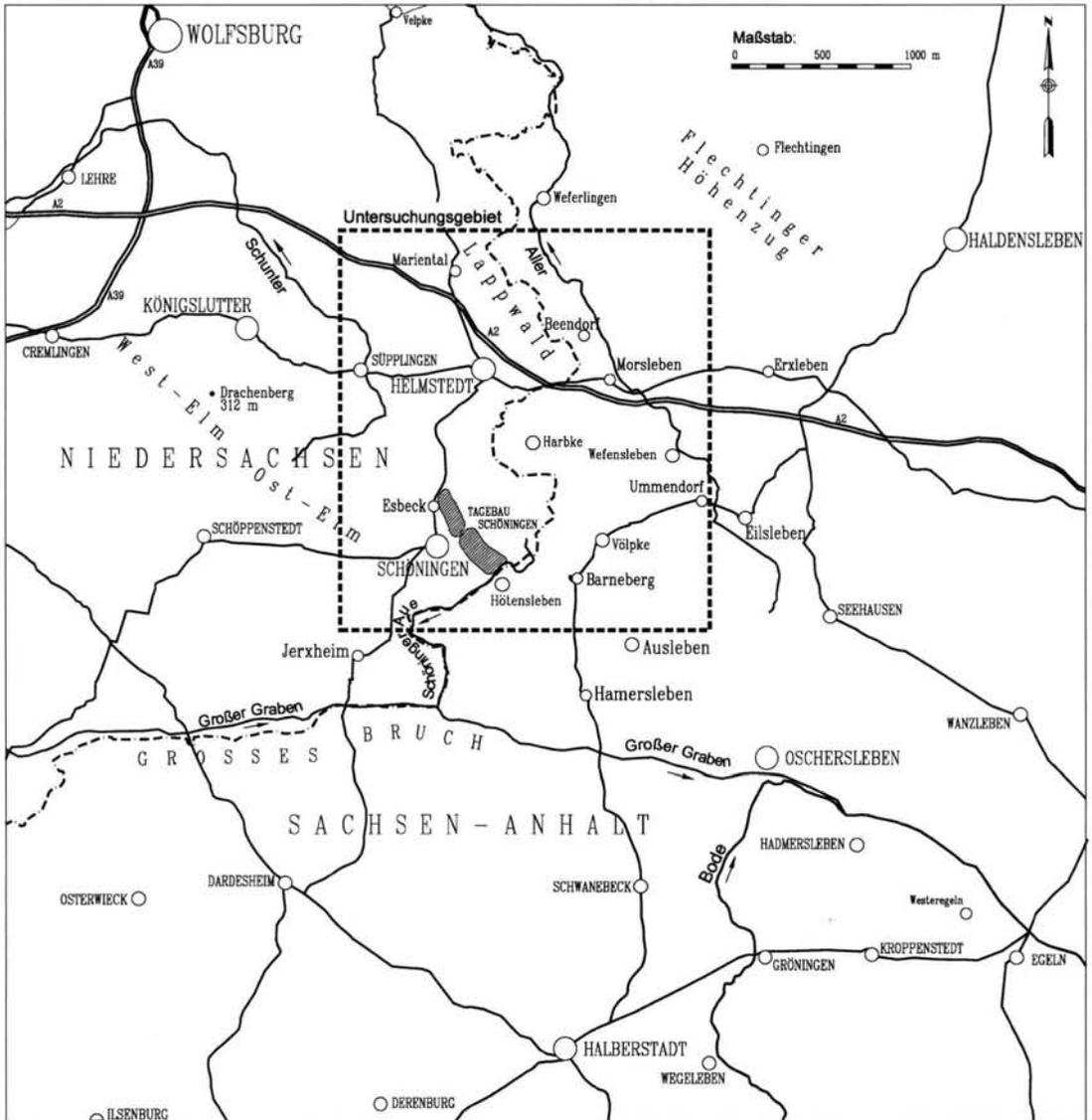


Abb. 1: Topographische Übersichtskarte des Untersuchungsraumes mit Lage des Untersuchungsgebietes.

Fig. 1: Map showing the area and site of investigation.

des Holozäns, der Saale-Kaltzeit und der Holstein-Warmzeit traten dort ab 38,0 m u. GOK ein „grauer, typischer Geschiebemergel“ in 10,2 m Mächtigkeit, darunter 3,2 m mächtige kalkhaltige kiesige Sande, darunter in 7,6 m Mächtigkeit ein weiterer grauer Geschiebemergel und in dessen Liegendem mit 1,9 m Mächtigkeit bis zur Endteufe ein sandiger, schwach toniger, kalkhaltiger Kies mit Geröllen aus einheimischem Material an der Basis auf. Letzterer Kies wurde von SCHMIERER (1913) als ausgewaschener Geschiebemergel gedeutet.

WIEGERS (1932) hob erstmals die weite Verbreitung von Ablagerungen der „I. Vereisung“, d. h. der Elster-Eiszeit, im südöstlichen Untersuchungsgebiet hervor. Ausgangspunkt seiner Beobachtungen war eine Forschungsbohrung der Preußischen Geologischen Landesanstalt, die 1925 neben einer verfallenen Ziegeleigrube bei Oschersleben abgeteuft wurde, aus der bereits SCHMIERER (1913) fossilführende interglaziale Tone beschrieben hatte. Diese Bohrung erbrachte unter einer geringmächtigen, gelblichgrauen Saale-Grundmoräne und 4,5 m

mächtigen interglazialen „Tonmergeln“ 1,3 m mächtige, fein- und grobkörnige Schmelzwasser-sande sowie darunter mit über 36 m Mächtigkeit eine Wechselfolge von grauen Geschiebemergel- und Geschiebesandbänken. In deren Liegenden folgten mit über 5 m Mächtigkeit hellgraue lignit-reiche Schmelzwasserablagerungen bzw. bis zum anstehenden Gipskeuper eine fast 4 m mächtige Lokalmoräne aus nordischen und einheimischen Geschieben, Geschiebemergelbrocken und sandigem, steinigem Kies.

Ebenfalls Elster-zeitliche Ablagerungen in Form von bis 33 m mächtigen, horizontal- bis schwach kreuzgeschichteten, nach S bzw. SW einfallenden kies- und geschiebereichen Sanden beschrieb WIEGERS (1932) von zahlreichen Stellen im Raum Hadmersleben-Wanzleben-Westeregeln. Überlagert wurden diese „Schmelzwasser-sande“ mit vereinzelt Auswaschungsblockpackungen durch eindeutige Ablagerungen der Bode-Hauptterrasse, in deren Hangenden wiederum zum Teil eine Saale-Grundmoräne nachgewiesen werden konnte.

Im Jahre 1960 hatte RICHTER (1961) Gelegenheit, die bereits von WAHNSCHAFFE (1880) aus den Rhät-Sandsteinbrüchen bei Velpke erwähnten Gletscherschrammen näher zu untersuchen. Er konnte hierbei ein älteres Gletscherschrammen- und Parabelrißsystem (25°-Richtung) von jüngeren Gletscherschrammen (80°-85°-Richtung) unterscheiden. An einer Stelle überlagerte eine 4-5 m mächtige, von oben her bereits zum Teil entkalkte Grundmoräne diesen Rhät-Sandstein direkt. Geschiebezählungen belegten eindeutig eine typisch Elster-zeitliche Geschiebegemeinschaft (u. a. Quotient Flint/Nordisches Kristallin (F/NK) = 0,27–0,33). Weiter im Hangenden auftretende Ablagerungen konnten dem Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit zugeordnet werden. Von RICHTER in der o. g. Grundmoräne durchgeführte Einregelungsmessungen ergaben von unten nach oben im fast schwarzen, kalkhaltigen Geschiebemergel ein Maximum der Streichrichtung von $\pm 30^\circ$, im mittleren, grünstichig-schwarzgrauen \pm entkalkten Geschiebemergel von 65° und im obersten, ockerbraunen Geschiebelehm von 85° . Damit konnte RICHTER (1961: 128) für diesen Raum nachweisen, daß „sowohl hinsichtlich Einregelung der Ge-

schiebe wie der Heimatgebiete der nordischen Geschiebe,...die elstereiszeitlichen Gletscher zunächst von NNE kamen und dann allmählich über NE bis fast E-W abdrehten.“ Später gab RICHTER (1962) das Theoretische Geschiebezentrum (TGZ) (zur Methodik s. LÜTTIG 1958 und HOFFMANN & MEYER 1997) dieser Grundmoräne mit $\lambda = 15,0^\circ$ und $\varphi = 58,61^\circ$ an (s. Abb. 6).

Eine Neubeprobung und Auszählung durch PROF. K.-D. MEYER (in: MERKT 1996: 42) ergab ein TGZ von $\lambda = 14,43^\circ$ und $\varphi = 58,04^\circ$ (s. Abb. 6).

Ende der 60er Jahre legte LOOK (1968) seine Untersuchungsergebnisse zum Quartär am Elm vor. Auf dem Drachenberg (312,2 m ü. NN) im West-Elm wies er einer Steinsohle und einem geringmächtigen Geschiebelehmrest ein Elster-zeitliches Alter zu. Nach Auszählung von 2682 Geschieben der Grobkiesfraktion ergab sich ein Verhältnis von 5 % nordischem Kristallin, 31 % nordischen Sedimentgeschieben und 64 % einheimischen Komponenten. Der ostfennoskandisch beeinflussten Geschiebegemeinschaft konnte ein TGZ von $\lambda = 14,5^\circ$ und $\varphi = 58,9^\circ$ (s. Abb. 6) sowie ein F/NK-Quotient von 1,0 zugeordnet werden.

Die bisher ausführlichste Beschreibung der quartären Verhältnisse im südlichen Teil des Helmstedt-Staßfurter Salzsattels bzw. seiner Randsenken geht auf WAGENBRETH (1970) zurück. Basierend auf Bohrungen der Braunkohleerkundung konnte er drei Fazien der Elster-Grundmoränen nachweisen. Demnach tritt in diesem Raum basal häufig eine bis über 60 m mächtige Lokalmoräne auf, die teils aus tertiären Sanden mit Geschieben, eingekneteten Tonen, Xyliten und Geschiebemergel, teils aus einem groben Gemenge von nordischen Geschieben, einheimischen Geröllen und Tonsteinen besteht. Zu einer Art Lokalmoräne zählte WAGENBRETH auch die von WIEGERS (1932) beschriebenen, bis 33 m mächtigen kiesigen Sande. Eine zweite, seltene, graue bis grüngraue, tonige Varietät der Grundmoräne erreicht nur bis 5 m Mächtigkeit. Ihre Farbe wurde von WAGENBRETH durch Aufnahme von Septarienton und allochthonem „Oligozän“ erklärt. In seiner dritten und häufigsten Ausbildung ist der Geschiebemergel sandig-tonig aufgebaut und von braungrauer bis dunkelbrauner Farbe. Er erreicht Mächtigkeiten

von ebenfalls 60 m. Auswaschungen von Moränenmaterial (Blockpackungen, Geröllhorizonte) oder auch Sandlagen erreichen bis 2,5 m Mächtigkeit und treten an der Basis, im Hangenden, aber auch innerhalb der Grundmoräne auf. Graue bis grüngraue, feingeschichtete, von vielen kleinen Störungen durchzogene Bändertone finden sich bis maximal 5 m Mächtigkeit in verschiedenen Niveaus am Top der Lokalmoräne oder mit Schmelzwassersanden verknüpft zwischen Grundmoränenbänken. Auch in den hangenden Schichten der Bode-Hauptterrasse tritt unter der eigentlichen gelblichbraunen sandigen Saale-Grundmoräne eine weitere, bis 24 m mächtige braungraue Grundmoräne auf, die WAGENBRETH (1970) allerdings auch bereits in die Saale-Eiszeit stellte.

Zumindest eine Zerteilung der Elster-Grundmoräne in diesem Raum ist jedoch gesichert bei einer maximalen Mächtigkeit der Elster-zeitlichen Ablagerungen in flachen Wannen und Rinnen von über 135 m. Als Beispiel sei die Bohrung 08 (WAGENBRETH 1970) bei Oschersleben zitiert, in der unter ca. 4 m braungrauer Elster-Grundmoräne, 0,2 m Bänderton, dann 8 m Schmelzwassersande, darunter erneut 60 m braungraue Elster-Grundmoräne und direkt im Liegenden ca. 64 m Lokalmoräne erbohrt wurden.

4 Tagebau Schöningen südlich Helmstedt

Im Jahre 1978 wurde von der Braunschweigischen Kohlen-Bergwerke (BKB) AG, Helmstedt, mit den Aufschlußarbeiten für den Tagebau Schöningen begonnen. In zwei Baufeldern – Nord und Süd – werden seitdem Flöze der Süpplingen- und Schöningen-Formationen (früher sog. Liegende Flözgruppe) des Oberpaläozän und v. a. Untereozän (LIETZOW & RITZKOWSKI 1996) durch Schaufelradbagger gewonnen und im Kraftwerk Buschhaus zur Stromgewinnung genutzt. Seit dem Frühjahr 1983 erfolgt eine archäologisch-quartärgeologische Begleitung dieser Gewinnungsarbeiten im Rahmen des Projektes „Archäologische Schwerpunktuntersuchungen im Helmstedter Braunkohlenrevier“ unter Leitung des Institutes für Denkmalpflege, Hannover.

Im Zeitraum Frühjahr 1986 bis Herbst 1990 beteiligte sich das Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover durch Vergabe

von vier Diplomarbeiten (ELSNER 1987, HARTMANN 1988, LENHART 1989, TSCHEE 1991) an diesen Untersuchungen. Hierbei wurden unter Leitung von Dr. J.-P. GROETZNER vom o. g. geologischen Institut wichtige Erkenntnisse zur quartären Entwicklung dieses Raumes gewonnen. Die inzwischen mehr als 1000 Bohrungen der BKB im Tagebaugbiet lassen zudem Rückschlüsse auf Verhältnisse in abbaubedingt nicht aufgeschlossenen Feldbereichen zu. Eine Zusammenfassung und Korrelation der in verschiedenen Abbauschritten gewonnenen, zwischenzeitlich durch den fortschreitenden Abbau fast vollständig zerstörten, besonders umfangreichen Daten zum Geschehen während der Elster-Kaltzeit wird im folgenden gegeben (vgl. Abb. 2).

4.1 Elster-Pleniglazial

Vor Annäherung des Elster-Inlandeises herrschten in Norddeutschland, wie auch im Helmstedter Gebiet, schon seit längerer Zeit periglaziäre Klimaverhältnisse. Durch Permafrost waren die Flöze bis in große Tiefen gefroren und die tertiären Sand-schichten durch Poreneis zementiert. Mit Vorrücken des Eises und der damit einhergehenden Zufuhr gewaltiger Schmelzwassermengen taute dieser Sand oberflächennah auf und wurde einschließlich seines spezifischen Geröllinventars (Milchquarze, Quarzite, Lydite, Pyrit-/Markasit- und Phosphoritkonkretionen) erodiert. Zahlreiche umstrudelte Flözklippen und Feinsandsteilwände, feinverteilte Lignitfitter im Gegensatz zu größeren Braunkohlebröckchen, vorherrschende Horizontalschichtung sowie kiesiger Grobsand in den basalen 4 bis 5 m der abgelagerten Schmelzwassersedimente zeugten von hohen Strömungsgeschwindigkeiten und konstanten Sedimentationsverhältnissen (HARTMANN 1988, LENHART 1989).

TSCHEE (1991) konnte 2 m über der Quartärbasis innerhalb dieser groben Schmelzwassersande eine bereits von HARTMANN (1988) und LENHART (1989) beobachtete Geröllpackung horizontal bis in eine Grundmoräne verfolgen. Diese älteste, maximal 3 m mächtige und nur über 150 m Längsausdehnung verfolgbare Grundmoräne war extrem schluff- und tonreich, kies- und steinarm, blockfrei sowie von dunkelgrüner bis schwarzer Farbe. Der Kalkgehalt war durchweg hoch, die obersten 0,5 m jedoch kalkfrei und krypturbat beeinflusst. Das

TAGEBAU SCHÖNINGEN

		Stratigraphie	maximale Mächtigkeit	Petrographie	Klima-indikatoren
Elster – Eiszeit	Elster – Spätglazial	Fließerde	- 3 m		Y bo Y Y Y bo Y Y
		(ESBECK-INTERSTADIAL) humoser Schluff und Torfmudde	- 4 m		
		niveofluviatiler Sand	- 7 m		
		Schluff	- 1 m		
		(OFFLEBEN-INTERSTADIAL) humoser Schluff und Torfmuddelagen	- 3 m		
		Fließerde	- 2 m		
		(OFFLEBEN-INTERSTADIAL) humoser Schluff und Torfmuddelagen Bröckelton und Beckenschluff	- 5 m		
		Schwemmlöß	- 2,7 m		
		Beckenschluff	- 2 m		
	Elster – Pleinglazial	glazifluviatiler Sand und Kies (fein bis mittel)	- 9 m		
		Warvit			
		Beckenschluff / Fließerde / glacifluviatil	- 5 m		
		Warvit	- 15 m		
		glazifluviatiler Sand und Kies (fein bis mittel)	- 2 m		
		Grundmoräne	- 28 m		
		glazifluviatiler Sand und Kies (fein bis grob)	- 20 m		
		glazifluviatiler Sand und Kies (grob)	- 3 m		
		Grundmoräne	- 3 m		
glazifluviatiler Sand und Kies (grob)	- 2 m				

~ = Kryoturbation Y = Eiskeispsedomorphen bo = Bodenhorizont

ALLERTAL

		Stratigraphie	maximale Mächtigkeit	Petrographie	Klima-indikatoren
Elster – Eiszeit	Elster – Spätglazial	Beckensand	- 0,3 m		bo Y bo Y bo Y
		Beckenschluff	- 2 m		
		Fließerde / fluviatiler Sand	- 0,3 m		
		Kalkmudde / humoser Schluff / humoser fluviatiler Sand	- 1,1 m		
		Beckensand und Beckenschluff	- 7,9 m		
		Beckenschluff / humoser Schluff	- 2 m		
	Elster – Pleinglazial	humoser fluviatiler Sand	- 2,7 m		
		fluviatiler Sand	- 3 m		
		Beckenschluff	- 1,3 m		
		glazifluviatiler Sand und Kies (fein bis grob)	- 0,7 m		
		Grundmoräne	- 8,9 m		
		glazifluviatiler Sand und Kies / Fließerde	- 4 m		
		Grundmoräne	- 33 m		
		glazifluviatiler Sand und Kies (fein bis grob)	- 4 m		
		z. T. Beckenschluff			
		glazifluviatiler Sand und Kies (fein bis mittel)	- 11 m		
		Grundmoräne			
		Beckenschluff / Schmelzwassersande (fein bis mittel)	- 2,5 m		
		Grundmoräne			
		Beckenschluff / Schmelzwassersande (fein bis mittel)	- 6 m		
		Grundmoräne	- 30 m		
Lokalmoräne	-11,5 m				
glazifluviatiler Sand (fein)	- 2 m				
Beckenschluff	- 0,4 m				
Fließerde	- 1 m				

Y = Pflanzenreste ~ = Moluskenschalen ☞ = Knochenreste

Verhältnis von nordischen (N) zu einheimisch-mesozoischen (M) zu südlich-paläozoischen (P) Gesteinen (N:M:P) bzw. der F/NK-Quotient der Mittelkiesfraktion betrug 64:29:8 bzw. 0,38. Einregelungsmessungen im kryoturbar unbeeinflussten Bereich ergaben undeutliche E-W-Maxima. Eine von PROF. K.-D. MEYER (NLFb, Hannover) durchgeführte TGZ-Untersuchung von Grobkiesen ergab einen Wert von $\lambda = 15,23^\circ$ und $\phi = 57,59^\circ$ (s. Abb. 5a und 6).

Der sehr grobe Schmelzwassersand (BARTHOLOMÄUS & ELSNER 1995), in dem abbaubedingt nur über einen begrenzten Zeitraum die o. g. unterste Elster-Grundmoräne beobachtet werden konnte, ging nach oben bei gleichbleibender weißgrauer Färbung in Mittelsand mit geringen Fein- und Grobsand- sowie Kiesanteilen über. Charakteristisch waren in diesem bis über 20 m mächtigen hangenden Sandabschnitt außerdem lagenweise angereicherte Braunkohlenstücke und fein verteilte Lignitfitter. Schlufflagen waren stark untergeordnet vertreten; Kiesanreicherungen waren an den Basen der jeweiligen Schichtungslamellen zu finden. Vorherrschend war eine ruhige, deutliche Kreuzschichtung, die aber mit einer weiten Parallel- oder einer großflächigen Schrägschichtung wechselagerte. Häufig waren diese Schichtungseinheiten erosiv gekappt und hatten dadurch bei vergleichsweise großer Längsausdehnung (bis 50 m) nur geringe Mächtigkeiten (bis 2 m). Zusammen mit anderen Merkmalen konnte HARTMANN (1988) daraus eine insgesamt sehr hohe, gleichzeitig aber ruhige und gleichmäßige Strömungsgeschwindigkeit rekonstruieren. Lokal auftretende Auf- und Abschiebungen mit Versatzbeträgen im cm- bis dm-Bereich konnten durch post- und synsedimentäre Sackungsvorgänge erklärt werden. Erosiv gekappte liegende Falten bis knapp über einen Meter Größe gingen dagegen auf synsedimentäre Rutschungen zurück. Der Karbonatgehalt war durch aggressive

Wässer der angrenzenden Tertiärschichten (diagenetisch) und Abrieb der Kalkkomponenten durch die schnell fließenden Wässer auf den Rinnensohlen (synsedimentär) stark verringert. Die Geröllzusammensetzung (Mittelkiesfraktion, kalksteinfrei gerechnet) war relativ homogen mit nordischen Anteilen von 63 bis 75 %, bei geringer Beteiligung von Flinten (F/NK-Quotient = 0,18–0,68 %). Der Gehalt an Milchquarzen war sehr hoch (24–36 %).

Die erneute Annäherung des Elster-Inlandeises war durch das Auftreten von dunklen, schluffigen Lagen (Gletschertrübe) am Top dieser Vorschütt-Schmelzwassersedimente dokumentiert. Durch Einschaltung von Kies in den Schlufflagen konnte die eigentliche Grundmoräne unterschieden werden. Innerhalb mehrerer Dezimeter vertikaler Erstreckung war diese obere Grundmoräne immer noch sehr stark sandig ausgebildet und führte einzelne grauweiße Sandlagen. In den untersten 3 bis 4 m des Geschiebemergels fanden sich Fetzen aus Schmelzwassersand; im Liegenden der Grundmoräne traten zudem glazitektonische Schleppfalten und Scherklüfte auf. Damit steht in Anlehnung an VAN DER MEER (1994) fest, daß zumindest der basale Teil auch dieser Grundmoräne eher durch subglaziäre tektonische Ereignisse als durch sedimentäre Prozesse beeinflusst war.

Von ELSNER (1987) konnte diese homogen und massig wirkende, schwarze bis schwarzgraue obere Elster-Grundmoräne bei einer aufgeschlossenen Mächtigkeit von maximal 13,6 m (durchschnittliche Mächtigkeit 9 bis 10 m, in einer Bohrung wurde der gleiche Geschiebemergel bei einer Mächtigkeit von 28 m noch nicht durchteuft) näher untersucht werden. Dabei zeigte sich von unten nach oben eine Änderung der Matrixhauptkomponente von Feinsand zu Schluff. Geschiebe bis in Blockgröße waren häufig, Auswaschungszonen bzw. Schmelzwassersandlinsen dagegen sehr selten zu beobachten. An der Basis machten Geröllquarz und verwitterte Markasit-Konkretionen den Hauptkiesanteil aus, während sie im Dachbereich kaum noch nachweisbar waren. Generell lag der nordische Anteil in der Mittelkiesfraktion bei nur 64 bis 74 % (vgl. AMLER & ELSNER 1988, BARTHOLOMÄUS 1987, BARTHOLOMÄUS & TSCHEE 1993, BARTHOLOMÄUS & ELSNER 1995), wobei der Anteil an paläozoischen Kalksteinen relativ hoch, der Anteil an Flint dagegen gering war (F/NK-

Abb. 2: Gliederung der Elster-zeitlichen Schichtenabfolgen im Tagebau Schöningen und im Allertal (unmaßstäblich).

Fig. 2: Correlation of strata of Elsterian age in the open-cast mine Schöningen and in the Aller valley (without scale).

Quotient: 0,17–0,61). Der Einfluß der Exaration im gesamten mesozoischen Vorland war sehr stark, was durch die Menge an aufgenommenen einheimischen Komponenten belegt werden konnte. Besonders Rhät-Sandsteine (Lappwald) und Muschelkalk-Gesteine (Elm, Weferlinger Triasplatte) waren sehr häufig vertreten. Zu nennen sind weiterhin Sandsteine des Buntsandstein (Weferlinger Triasplatte) sowie Rotliegend-Porphyre aus dem Flechtinger Höhenzug (HARTMANN 1988). Neun in verschiedenen Höhen des Elster-Geschiebemergels von ELSNER (1987) durchgeführte Einregelungsmessungen zeigen deutlich ein Schwenken der Gletscherstromrichtung von NW-SE über N-S und dann NE-SW bis hin zu E-W. Dieses Bild konnte durch weitere Messungen von HARTMANN (1988, n=2), LENHART (1989, n=5) und TSCHEE (1991, n=5) in geringermächtig aufgeschlossenem Geschiebemergel (Erosion des Dachbereiches) generell bestätigt werden. Als Nebenergebnisse der Messungen konnten im basalen Teil der Grundmoräne häufig intramoränale Störungszonen sowie im jeweiligen Dachbereich eine Überprägung durch periglaziäre Prozesse (teilweise feine Polygonrisse bis 1 m Tiefe) nachgewiesen werden. Nur im untersten Teil des Geschiebemergels traten zudem Geschiebe von dänischem Faxekalkstein auf, was ebenfalls für einen zuerst westfennoskandischen Eisstrom spricht (ELSNER 1987). Nach einer von PROF. K.-D. MEYER (NLFb, Hannover) durchgeführten TGZ-Untersuchung an Grobkiesen, die aus den basalen 4 m der Grundmoräne stammten, hatte sich hier jedoch bereits der ostfennoskandische Einfluß, nachgewiesen durch das vermehrte Auftreten von Åland-Gesteinen, deutlich durchgesetzt ($\lambda = 15,20^\circ$ und $\varphi = 58,51^\circ$, s. Abb. 5b und 6). Von HARTMANN (1988) und LENHART (1989) liegen weitere TGZ-Ergebnisse vor, die jedoch wegen Fehlern bei der Probenentnahme nicht repräsentativ sind. Eine von TSCHEE (1991) durchgeführte Aufsammlung erbrachte nach Untersuchung von PROF. K.-D. MEYER ein TGZ von $\lambda = 14,85^\circ$ bzw. $\varphi = 58,35^\circ$ (s. Abb. 5c und 6).

Auf einen lokalen Eisstausee begrenzt waren hangende Ablagerungen, wie sie besonders von HARTMANN (1988) und LENHART (1989) detailliert aufgenommen werden konnten. Über einem, nur im Randbereich des ehemaligen Sees auftretenden,

bis ca. 2 m mächtigen Fein- bis Mittelsand, der als Nachschütt-Schmelzwassersand gedeutet werden kann, folgten bis 15 m mächtige Beckensedimente. Meist direkt über unverwittertem Geschiebemergel einsetzend, war eine Grenzziehung zu diesem nur durch das Fehlen von Geschieben möglich. Die untersten Dezimeter dieser glazilimnischen Ablagerungen wiesen nur eine undeutliche Feinschichtung auf und bestanden wohl hauptsächlich aus aufgearbeitetem, dunklem, schluffig-tonigem Grundmoränenmaterial. Nach oben ging dieses kalkhaltige Sediment in einen kalkfreien Warvit über, der aus einer Wechselfolge von Lagen aus dunkelgrauem, stark tonigem Schluff (0,2–1,0 cm Mächtigkeit) und etwas hellerem, feinsandigem Schluff (0,1–1,0 mm Mächtigkeit) bestand. Noch weiter nach oben hin deutete eine graduelle Aufhellung der dunklen Farbe zu braun bis hellbraun, verbunden mit einer schwachen Vergrößerung des Materials, auf eine abnehmende Beteiligung pelitreichen Grundmoränenmaterials hin. Gleichzeitig erhöhte sich die Mächtigkeit der feinsandigen Lagen auf 1 bis 2 cm. Vereinzelt „drop-stones“ in den basalen Metern wiesen auf driftende Eisschollen hin; von HARTMANN (1988) wurden Arthropodenspuren beobachtet. TSCHEE (1991) erwähnte lang aushaltende, weiße bis beigefarbene Mittelsandlagen von 10–20 cm Mächtigkeit, die als Schmelzwassersandhorizonte gedeutet werden können. Aus dem mittleren Teil der Warvitserie liegen aus verschiedenen Abbauschritten unterschiedliche Beobachtungen vor. ELSNER (1987) konnte einen bis 5 m mächtigen, dunkelbraunen Beckenschluffkomplex beproben. Untersuchungen an der Fachhochschule Nordostniedersachsen zeigten, daß die Färbung jedoch nicht auf einen erhöhten Humusgehalt mit etwaiger Pollenführung, sondern auf fein verteilten Kohlenstaub zurückzuführen war. HARTMANN (1988) fand eine bis 5 m breite und 1 m tiefe Rinne aus grobklastischem, wohl glazifluvial abgelagertem Material. Im Beobachtungszeitraum von LENHART (1989) fielen einerseits Trockenrisse, andererseits eine an Gesteinen aus dem Elm reiche Fließerde auf.

Der überlagernde höhere Teil war im untersten Meter der unteren Warvitabfolge noch sehr ähnlich. Zum Hangenden fand eine allmähliche Zunahme der feinsandigen Anteile statt und die Lamination wurde gröber. „Drop-stones“ fehlten vollständig,

dafür traten häufig Lagen mit regelmäßig angeordneten Strömungsrippeln und teilweise feinen Schrägschichtungslamellen (Flaserschichtung) auf. Im Topbereich setzte sich die Farbänderung von bräunlich zu grauweiß durch; es entwickelte sich eine Wechselfolge von grauweißen, reinen und grauen, schwach schluffigen Feinsandlagen. Zu den hier noch deutlicher ausgeprägten o. g. sedimentologischen Merkmalen gesellten sich Auf- und Abschiebungen unterschiedlicher Richtung, die durch Kompaktions- und Sackungsvorgänge erklärt werden können. Obwohl von HARTMANN (1988: 72) innerhalb der Warvitserie verschiedene Laminationsrhythmen identifiziert werden konnten, unterblieb leider eine Zählung der unterschiedlichen Warven trotz guter Aufschlußbedingungen.

Über diesen glazilimnischen Bildungen war eine sich fortsetzende Kornvergrößerung sichtbar. So wurden die schluffigen Lagen immer dünner und machten grauweißen, schwach mittelsandigen Feinsanden Platz. Dieses jüngere Schmelzwassersediment war gekennzeichnet durch eingeschwemmte Lignitfitter und Kohlebröckchen, zunehmende Horizontalschichtung bei zurückgehender Schrägschichtung und Strömungsrippeln, des weiteren kleine Schluffgerölle, häufige grobsandige und kiesführende Partien sowie Kryoturbationserscheinungen. Diese v. a. in den tonig-schluffigen Lagen ausgebildeten unregelmäßigen Verknetungen, tropfenförmigen Diapire sowie schlierig-gekröseartigen Verbiegungen waren teils über das gesamte Schichtpaket verbreitet (HARTMANN 1988), teils traten sie nur ca. 0,5–1,0 m unter Top auf und dokumentierten dadurch einen internen Kryoturbationshorizont (LENHARD 1989). Die obersten 0,5 m dieser Schmelzwassersedimentfolge wurden meist von kiesigem Mittelsand gebildet, der wiederum kaum Kryoturbationserscheinungen aufwies. Gerölluntersuchungen zeigten bei völliger Entkalkung höhere Einflüsse nordischen Materials (79–90 % in der Mittelsandfraktion) sowie einen wesentlich geringeren Anteil an Geröllquarzen als in den älteren Schmelzwassersedimenten. Als maximale Mächtigkeiten dieser jüngeren Schmelzwasserablagerungen wurden von HARTMANN (1988) 3 m, von LENHART (1989) 5 m bzw. von TSCHEE (1991) sogar 9 m genannt.

An einer Stelle konnte von ELSNER (1987) der direkte Übergang der letztgenannten Schmelzwassersedimente in einen darüberlagernden Beckenschluff beobachtet werden. Unter Einschaltung von zuerst mm-dünnen, nach oben zunehmend cm-dicken hellgrauen Schlufflagen, später einzelnen sehr gut gerundeten Grobkiesen und Steinen („dropstones“) entwickelte sich ein im cm-Bereich geschichteter, grau-braun-marmorierter, kalkfreier, ca. 2 m mächtiger Beckenschluff. Hierüber wiederum folgte an anderer Stelle ein bis über 2,7 m mächtiger, ungeschichteter, sehr schwach feinsandiger, stark kalkhaltiger, zum Teil bräunlich marmorierter und feinstdurchwurzelter Schluff mit besonders am Top zusammengeschwemmten Kalkkonkretionen. Dieser Sedimentkörper wurde von ELSNER (1987) als Schwemmlöß gedeutet.

4.2 Elster-Spätglazial

Über dem erwähnten Schwemmlöß folgten ohne erkennbare Schichtlücken mehrere im Gelände v. a. farblich gut differenzierbare, durchgehend kalkfreie Beckenschluffhorizonte. Sie gelangten in einem ca. 450 m breiten, wenige Meter tiefen Becken zur Ablagerung. Braune bis dunkelbraune, selten dunkelgraue Farben, Wurzelreste und -röhrchen, wenige Holzstückchen und vereinzelt schwacher H₂S-Geruch belegten einen hohen Humusgehalt bzw. anaerobe Verhältnisse. Bläulichgraue Farben sowie Manganoxidausfällungen in Form von Flecken und Streifen standen dagegen in Zusammenhang mit einer späteren (Pseudo-)Vergleyung. Auffälligstes Sediment dieser bis ca. 5 m mächtigen Beckenschluffserie war ein stark bröckeliger, schwarzbrauner schluffiger Ton („Bröckelton“). Er verzahnte sich beckenwärts mit einem mächtigen tonigen Schluff, der durch umgelagerte Manganoxide blauschwarz gefärbt war (Gley bzw. Pseudogley) und sich ebenfalls teilweise durch eine starke Klüftigkeit (Brockigkeit) auszeichnete. Zerbröckelung und Bodenbildung dürften durch ein klimatisches Ereignis hervorgerufen worden sein. Hierbei könnte es sich um eine länger andauernde, wahrscheinlich sogar überregionale Dürre gehandelt haben, die am Uferbereich zu einer Austrocknung und im zentralen Beckenbereich zu einer intensiven (Pseudo-)vergleyung führte (ELSNER 1987). Zu demselben Ergebnis kam FEESER (1986), der aus einem Horizont

des Lauenburger Tons, einem Spätelster-zeitlichen Äquivalent der hier beschriebenen Schichtenabfolge, ein ähnliches Gefüge beschrieb.

Wenige Dezimeter über diesem Bröckelton war in einer hangenden, durchschnittlich 1,5 m mächtigen, insgesamt humusreichen Abfolge eine erste, bis 21 cm mächtige, dunkelbraune Torfmudde ausgebildet. Palynologische Untersuchungen erlauben Rückschlüsse auf relativ kühle und trockene Klimaverhältnisse während eines durch Kiefern, Birken und Fichten dominierten Interstadials (**Offleben-I-Interstadial**). Als lokale Komponente trat später verstärkt die Erle als Anzeiger für eine zunehmende lokale Versumpfung auf. Ein ausführliches Pollendiagramm ist in URBAN et al. (1988) zu finden.

Am Top belegte die starke Zunahme von tertiären Sporomorphen eine wachsende Verschwemmung durch eine zurückgehende Pflanzendecke. Sedimentologisch wurde diese Klimaverschlechterung durch bis 2 m mächtige, stark kalkhaltige, niveofluviatile Ablagerungen angezeigt, die bis in den ufernahen Beckenbereich geschüttet wurden. Ihr Geröllinhalt wies auf eine Zunahme der Erosion im Elm hin (N:M:P-Verhältnis = 58:37:5 in ELSNER 1987). Ein von HARTMANN (1989) in ähnlicher Lage vorgefundenes, beprobtes und von ihm als fluviatil gedeutetes, stark kryoturbat beeinflusstes Sediment kann vermutlich aufgrund der von ihm ermittelten Geröllkennwerte (N:M:P-Verhältnis = 58:35:7) mit der erstgenannten grobklastischen Ablagerung parallelisiert werden.

Nach diesem sowohl sedimentologisch als auch paläobotanisch nachweisbaren Klimarückschlag wurden erneut limnische Schluffe sedimentiert. Hierbei handelte es sich um einen bis 3 m mächtigen, bräunlichen Beckenschluff mit zwei bis je 20 cm mächtigen Torfmuddelagen und einzelnen Torflinsen. Im höheren Teil der Abfolge war der Schluff stark kalkhaltig ausgebildet. Dieser Kalkgehalt wurde u. a. durch zahllose, meist gut erhaltene Gastropoden- und Bivalvenschalen verursacht. Zusätzlich fanden sich große Mengen kleiner Holzreste, Früchte und Samen. Palynologisch ähnelt dieses **Offleben-II-Interstadial** mit seiner Kiefern-, Birken- und Fichtendominanz stark dem Offleben-I-Interstadial (URBAN et al. 1988), das somit v. a. sedimentologisch zweigeteilt erscheint.

Darauffolgend muß es erneut zu einer Klimaverschlechterung gekommen sein. Auf weiten Strecken des Tagebaus waren bis ca. 7 m mächtige, gelbliche, kalkfreie, feinkörnige Sande mit Kieslagen im oberen Teil und einer ca. 1 m mächtigen, braunen Schlufflage im Basisbereich aufgeschlossen. Wegen des raschen Abbaufortschritts in diesem Tagebaubereich, verbunden mit Hangrutschungen, konnten leider keine genaueren Informationen gewonnen werden.

Aus bzw. über dieser Feinsandserie entwickelte sich eine weitere, bis 4 m mächtige Beckenschluffserie mit Einlagerungen von Schluff- und Torfmudden sowie Torffetzen, aber auch Torflagen. Der braunschwarze bis hellgraue, z. T. aber auch bläulichgraue Beckenschluff enthielt wechselnde Anteile von Ton und Feinsand bei fast völliger Karbonatfreiheit (ELSNER 1987). In den stärker organischen Abschnitten wurden Molluskenschalen, Holzreste und Mammalia-Knochenreste nachgewiesen (URBAN et al. 1991). Durch Pollenanalyse konnten über einem sterilen Basisabschnitt ein trockenes und kühles Interstadial (**Esbeck-Interstadial**) mit Kieferndominanz, Birken- und Fichtenbeteiligung, aber auch Anteilen von Wacholder, Weide, Tanne, Eiche, Hasel und vielen anderen Arten nachgewiesen werden. Ein detailliertes Pollendiagramm ist in URBAN et al. (1988 bzw. 1991) wiedergegeben. Die limnische Sedimentation endete durch Einschaltungen sandig-kiesigen Materials im Hangenden.

Über den limnischen Ablagerungen folgten bis 3 m mächtige Fließerden, in denen von der Basis zum Top eine deutliche Kornvergrößerung und Karbonatzunahme festgestellt wurde. So war erst feinkörniger Sand umgelagert worden, der wahrscheinlich aus Schmelzwassersanden oder Schichten der „Feinsand-Serie“ stammte. Intensive Kryoturbationserscheinungen (ELSNER 1987, HARTMANN 1988) belegten diesen deutlichen Klimarückschlag. Im höheren Teil dieser solifluidalen Ablagerung nahm der grobklastische Anteil durch Zufuhr von Material aus den Elmhangelagen zu. Auch in diesem Abschnitt nachweisbare starke kryoturbate Verwürgungen belegten noch einmal periglaziäre Verhältnisse am Ende des Elster-Pleniglazials.

Im Hangenden folgende, stets durch eine Diskor-

danz getrennte Holstein-zeitliche Ablagerungen waren durch Pollenuntersuchungen immer sicher stratigraphisch einzuordnen.

5 Allertal im Raum Morsleben-Beendorf

Das Deckgebirge des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM) war bereits mehrfach Gegenstand umfangreicher geowissenschaftlicher Untersuchungen. Nach einem Rammkernsondierprogramm folgte zwischen November 1994 und September 1995 eine dritte große Bohrkampagne, in der Bohrungen bis 750 m Teufe niedergebracht wurden. Besonders in der Allertalstruktur zwischen Lappwald im Südwesten und Weferlinger Triasplatte im Nordosten wurden in zahlreichen Bohrungen bis 96 m mächtige Quartärprofile erfaßt. Der durchschnittliche Kerngewinn in dem fast ausschließlich im Rammkernbohrverfahren (101 mm Durchmesser) erfaßten Quartär betrug deutlich über 90 %. Die geowissenschaftliche Aufnahme und Probenentnahme für Analysen der Korngröße, des Polleninhaltes, der CaCO_3 - und Corg.-Gehalte, der Geröllführung, der Morphometrie und des Geschiebeinventars nach TGL 28232 (Fraktion 4–10 mm) erfolgte durch Geologen eines Ingenieurbüros und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Außenstelle Berlin.

Inhalt der folgenden Ausführungen sind die aus den Kernaufnahmen und o.g. Analysen vorliegenden Ergebnisse und Beobachtungen zum Geschehen während der Elster-Eiszeit in diesem Raum.

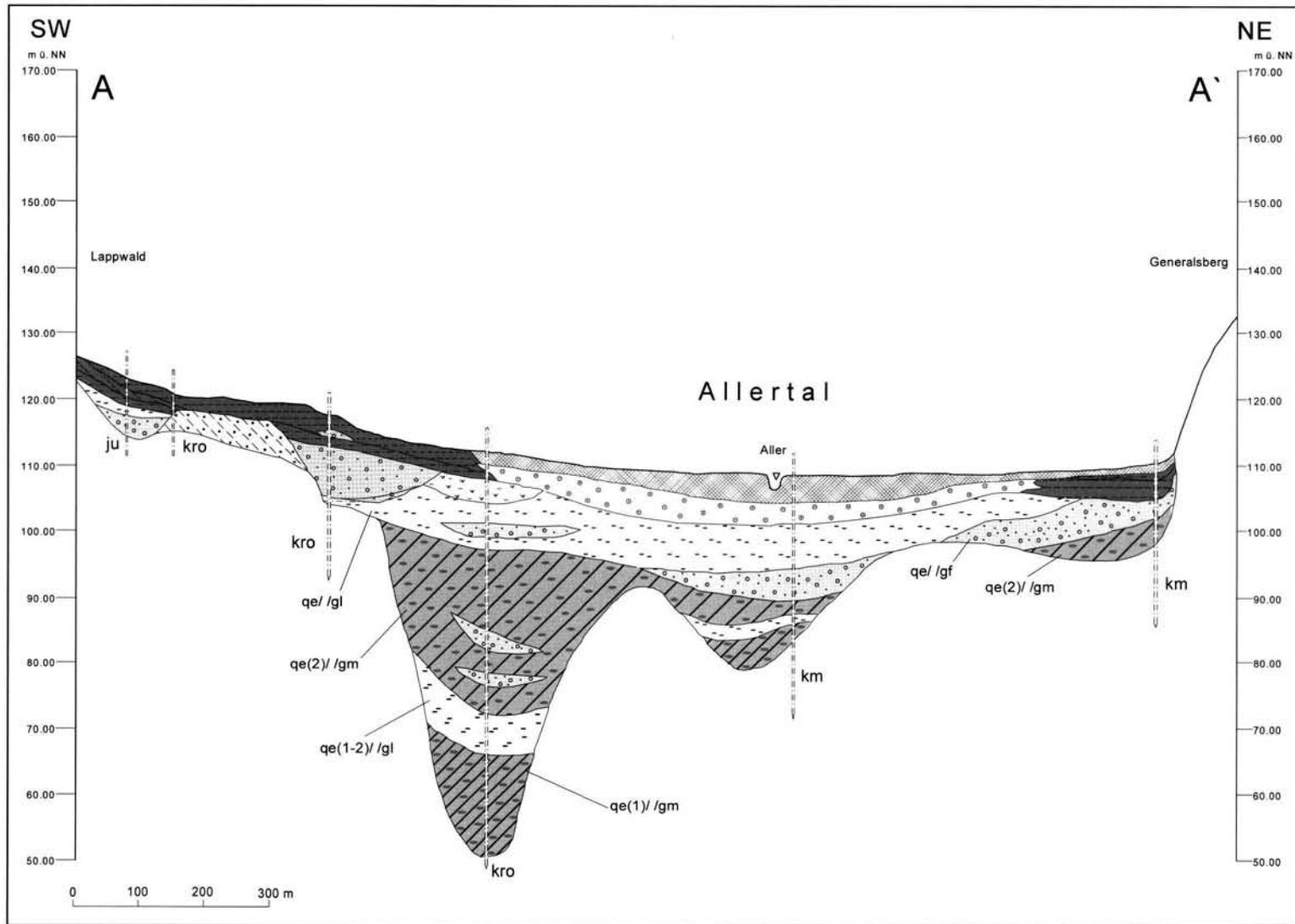
5.1 Elster-Pleniglazial

Die Vorgänge im Allertal vor Überfahung durch das Elster-Inlandeis können nur durch Beobachtungen in wenigen Bohrungen rekonstruiert werden. Präglaziale Schotter, wie sie im Allertal weit verbreitet sind, treten ausschließlich in höheren Lagen unter meist geringer Bedeckung aus glazialem Quartär auf (BGR 1993). So finden sich als älteste Elster-glaziale Sedimente häufig Reste von Fließerden aus oberkretazischen Sanden, Keupergesteinen und einzelnen ersten, nordischen, gut gerundeten Geröllen. Diese Fließerden werden von geringmächtigen Beckenschluffen und bis 2 m mächtigen, feinkörnigen Vorschütt-Schmelzwassersanden überlagert. Durch ihre gute Klassierung und

ihre helle Färbung belegen sie die Aufarbeitung der weit verbreitet unter dem Quartär anstehenden Quarzsande des Maastrichtium. Die geringe Geröllführung spricht für eine noch große Entfernung des Elster-Inlandeises.

Durch den zu dieser Zeit im Allertal vermutlich noch vorliegenden flachen Talgrund mit mächtiger Sandbedeckung, einzelnen Höhenrücken aus angewitterten Keupergesteinen sowie zahlreichen Subrosionssenken fand das vorrückende Eis ein sehr differenziertes Relief vor. Die weit verbreiteten bunten Mergel-, Ton- und Siltsteine des Mittleren Keuper wurden exariert und nach kurzem Transportweg, zusammen mit groben Schmelzwasserablagerungen und Geschiebemergelfetzen, selten auch -bänken in Form von markanten Lokalmoränen wieder abgelagert. Die Mächtigkeit dieser bunten, zum Teil auch olivfarbenen Lokalmoränen schwankt zwischen 3 und über 11 m. Sie treten nur an wenigen, nicht korrelierbaren Stellen im Allertal, jedoch stets an der Basis der ältesten Elster-Grundmoräne auf. Die innerhalb der wechselnd kalkhaltigen Lokalmoränen häufig nachweisbaren Blöcke aus Lokalmaterial erreichen bis 40 cm Durchmesser; die Größe der nordischen Gerölle, untergeordnet auch Geschiebe, ist dagegen wesentlich geringer.

Die hangende, weitflächig über das Allertal verbreitete, normal ausgebildete Grundmoräne des ältesten Elster-Inlandeisvorstoßes ist als schwarz- bis dunkelolivgrauer, schluffig-feinsandiger Geschiebemergel mit reicher nordischer Geschiebeführung ausgebildet. Schmelzwassersandlinsen und eingeschuppte, häufig steil stehende Beckenschluffeinlagerungen geringer Mächtigkeit sind nicht selten. Zusammen mit scharf begrenzten olivfarbenen, stark tonig-schluffigen Geschiebemergelbereichen in cm- bis m-Stärke ergibt sich das Bild eines eher unruhigen Eisvorstoßes. Bemerkenswert ist, daß in zahlreichen, zum Teil weit auseinanderliegenden Bohrungen im Allertal, drei durch Zwischenmittel deutlich getrennte Geschiebemergelbänke des ältesten Elster-Eisvorstoßes unterschieden werden können. Hierbei basiert die stratigraphische Zuordnung auf der durch palynologische Untersuchungen gesicherten Überdeckung durch Holsteinzeitliche Sedimente einerseits und auf der in stets gleicher Höhenlage und lithologischer Ausbildung



auftretenden hangenden jüngeren Elster-Grundmoräne sowie den mit ihr verbundenen Schmelz- und Stillwassersedimenten andererseits. Besonders innerhalb der mit meist mächtigen Elster-zeitlichen Sedimenten ausgefüllten Subrosionssenken (s. Abb. 3), aber nicht nur dort, ist die o. g. Dreiteilung gut zu erkennen.

Nach Auswertung aller verfügbaren Daten und Beobachtungen zeigt sich folgendes Bild:

Jede der drei Geschiebemergelbänke beginnt im Idealfall an der Basis mit einem oliv- bis dunkelolivgrauen, stark schluffig-tonigen, sandarmen, sehr homogenen und kompakten Geschiebemergel, der durchschnittlich 1 bis 2 m, maximal jedoch auch bis über 5 m Mächtigkeit erreichen kann. Neben der genannten Färbung, der spezifischen Lithologie und dem vollständigen Fehlen von Schmelzwassersandeinschaltungen ist auch das Auftreten von überwiegend einheimischen Komponenten (speziell Buntsandsteine und grünlich-bunte Mergelsteine des Mittleren Keuper) sehr typisch und damit eine bereits makroskopische Einordnung sehr leicht möglich. Teils mit sehr scharfer Grenze, teils aber

auch durch bis maximal 30 cm mächtige, wohl in-glaziär sedimentierte Mittel aus glaukonitischen Feinsanden, umgelagerten Schluffen oder weißgrauer Grundmoräne getrennt, folgt ein völlig anders ausgebildeter hangender Bereich. Hierbei handelt es sich um einen typisch feinsandig-schluffigen, schwarz- bis dunkelolivgrauen, ungeschichteten Geschiebemergel mit einzelnen Schlieren, Linsen und selten Lagen von Schmelzwassersedimenten. Besonders in den hangenden Abschnitten nimmt die Mächtigkeit und Häufigkeit dieser Einschaltungen jedoch deutlich zu; sie sind zudem teilweise chaotisch gelagert. Der Geschiebebestand ist durchgehend eindeutig nordisch bestimmt, vereinzelt treten Ligniteinschlüsse auf. Die Mächtigkeit dieser hangenden Abschnitte variiert sehr stark und beträgt zwischen 2 und 9 m.

Aufgrund der genannten lithologisch-sedimentologischen Merkmale wird der basale olivfarbene Abschnitt der einzelnen Geschiebemergelbänke als typischer „lodgement till“ gedeutet, der durch gletscherbasinnahe Durchmischung von lokal anstehendem Material (Keuper, Buntsandstein) entstand. Er stellt damit eine Übergangsform (Lokalfazies) zwischen der bereits beschriebenen Lokalmoräne und einer „normalen“ Grundmoränenfazies, v. a. mit aus größerer Entfernung bis aus Skandinavien heran transportiertem Material dar. Dieser Normalfazies entspricht der obere schwarzolivgraue Abschnitt der einzelnen Geschiebemergelbänke. Möglicherweise handelt es sich hierbei basal ebenfalls um einen „lodgement till“, der aber nach oben bald in einen „melt-out till“ übergeht, wie er beim Abschmelzen von Inlandeismassen sedimentiert wird.

Abb. 3: Profilschnitt A – A' (zwischen Beendorf und Morsleben) durch das Quartär im mittleren Allertal. Zu beachten sind die tiefen Subrosionssenken, die mit Sedimenten des ersten und zweiten Elster-Eisvorstoßes in diesem Raum ausgefüllt wurden. Im Hangenden innerhalb des Talraumes gleichmäßige Verbreitung jüngerer Bildungen (Holstein bis Holozän).

Fig. 3: Cross-section A – A' (between Beendorf and Morsleben) showing the deposits of Quaternary age in the middle Aller valley. Notice deep depressions caused by salt leaching filled with sediments of the first and second Elsterian ice advance in this area. In the valley floor above uniform distribution of younger deposits (Holsteinian to Holocene).

Zwischen den einzelnen Geschiebemergelbänken treten sowohl fein- bis grobkörnige, meist kiesarme Schmelzwassersande, aber auch nicht weniger häufig deutlich geschichtete Beckenschluffe von Dezimetern bis 6 Metern Mächtigkeit auf. Vereinzelt sind diese Zwischenmittel glazitektonisch überprägt, so daß zum Teil eine gesicherte Beweisführung der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse erschwert ist. In anderen Kernen ist jedoch über viele Meter vertikaler Erstreckung das Studium zahlreicher ungestörter sedimentologischer Feinstrukturen, wie Rippelmarken, Belastungsstrukturen oder Eindruckmarken von „drop-stones“ in horizontal geschichteten Beckenschluffen und

Legende:

	- künstliche Auffüllung		- Beckenschluff (// gl - l)
	- Auelehm, Auemergel		- glazifluviale Sande und Kiese (// gf)
	- Sand-/Schluffmudde		- Geschiebemergel/-lehm Drenthe-Stadial
	- Sande und Kiese der Niederterrasse		- Grundmoräne (qe(3?)) jungstes Elster-Stadial
	- Fließerde (sandig-kiesig): (tonig - schluffig)		- Grundmoräne (qe(2)) jüngeres Elster-Stadial
	- Löß/Lößlehm		- Grundmoräne (qe(1)) älteres Elster-Stadial
			- Lokalmoräne (qe(1)) älteres Elster-Stadial

-feinsanden möglich. Die Wahrscheinlichkeit, daß es sich bei allen beobachteten Zwischenmitteln stets um vom Gletschereis aufgenommene und bald wieder sedimentierte Schollen handelt, ist daher sehr gering. Vielmehr kann davon ausgegangen werden, daß das Untersuchungsgebiet während des ersten Hauptvorstoßes des Elster-Inlandeises mehrmals vom Gletscher überfahren wurde. Dies bedeutet, daß es in diesem Außenbereich des Eisschildes während eines ältesten Hauptvorstoßes zu mindestens drei Oszillationen kam. Geht man weiterhin davon aus, daß zumindest einige wenige der in den einzelnen Zwischenmitteln auftretenden sehr geringmächtigen Grundmoräneneinschaltungen auf kurzfristige Vorstöße lokaler Gletscherzungen und nicht nur auf Umarbeitung liegenden Grundmoränenmaterials zurückzuführen sind, ergibt sich eine Reichweite der Oszillationsbewegungen maximal im 10er km-Bereich.

Im Gegensatz zu der durch lokale Subrosionssenken geprägten Verbreitung der Grundmoränen des ältesten Elster-Eisvorstoßes findet sich das hangende Zwischenmittel im Liegenden der jüngeren Elster-Grundmoränen, von einer Subrosionssenke abgesehen, im Allertal in einem relativ durchgehenden Höhenniveau von ca. 90–100 m ü. NN (s. Abb. 3). Bei diesem Zwischenmittel handelt es sich um wenige Dezimeter bis über 11 m mächtige Schmelzwassersande und -kiese, die nach oben hin in der Regel feinkörniger werden. In diesen hellbraun-grauen bis hellolivfarbenen, kalkhaltigen Fein- bis Mittelsanden, selten Beckenschluffen, sind kohlige Flitter weit verbreitet. Eine ruhige Horizontalschichtung im mm- bis cm-Bereich spricht für eine größere Entfernung des Inlandeises. In einer Bohrung (Dp Mors 33B) ist in stark kalkhaltigen, feinsandig-tonigen Beckenschluffen unter fraglichem Geschiebedecksand eine geringmächtige Bodenbildung angedeutet.

Nur in wenigen Bohrungen wurden hangende, bis maximal 4 m mächtige, wieder etwas gröberkörnige Schmelzwassersande angetroffen, die als Vorschütt-Schmelzwassersedimente des erneut vorrückenden Gletschers gedeutet werden müssen. Die in ihnen auftretenden Kiese sind stark nordisch geprägt (N:M:P-Verhältnis bzw. F/NK-Quotient der Mittelkiesfraktion = 91:7:2 bzw. 0,43). Bei einer Durchmusterung wurde unter den wenigen Grob-

kiesen ein Faxekalkstein gefunden, der Rückschlüsse auf einen westskandinavischen Einfluß der Geschiebeführung des Gletschers zuläßt. Der einheimisch-mesozoische Anteil ist v. a. durch Gesteine des Buntsandstein und des Unterhät vertreten. In einigen Bohrkernen treten am Top des Hauptzwischenmittels Verwürgungen und kleine Eiskeilpseudomorphosen auf.

Der hangende Geschiebemergel besitzt an seiner Basis häufig eine bis wenige Meter mächtige Zone mit mm- bis cm-dünnen Lagen aus vom Eis abgescherten und dann ausgewalzten Schmelzwassersanden oder Beckenschluffen. In einem Fall sprechen senkrecht stehende Geschiebe in einer stark tonigen Matrix für eine lokale subaquatische Ablagerung der tiefsten Teile der Grundmoräne. In einer anderen Bohrung konnten farblich deutlich unterscheidbare, olivfarbene Schlieren von älterem Geschiebemergel (s. o.) nachgewiesen werden. Sieht man von diesen, auf die Basisbereiche begrenzten Erscheinungen ab, ist der jüngere Geschiebemergel im Gegensatz zu den älteren durchgehend homogen und kompakt ausgebildet. Er besitzt durchgehend einen hohen Kalkgehalt, eine feinsandig-schluffige Matrix, eine dunkel- bis schwarzolivgraue Farbe, eine durch nordische Komponenten geprägte Geschiebeführung sowie eine Mächtigkeit von wenigen bis in Subrosionssenken durchschnittlich 20–30 m. Im Vergleich zu den älteren Geschiebemergeln ist der Xylitgehalt erhöht. Olivgrüne, tonige, durch einheimische Gesteine geprägte Bereiche treten nicht auf; intramoränale Schmelzwassersandlinsen wurden sehr selten durchbohrt. Aufgrund dieser Merkmale scheint es sich um den „lodgement till“ eines weit nach Süden vorgestoßenen Inlandeises zu handeln, das das Untersuchungsgebiet im Zeitraum seiner Maximalausdehnung mit großer Mächtigkeit überdeckte.

Weit verbreitet sind ganz am Top dieses ansonsten homogenen, ungeschichteten Geschiebemergels sehr unterschiedlich mächtige Lagen, Schlieren und Linsen von Sand. Diese sind verbunden mit einer nach oben zunehmenden chaotischen Lagerung typische Merkmale von Ablationsmoränen, wie sie vereinzelt auch in den Dachbereichen der liegenden Grundmoränenbänke angetroffen wurden. Die maximal nachgewiesene Mächtigkeit einer solchen Ausschmelzmoräne wurde in der Bohrung Dp

Mors 69A mit 4,4 m bestimmt, wo sie eine 29 m mächtige, ungeschichtete Absatzmoräne überlagerte.

Während fast überall im zentralen Allertal im Hangenden dieser jüngeren Elster-Grundmoräne Nachschütt-Schmelzwassersedimente oder auch mächtige Beckenbildungen angetroffen werden können (s. Abschnitt 5.2), bieten die Kerne der Bohrung Dp Mors 86A ein völlig anderes Bild. Der Ansatzpunkt dieser Bohrung lag auf einem östlich der Allerniederung gelegenen Plateau bei 136,80 m ü. NN und damit ca. 25 m über den anderen Bohransatzpunkten im zentralen Allertal (s. Abb. 4). Durch einen in diesem Bereich nach Westen mäandrierenden Allerflußbogen, blieb dieses Plateau von stärkerer Erosion verschont und liefert damit heute, gleich einem Zeugenberg, Hinweise auf die ursprüngliche, andernorts bereits abgetragene pleistozäne Schichtenfolge im Untersuchungsraum.

In der gleichen absoluten Höhenlage um 100 m ü. NN wie in allen anderen Bohrungen, wurde auch in der Bohrung Dp Mors 86A der oben beschriebene jüngere, hier allerdings nur 1,5 m mächtige Elster-Geschiebemergel angetroffen. Hierüber folgen an dieser Stelle 4 m mächtige, stark kalkhaltige, wechselnd grobsandig-kiesige, ungeschichtete Schmelzwasserablagerungen mit kleinen Nestern und Schlieren von Geschiebemergel an ihrem Top. Im unteren Drittel tritt dagegen als Einschaltung ein inhomogenes, ungeschichtetes Gemenge aus zersetzten, in benachbarten Hanglagen anstehenden Fest- und Lockergesteinen mit vereinzelt nordischen Kiesen auf, das als Fließerde gedeutet werden kann.

Bedeutsamer ist jedoch das über den Schmelzwasserablagerungen durchbohrte Sediment, bei dem es sich zweifelsfrei um eine weitere und damit jüngste Elster-Grundmoräne handelt. Diese 8,9 m mächtige ungeschichtete Grundmoräne besitzt eine feinsandig-schluffige Matrix, einen durchgehend hohen Kalkgehalt und eine schwarz- bis dunkelolivgraue Farbe. Makroskopisch sind keinerlei Unterschiede zu den liegenden, ähnlich farbigen, älteren Grundmoränenbänken erkennbar. Auch an der Basis dieses jüngsten Elster-Geschiebemergels treten nach unten zunehmend Lagen, Schlieren und Nester von braungrauen, schwach kalkhaltigen

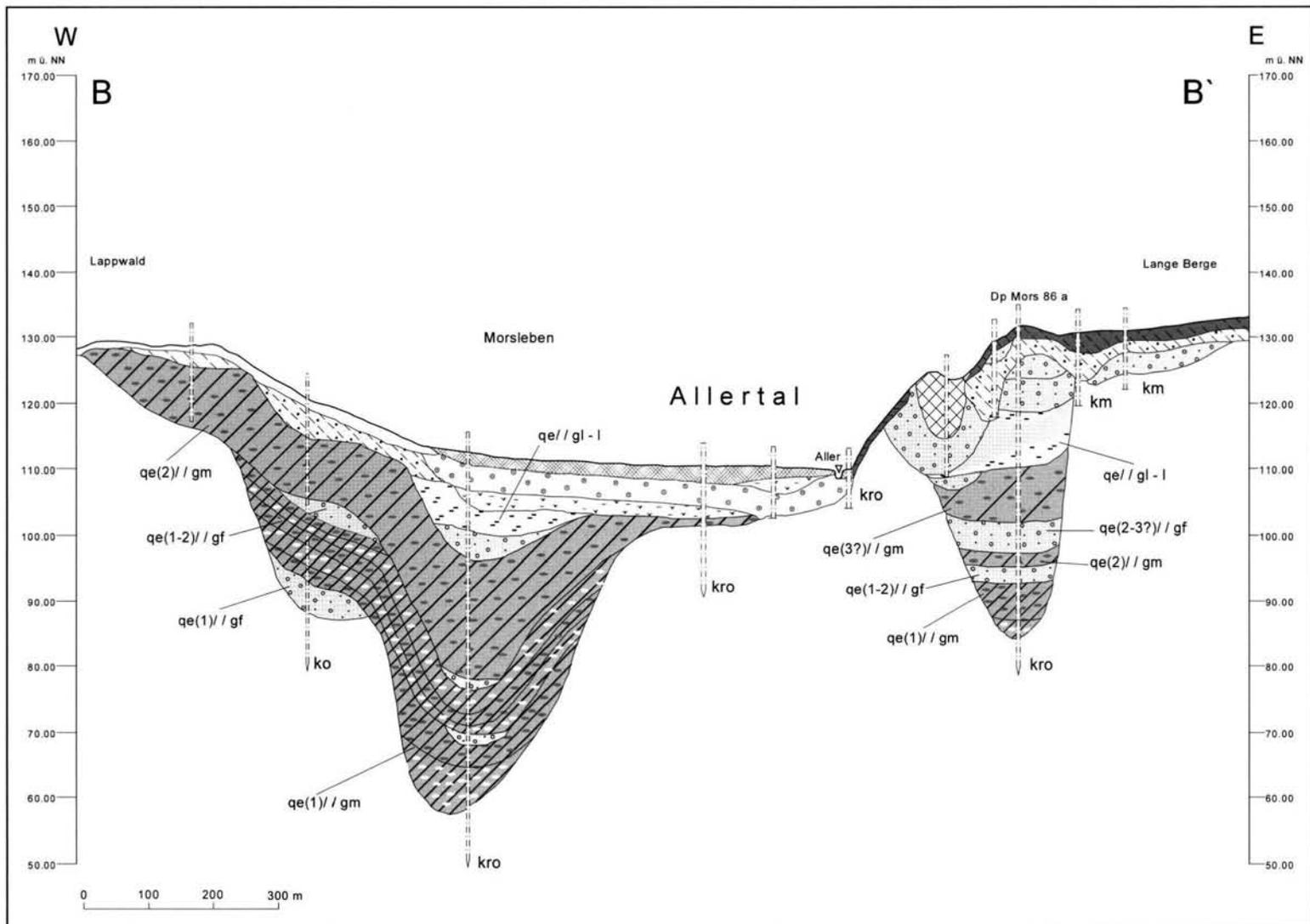
Schmelzwassersanden auf. In den obersten Dezimetern nachweisbare, stark verbrodelte Nester und Schlieren von Schmelzwassersanden sprechen für eine intensive kryoturbate Beeinflussung des als Ablationsmoräne abgelagerten obersten Abschnitts dieser Grundmoränenbank. Leider wurden aus dieser jüngsten Elster-Grundmoräne weder Proben für Korngrößenanalysen noch für Grobgeschiebezählungen nach der TGZ-Methode entnommen.

Die im Hangenden dieses jüngsten Elster-Geschiebemergels in der Bohrung Dp Mors 86A folgende, über 8 m mächtige limnische bis glazilimnische Beckenfolge (unterhalb ebenfalls außergewöhnlich mächtiger Vorschütt-Schmelzwassersedimente und Grundmoräne des Drenthe-Stadiums der Saale-Eiszeit) ist mit weit verbreiteten ähnlichen Sedimenten im Hangenden des zweiten Elster-Geschiebemergels im zentralen Allertal gut vergleichbar (s. Abschnitt 5.2). Da diese vergleichbaren Sedimente dort jedoch durchschnittlich 15 m tiefer anstehen, kann hierdurch auf einen enormen Schmelzwasseranfall am Ende des Elster-Glazials geschlossen werden. Verbunden mit einer sich ausbildenden, tief einschneidenden Vorform der Aller führte dies zu einer starken Erosion der ursprünglich weit mächtigeren Elster-zeitlichen Schichtenfolge.

Wenige Dezimeter mächtige, horizontal lagernde, fein- bis mittelkörnige, schwach kiesführende, nach oben abnehmend kalkhaltige Schmelzwassersande sind im Allertal unregelmäßig verbreitet und können als Erosionsreste einst mächtigerer Nachschütt-Schmelzwassersedimente gedeutet werden. Ebenso wie in den nur in einer Bohrung darüber lagernden 1,3 m mächtigen, hellbraungrauen bis olivgrauen, kalkhaltigen, feinsandig-schluffigen Beckenbildungen treten in ihnen vereinzelt kryoturbate Verwürfungen auf. Es sind dies die jüngsten Bildungen, die sicher in das Elster-Pleniglazial gestellt werden können.

5.2 Elster-Spätglazial

Die Verhältnisse im Elster-Spätglazial waren, wie bereits angeführt, im Allertal durch einen hohen Anfall von Schmelzwasser, verbunden mit den



Wirkungen einer sich schnell ausbildenden und einschneidenden frühen Aller geprägt. In zahlreichen Toteislöchern kamen teils bis über 10 m mächtige Beckenschluffe und -feinsande zur Ablagerung. An ihrem Top leiten diese zum Teil mit anscheinend fließendem Übergang in ebenfalls mehrere Meter mächtige Holstein-zeitliche limnische Schluffe, Mudden, Torfe sowie fluviatile Sande über, die im gesamten zentralen Allertal weit verbreitet sind.

Obwohl die Spätelster-zeitlichen Ablagerungen im Detail sehr unterschiedlich ausgebildet sind, lassen sich doch, allerdings mit gewissen Unsicherheiten, großräumige Korrelationen vornehmen.

Abb. 4: Profilschnitt B – B' (bei Morsleben) durch das Quartär im südlichen Allertal. Im westlichen Talraum (ähnlich wie im Profilschnitt A – A') eine tiefe Subrosionssenne, die mit Ablagerungen des ersten und zweiten Elster-Eisvorstoßes ausgefüllt wurde. Im östlichen Talraum sind dagegen an der Talschulter zusätzlich Sedimente eines dritten Elster-Eisvorstoßes und Spätelster-zeitliche Bildungen erhalten geblieben. Ihr Vorhandensein und ihre Höhenlage belegen neben einer dritten Elster-Inlandeiseüberfahrung dieses Raumes, dass im zentralen Aller-Talraum im Zeitraum zwischen Abschmelzen des Elster-Inlandeises und Erreichen des Klimaoptimums der Holstein-Warmzeit mindestens 15 m Sediment abgetragen wurden. Alle jüngeren fluviatilen und limnischen Sedimente des zentralen Aller-Talraums lagern in dieser spät-Elster-zeitlichen Erosionsform, sind flächenhaft verbreitet und erreichen jeweils nur wenige Meter Mächtigkeit. (Legende vgl. Abb. 3)

Fig. 4: Cross-section B – B' (near Morsleben) showing the deposits of Quaternary age in the southern Aller valley. In the western part of the valley there is a deep depression caused by salt leaching (similar to cross-section A – A') filled with deposits of the first and second Elsterian ice advance. Additionally at the eastern valley shoulder sediments of a third Elsterian ice advance and deposits of late Elsterian age are observable. Their existence and their altitude are proof of a former third Elsterian ice advance in this area as well as an erosion of more than 15 m of sediments between thawing of the Elsterian ice sheet and the climatic optimum of the Holsteinian. All younger fluvial and limnic sediments of the central valley floor rest in this erosion form of late Elsterian age. Distribution of these younger sediments is uniform with thicknesses of only several meters each. (legend like fig. 3)

Meist direkt aus den genannten Nachschütt-Schmelzwasserbildungen entwickeln sich erst mittel-, dann immer feinkörnigere, nach oben lagenweise schwach schluffige und glimmerführende, kalkhaltige, gut klassierte Sande. Diese söhlig lagernden, deutlich geschichteten Sande erreichen bis 3 m Mächtigkeit. Sie wurden teils in lokalen Becken, teils in Nebenarmen der frühen Aller sedimentiert. Ein wenige Dezimeter mächtiger, kalkfreier bis schwach kalkhaltiger Bereich mit schwachem H₂S-Geruch und sehr geringen Mengen stark zersetzten organischen Materials spricht für die Ausbildung einer geschlosseneren Pflanzendecke, vielleicht in einem kühlen Interstadial. In den darüber lagernden Sanden beobachtbare schlierige Verwürgungen lassen jedoch erneut kaltzeitliche Temperaturbedingungen vermuten.

Sichere interstadiale Klimaverhältnisse sind durch bis insgesamt 3,5 m mächtige hangende Bildungen nachgewiesen, die in zahlreichen Bohrungen angetroffen wurden: Aus den basalen, größtenteils sterilen und kalkhaltigen Feinsanden entwickeln sich mit fließendem Übergang bis 2,7 m mächtige, durchgehend kalkfreie, undeutlich geschichtete, hellolivgraue, fein- bis mittelkörnige Sande mit lagenweise oder diffus verteiltem organischen Material. Vereinzelt finden sich in diesen gut klassierten fluviatilen Sanden auch Fetzen umgelagerter Schluffmudde. Auf Schwellen, wo diese Sande fehlen, kann ein geringmächtiger Boden entwickelt sein.

Nach oben leiten die Sande in bis über 2 m mächtige limnische Bildungen über. Es handelt sich um dunkel- bis schwarzgraue, meist kalkfreie, massige bis fein geschichtete, wechselnd tonige Schluffe, zum Teil auch Schluffmudden, mit diffus verteiltem oder auch lagenweise angereicherterem organischen Material (Holzstückchen, Pflanzenhäcksel) und schwachem H₂S-Geruch. Bereichsweise treten massenhaft Molluskenschalenbruchstücke, aber auch zweiklappige Exemplare von kleinen Pisdien auf. Am Top dieser limnischen Bildungen findet sich in der Bohrung Dp Mors 86A (s. o.), durch einen 1 m mächtigen, massigen, braungrauen, schwach kalkhaltigen Beckenschluff getrennt, eine 50 cm mächtige Bodenbildung.

Weit verbreitet im Allertal sind auf die limnischen Schluffe folgende, bis fast 8 m, durchschnittlich je-

doch 3 bis 5 m mächtige kaltzeitliche Beckenablagerungen. Diese sehr typischen Ablagerungen beginnen mit schwach feinsandigen, lagenweise sehr schwach tonigen Schluffen und nachfolgend schwach schluffigen Tonen. Darüber lagern wieder wechselnd feinsandige Schluffe und zuletzt lagenweise schluffige oder mittelsandige Feinsande. Gemeinsam ist all diesen Sedimenten der hohe Kalkgehalt, die Feinglimmerführung, die intensive, teilweise warvitische, horizontale Schichtung im mm- bis cm-Bereich und das lagenweise Auftreten von sehr feinen Kohleflittern. Die wechselnd hell- bis schwarzolivgraue Färbung wird bereichsweise durch starke Manganoxidausfällungen in Form von Lagen, Schlieren und Flecken überprägt. Sehr selten wurde ein sehr schwacher H₂S-Geruch oder stark zersetzte kleine Pflanzenhäcksel registriert. Im obersten, gröberkörnigen Bereich finden sich vereinzelt schwache Kryoturbationen oder sehr kleine Eiskeilpseudomorphosen.

Ein Wechsel zu erneuten interstadialen Klimabedingungen ist durch unterschiedlich mächtige und verschieden ausgebildete hangende Sedimente belegt. Teils wurden erneut fluviatile, schwach kalkhaltige, dunkelgraue bis braungraue Feinsande mit lagenweise angereichertem organischen Material, teils ebenfalls schwach kalkhaltige und tonige, dunkelolivgraue, limnische Schluffe mit einzelnen Molluskenschalenbruchstücken abgelagert. In einer Bohrung (Dp Mors 68A) wurde eine 1,1 m mächtige, oliv- bis grüngraue, bereichsweise feingeschichtete Kalkmudde durchteuft. In ihr sind unregelmäßig verteilte Pflanzen- und senkrecht angeordnete Wurzelreste erhalten. In der Bohrung Dp Mors 86A (s. o.) ist diese Klimaverbesserung wahrscheinlich durch eine 60 cm mächtige Bodenbildung repräsentiert.

Durch die unterschiedlich große Diskordanz im Liegenden der Holstein-zeitlichen Sedimente ist eine Rekonstruktion des weiteren Geschehens am Ende des Elster-Pleniglazials nur lückenhaft und mit größeren Unsicherheiten behaftet möglich. Während in der Bohrung Dp Mors 68A knapp 3 dm mächtige niveofluviatile, stark kalkhaltige, grobklastische Sedimente den Abschluß der Elsterzeitlichen Sedimentfolge bilden, erlaubt die Bohrung Dp Mors 86A (s. o.) noch weitere Rück-

schlüsse. Hier finden sich statt der niveofluviatilen Sedimente wenige Dezimeter mächtige, grobkörnige fluviatile Ablagerungen, die nach oben hin, mit gradueller Korngrößenabnahme, schnell schwach tonigen, feinsandigen, massigen und ungeschichteten, unten weißolivgrauen, oben weißbraungrauen Beckenschluffen Platz machen. Die vollständige Kalkfreiheit ist vermutlich auf eine tiefreichende Holstein-zeitliche Entkalkung zurückzuführen. In den obersten 50 cm dieser insgesamt 2 m mächtigen Abfolge ist erneut ein deutlicher Bodenhorizont ausgebildet.

Über dieser Bodenbildung sind in der Bohrung Dp Mors 86A noch 3 dm mächtige Reste eines weißbraungrauen, ungeschichteten, schluffigen Feinsandes erhalten, der mit scharfer Grenze von mächtigen, grobkörnigen und kalkhaltigen Drenthe-I-Vorschütt-Schmelzwassersanden gekappt wird.

6 Zusammenfassung und Korrelationsmöglichkeiten

6.1 Zusammenfassende Gliederung der Elster-Eiszeit im Untersuchungsraum

Obwohl die einzelnen Schichtglieder der Elsterzeitlichen Abfolgen im Tagebau Schöningen und in dem 13 km nordöstlich sich davon erstreckenden Allertal zum Teil sehr unterschiedlich ausgebildet sind, ist eine übergreifende Korrelation dennoch möglich.

Das Allertal wurde während der Elster-Eiszeit dreimal vom Inlandeis überfahren. Hierbei ist der jüngste Eisvorstoß mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine regionale Oszillation zurückzuführen. Zusätzlich lag das Allertal auch während des ersten Eisvorstoßes im Oszillationsbereich des Gletschers. Der im Zuge des zweiten Eisvorstoßes abgelagerte homogene Geschiebemergel ist schluffig-feinsandig ausgebildet, von schwarzolivgrauer Farbe und erreicht Mächtigkeiten bis 33 m. Er kann damit leicht mit dem zweiten Geschiebemergel aus dem Tagebau Schöningen verglichen werden, der bei gleicher sedimentologischer Ausbildung bis über 28 m Mächtigkeit erreicht. Die in diesem mächtigen Geschiebemergel durchgeführten Einregelungsmessungen belegen eine Drehung der Eisstromrichtung von NW-SE über N-S und NE-SW bis hin zu E-W.

Ein ähnliches Verhalten wurde von RICHTER (1961) in einem Elster-Geschiebemergel in den Rhät-Sandsteinbrüchen bei Velpke beobachtet. Auch die aus dem Schöningen-Hauptgeschiebemergel und dem Velpke-Geschiebemergel (RICHTER 1962, MERKT 1996) ermittelten TGZ-Werte (vgl. Abb. 6) stimmen gut überein.

Die während der ersten Eisvorstöße im Allertal abgelagerten Grundmoränenbänke besitzen häufig einen charakteristischen schluffig-tonigen, kompakten, olivgrünen Basisbereich. Auch die von TSCHEE (1991) im Liegenden des mächtigen Geschiebemergels im Tagebau Schöningen dokumentierte Grundmoräne ist derartig ausgebildet und kann daher vermutlich mit den ersten Eisvorstößen in diesem Raum parallelisiert werden. Gleiches trifft für die von WAGENBRETH (1970) erwähnte, maximal 5 m mächtige, graue bis grüngraue, tonige Varietät einer Elster-Grundmoräne in den Oscherslebener Mulden zu.

Zum Teil typisch für das Untersuchungsgebiet scheinen auch mächtige Lokalmoränen an der Basis der ältesten Elster-Grundmoränenbank zu sein, wie sie von WIEGERS (1932), WAGENBRETH (1970) und nun auch aus dem Allertal beschrieben wurden.

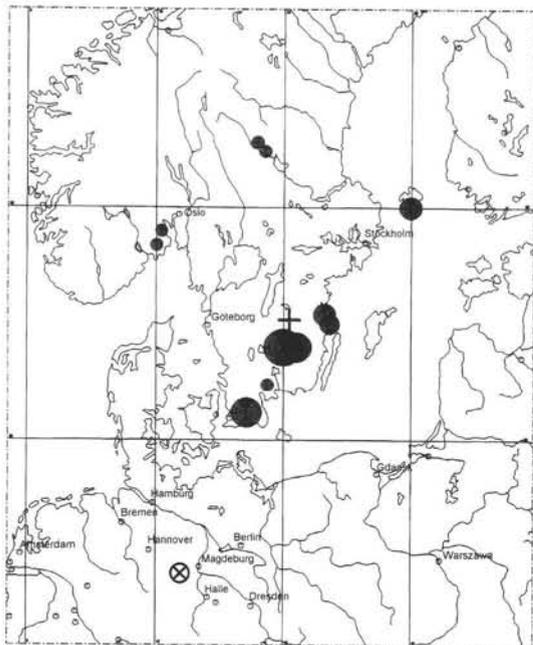
Die bisher nur in der Bohrung Dp Mors 86A im Allertal nachgewiesene jüngste Elster-Grundmoräne kann nur mit Schwierigkeiten auf lokale Rutschungsvorgänge, wesentlich wahrscheinlicher jedoch auf eine letzte, auf den Untersuchungsraum beschränkte Oszillation während der Eisabbauphase des 2. Elster-Inlandeisvorstoßes zurückgeführt werden. Ob es sich auch bei der von WAGENBRETH (1970) aus dem Basisbereich der Bode-Hauptterrasse erwähnten, bis 24 m mächtigen, braungrauen Grundmoräne um ein Äquivalent dieser jüngsten Grundmoräne handelt, muß weiteren Untersuchungen (s. Kap. 7) vorbehalten bleiben.

Besondere Beachtung verdienen die mächtigen Vorschütt-Schmelzwassersedimente im südlichen Untersuchungsgebiet, die v. a. mit dem zweiten Elster-Eisvorstoß in diesem Raum zu korrelieren sind. Vermutlich sind sie für die weitflächige Erosion der ältesten Grundmoränen südlich des Allertals verantwortlich. Von Norden nach Süden nimmt die Mächtigkeit dieser kiesigen Schmelzwassersande zu:

im Allertal werden über 11 m, im Tagebau Schöningen weit über 20 m und direkt nördlich des Großen Bruchs nördlich Hadmersleben (WIEGERS 1932) über 30 m Mächtigkeit erreicht. Hier und im Raum Neuwegersleben werden sie seit Jahren in großen Kiesgruben abgebaut. Aufgrund der Untersuchungen von HARTMANN (1988) im Tagebau Schöningen handelt es sich wohl um Ablagerungen eines Vorschüttandsers. Als Vorfluter dieses Sanders und damit als eine Art Urstromtal kann das Große Bruch angenommen werden, über das eine Entwässerung nach Westen Richtung Oker erfolgt sein muß. Vom Harz zuströmende Flüsse mögen die abgeführten Wassermengen zusätzlich erhöht haben. Die kürzlich in FELDMANN, GROETZNER & WEYMANN (2001) anders postulierte Entstehungsgeschichte des Großen Bruchs braucht hier in diesem Zusammenhang nicht diskutiert werden, da sie auf qualitativ völlig unzureichenden Bohrgutausträgen beruht (frdl. mdl. Mitt. Herr WEYMANN).

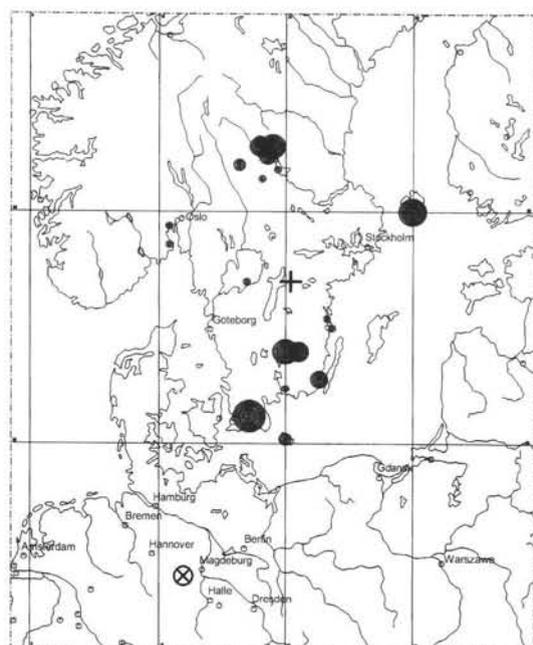
Auch die Spätelster-zeitlichen Ablagerungen aus dem Tagebau Schöningen und dem Allertal können miteinander parallelisiert werden. Hierbei ist jedoch von Bedeutung, daß im Allertal vorwiegend fluviale Sedimente zum Absatz kamen, während die Helmstedter Westmulde bei Schöningen durch ein limnisches Ablagerungsmilieu geprägt war. So wurden im Tagebau Schöningen Ablagerungen von zwei Interstadialen überliefert, die dank guter Pollenerhaltung palynologisch sicher einstuftbar waren. Hierdurch war zum ersten Mal in Mitteleuropa der Nachweis von deutlichen Klimaschwankungen am Ende des Elster-Glazials möglich (URBAN et al. 1988). Zusätzlich erscheint bei Schöningen das älteste, das Offleben-Interstadial, v. a. sedimentologisch zweigeteilt. Dieses Offleben- und das hangende Esbeck-Interstadial sind dort durch mächtige niveofluviale Feinsande voneinander getrennt.

Auch im Allertal sind die Sedimente von mindestens zwei Spätelster-Interstadialen überliefert. Im Gegensatz zu den Beckenschluffen im Tagebau Schöningen entwickeln sich im Allertal die ältesten interstadialen Ablagerungen aus fluvialen Sanden. In ihnen ist bereichsweise jedoch bereits organisches Material enthalten; dagegen fehlen Merkmale einer



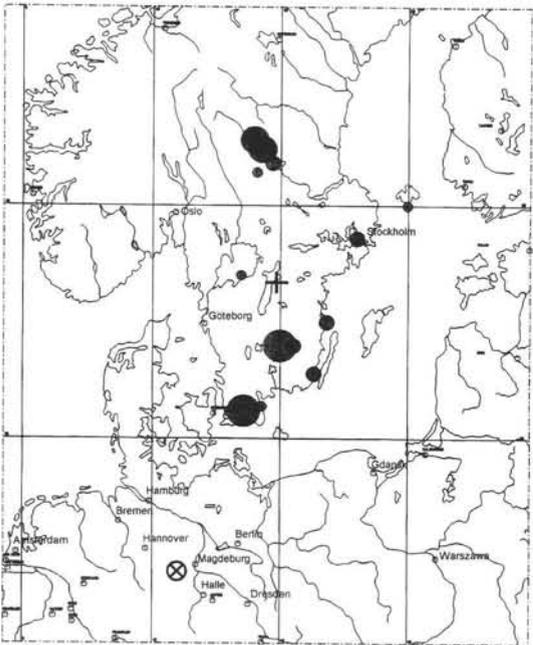
TK 3831 TGZ 15.23 57.59

(5a)



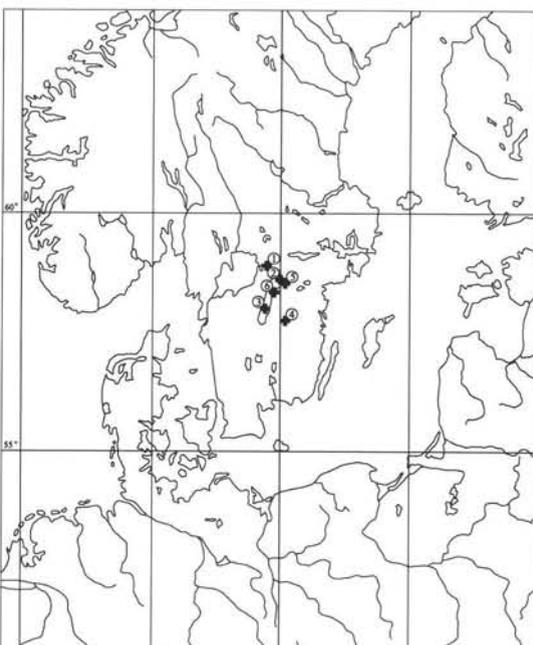
TK 3831 TGZ 15.20 58.51

(5b)



TK 3831 TGZ 14.85 58.35

(5c)



(6)

Trockenperiode (s. Abschnitt 4.2). Die hangenden humosen fluviatilen Sande und limnischen Schluffe lassen sich wahrscheinlich stratigraphisch mit dem Offleben-Interstadial korrelieren. Eine sedimentologisch oder palynologisch belegbare Zweiteilung ist im Gegensatz zu Schöningen z. Zt. nicht möglich. Auf ein längeres Stadial sind die im Allertal weit verbreiteten varwitischen Beckenablagerungen zurückzuführen. Sie entsprechen vermutlich der im Tagebau Schöningen nicht näher untersuchten „Feinsandserie“, zufälligerweise auch in ihrer maximalen Mächtigkeit. Die hangenden, wahrscheinlich mit dem Esbeck-Interstadial zu parallelisierenden humosen Schluffe, Sande und Kalkmuddelagen sind leider nur in wenigen Bohrungen angetroffen wurden.

Während bei Schöningen eine mächtige Fließerde den Abschluß der Spätelster-zeitlichen Schichtenfolge bildet, kamen im Allertal in diesem Zeitraum vorwiegend Beckenbildungen zum Absatz. Ein zwar markanter, jedoch nur in einer Bohrung angetrof-

fener und deswegen nur unsicher stratigraphisch einstuftbarer Boden läßt dort noch einmal wärmere Klimabedingungen vermuten.

6.2 Überregionale Korrelation und Einstufung

Mehr als im Detail problematisch gestaltet sich die Beantwortung der Frage, wie die im Untersuchungsraum beobachteten Elster-Eisvorstöße mit den häufig beobachteten zwei Vorstößen des Elster-Inlandeises in Nord- und Mitteldeutschland zu korrelieren sind.

Bekanntermaßen liegen die umfangreichsten und detailliertesten Beobachtungen zum Elster-zeitlichen Geschehen aus Sachsen vor. Sie wurden u.a. zuletzt sehr ausführlich von EISSMANN & LITT (1994) zusammengefaßt. Danach ist die untere Elster-Grundmoräne (sog. Zwickauer Phase) z. B. im Bitterfelder Raum (EISSMANN & LITT 1994: 253-254) durchschnittlich 2,5 m bzw. maximal 8 m mächtig, stets kalkhaltig (8–12 % CaCO_3), von dunkel- bis schwarzolivgrauer Farbe und besitzt eine relativ homogene Struktur. Ihre mittlere Korngrößenzusammensetzung ist in Tabelle 1 wiedergegeben; Großgeschiebe sind nicht selten. Nur die untersten 1 bis 1,5 m der Grundmoräne enthalten zahlreiche Nester, Schlieren und Linsen aus Sand, während der massige obere Moränenteil als typischer Absetztill („lodgement till“) ausgebildet ist.

Teilweise über Zwischenmitteln des sog. „Miltitzer Intervalls“ folgt die obere Elster-Grundmoräne (sog. Makranstädter Phase) als inhomogener Geschiebemergel (1,5–3 % CaCO_3) von schwarzbraungrauer bis schwarzrotbrauner Farbe. Ihre mittlere Mächtigkeit beträgt nur 3 m. Große Geschiebe sind selten (vgl. Tab. 1), dafür finden sich zahlreiche Tertiärkomponenten, v. a. Xylite und Schwefelkieskonkretionen. Typisch sind Scherflächen, Nester, Schlieren und Linsen aus Feinsand, Braunkohlebrocken und Xylitresten. Ähnliche Beobachtungen liegen aus dem Tagebau Gröbern bei Gräfenhainichen vor (EISSMANN & LITT 1994: 274-275; WANSCHA 1991, HOFFMANN & MEYER 1997), wo der obere Elster-Geschiebemergel jedoch wesentlich feinkörniger ausgebildet ist als der untere. Der obere Elster-Geschiebemergel ähnelt aufgrund seiner Feinkörnigkeit sehr dem zweiten Geschiebemergel von Schöningen (Tab. 1). Ein-

Abb. 5: Darstellung der Herkunft der Leitgeschiebe der Grobkiesfraktion von Elster-Grundmoränen.

- a: Tagebau Schöningen, Elster-I-Geschiebemergel (TSCHEE 1991)
 b: Tagebau Schöningen, Elster-II-Geschiebemergel (ELSNER 1987)
 c: Tagebau Schöningen, Elster-II-Geschiebemergel (TSCHEE 1991)

Fig. 5: Diagram of origin of indicator stones in the coarse gravel fraction of tills of Elsterian age.

- a: open-cast mine Schöningen, Elsterian-I-till (TSCHEE 1991)
 b: open-cast mine Schöningen, Elsterian-II-till (ELSNER 1987)
 c: open-cast mine Schöningen, Elsterian-II-till (TSCHEE 1991)

Abb. 6: Vergleichende Lage der TGZ von Elster-Grundmoränen.

- (1 = Steinsohle und Geschiebelehmrast auf dem Elm, LOOK 1968; 2 = Geschiebemergel bei Velpke, RICHTER 1962; 3 = Geschiebemergel bei Velpke, MERKT 1996, 4 = Tagebau Schöningen, Elster-I-Geschiebemergel, TSCHEE 1991; 5 = Tagebau Schöningen, Elster-II-Geschiebemergel, ELSNER 1987; 6 = Tagebau Schöningen, Elster-II-Geschiebemergel, TSCHEE 1991)

Fig. 6: Comparison of centres of indicator stone counts of tills of Elsterian age.

- (1 = lag deposit and rest of decalcified till on top of Elm ridge, LOOK 1968; 2 = till near Velpke, RICHTER 1962; 3 = till near Velpke, MERKT 1996, 4 = open-cast mine Schöningen, Elsterian-I-till, TSCHEE 1991; 5 = open-cast mine Schöningen, Elsterian-II-till, ELSNER 1987; 6 = open-cast mine Schöningen, Elsterian-II-till, TSCHEE 1991)

Tab. 1: Mittlere Korngrößenzusammensetzungen von Elster-Grundmoränen in Nord- und Mitteleutschland.

Tab. 1: Average grain sizes of tills of Elsterian age in northern and middle Germany.

Bezeichnung / Lage (Quelle)	Ton	Schluff	Sand	Feinsand	Mittelsand	Grobsand	Kies
2. Elster-Grundmoräne Tagebau Schöningen (OLTMANN 1993)	8 %	54 %	35 %	18 %	13 %	4%	3 %
1. Elster-Grundmoräne Allertal (BGR unveröffentlicht)	9 %	34 %	51 %	26 %	19 %	6 %	6 %
2. Elster-Grundmoräne Allertal (BGR unveröffentlicht)	11 %	33 %	51 %	26 %	19 %	6 %	5 %
1. Elster-Grundmoräne Raum Bitterfeld (EISSMANN & LITT 1994)	10 %	27 %	58 %	29 %	22 %	7 %	5 %
2. Elster-Grundmoräne Raum Bitterfeld (EISSMANN & LITT 1994)	7 %	34 %	54 %	24 %	23 %	7 %	5 %
1. Elster-Grundmoräne Tagebau Gröbern (WANSA 1991)	11 %	31 %	53 %	26 %	20 %	7 %	5 %
2. Elster-Grundmoräne Tagebau Gröbern (WANSA 1991)	17 %	53 %	28 %	21 %	5 %	2 %	2 %
1. Elster-Grundmoräne Raum Gorleben (HEDERICH frdl. schriftl. Mitt.)	21 %	28 %	47 %	20 %	21 %	6 %	4 %
2. Elster-Grundmoräne Raum Gorleben („Geschiebesand“) (HEDERICH 1993)	11 %	28 %	59 %	24 %	27 %	8 %	2 %
jüngste Elster-Grundmoräne Brüchau („Geschiebesand“) (HEDERICH 1993)	7 %	33 %	59 %	33 %	22 %	4 %	1 %
1. Elster-Grundmoräne Freißenbüttel N` Bremen (SCHWARZ frdl. schriftl. Mitt.)	10 %	20 %	70 %	38 %	26 %	6 %	0 %
2. Elster-Grundmoräne Freißenbüttel N` Bremen („Geschiebesand“) (SCHWARZ frdl. schriftl. Mitt.)	9 %	6 %	85 %	68 %	14 %	3 %	0 %

regelungsmessungen im unteren Elster-Geschiebemergel ergaben hier ein deutliches N-S-Maximum.

Wendet man sich dem nördlich anschließenden Bundesland Brandenburg zu (LIPPSTREU in BENDA 1995), treten hier generell ebenfalls zwei Elster-Grundmoränen auf. Zahlreiche Rinnen und Wannen verhindern Aussagen, wie weit das Inlandeis zwischen dem 1. und dem 2. Eisvorstoß zurückgeschmolzen ist. Durch die große Tiefenlage der meist in Spülbohrungen innerhalb dieser Rinnen angetroffenen Elster-Geschiebemergel sind auch kaum Aussagen darüber möglich, wie diese Grundmoränen genau ausgebildet sind oder ob Oszillationen auftraten. Als gesichert gilt jedoch, daß der erste Elster-Eisvorstoß vergleichsweise schnell und ohne größere Stagnationen verlief. In Sachsen gehen WOLF & ALEXOWSKY (1994: 198) von einem gleichmäßigen, unter extrem kalt-ariden Bedingungen jedoch relativ langsamen ersten Elster-Eisvorstoß aus.

Auch in Niedersachsen sind Grundmoränen von zwei Elster-Eisvorstößen vorhanden. Im Gegensatz zum mitteldeutschen Raum ist die oberste Elster-Grundmoräne jedoch häufig sehr sandig, als Geschiebesand mit sehr geringer Geschiebeführung ausgebildet (vgl. Tab. 1). Im Aufschluß nur schwer, in Kernbohrungen nur bei größter Sorgfalt und in Spülbohrungen auf keinen Fall erkennbar, ist das Auftreten dieses Geschiebesandes zumindest für den Raum Bremen und Gorleben (MEYER 2000) gesichert.

Möglicherweise hinterließ dieser letzte Elster-Eisvorstoß jedoch nicht nur im nördlichen Niedersachsen den o. g. Geschiebesand mit geringer Geschiebeführung, sondern auch in Mecklenburg bei Hagenow (RÜHBERG et al. in BENDA 1995: 98) und in der Altmark bei Brüchau. Den hier in Kernbohrungen erteuften Elster-Geschiebesand parallelisierte HEDERICH (1994: 25) aufgrund seiner Korngrößenzusammensetzung (vgl. Tab. 1) und seines Kalkgehaltes (max. 5,3 %) mit dem Geschiebesand aus dem Raum Gorleben.

Die in Hamburg (EHLERS in BENDA 1995) und Schleswig-Holstein (STEPHAN in BENDA 1995) auftretenden zwei Elster-Grundmoränen sind sich dagegen sehr ähnlich und können weder aufgrund

ihrer Korngrößenzusammensetzung noch ihrer Geschiebeführung voneinander unterschieden werden.

Jegliche überregionale Parallelisierungen von in verschiedenen Gebieten auftretenden Elster-Grundmoränen müssen z. Zt. aufgrund der immer noch viel zu geringen Datenmengen spekulativ bleiben. Dies trifft auch zu, obwohl auf den ersten Anschein die lokal beobachteten zwei Grundmoränen meist leicht zwei Elster-Eisvorstößen zugeordnet werden können (vgl. HOFFMANN & MEYER 1997, MEYER 2000).

Vergleicht man aber z. B. die Elster-Grundmoränen des Untersuchungsgebietes mit den Beobachtungen aus Sachsen, gibt es v. a. Ähnlichkeiten zwischen der dortigen meist sehr homogenen Grundmoräne des ersten Vorstoßes und der ebenfalls sehr homogenen und geschiebereichen Grundmoräne des zweiten Vorstoßes im Helmstedter Raum. Andererseits kann aber wohl aufgrund seiner Feinkörnigkeit (s. Tab. 1) der mächtige Geschiebemergel von Schöningen (2. Eisvorstoß) mit dem zweiten Elster-Geschiebemergel aus dem Tagebau Gröbern korreliert werden.

Vor einer vorschnellen Korrelation von Grundmoränen nur aufgrund von ähnlichen Korngrößenverteilungen sei jedoch gewarnt. Tabelle 1 zeigt deutlich, wie stark die Korngrößenverteilungen, hier am Beispiel von Elster-Grundmoränen, regional wechseln können.

Oszillationen des Inlandeises sind bisher aus jedem Vereisungszyklus nur aus den jeweiligen Randbereichen der Eisbedeckung bekannt geworden. Überträgt man diese Beobachtung auf die Verhältnisse während des ersten Eisvorstoßes im Allertal (s. Abschnitt 5.1), müßte der zu dieser Zeit vorrückende Gletscher nicht unbedingt in seinem ersten Anlauf sofort bis nach Sachsen vorgestoßen sein. Denkbar wäre, daß nach Erreichen des Haldenslebener Abbruchs, der die Altmark vom Mittelgebirgsraum trennt, erste Elster-Inlandeisvorstöße schnell an Kraft verloren haben. Vielleicht haben zu dieser Zeit nur einige Gletscherzungen das Untersuchungsgebiet erreicht; eine Hauptentwässerung könnte schon damals über das „Urstromtal“ des Großen Bruchs erfolgt sein.

Auch während der Eisabbauphase wird es regional noch zu erneuten Eisvorstößen gekommen sein

(vgl. z. B. WOLF & ALEXOWSKY 1994: 198-199, EISSMANN 1994: 76), die dann z. B. im Allertal die jüngste, immerhin knapp 9 m mächtige Grundmoräne hinterlassen haben könnten.

Diese sehr knappe Schilderung von Untersuchungsergebnissen von Elster-Grundmoränen aus Nord- und Mitteleuropa basiert auf den z. Zt. verfügbaren Daten. Weitere Untersuchungen sind unumgänglich, um in Zukunft sicherere Aussagen über das Verhalten des Elster-Inlandeis treffen zu können.

7 Danksagung

Der Autor möchte dem Bundesamt für Strahlenschutz für die Erlaubnis zur Veröffentlichung von Daten aus dem Programm „Deckgebirgsuntersuchung ERA Morsleben“ danken, die jedoch erst nach Beendigung aller Deckgebirgsuntersuchungen und Vorlage aller Abschlußberichte wirksam wurde. Den Gutachtern von E & G sei für ihre konstruktiven Vorschläge und der zum Teil überaus positiven Kritik gedankt.

Herr Prof. K.-D. MEYER, NLFB Hannover, führte freundlicherweise zahlreiche Geschiebezählungen nach der TGZ-Methode aus und ermöglichte die zeichnerische Umsetzung der Einzelergebnisse. Für Diskussionsbeiträge bin ich ihm, Prof. Dr. L. EISSMANN, K. HOFFMANN, beide Universität Leipzig, Drs. S. WANSA, W. KNOTH und B. VON POBLOZKI sowie L. STOTTMEISTER, alle LfGB Sachsen-Anhalt, Halle, L. LIPPSTREU, LGRB, Kleinmachnow, L. WOLF, SLUG, Freiberg, Dr. habil. J. EHLERS, Umweltbehörde Hamburg, Dr. H.-J. STEPHAN, LfNU Schleswig-Holstein, Kiel, Dr. F. M. VAN DER WATEREN, Rijks Geologische Dienst, Haarlem, Dr. J. J. M. VAN DER MEER, Universiteit van Amsterdam, H. ZIERMANN, ehemals BGR-Außenstelle Berlin sowie N. HEDERICH und R. ZWIRNER, beide Golder Associates GmbH, Celle, dankbar. H. ZIERMANN, N. HEDERICH sowie Dr. C. SCHWARZ, NLFB Hannover, stellten bereitwillig Analysen von Korngrößenverteilungen zur Verfügung.

Frau A. HOCHMUTH, Salzwedel, Frau A. HEYER, Volkmarshausen, sowie Herr S. LEIFELD, Lienburg, übernahmen in bewährter Weise die Reinzeichnung der Abbildungen.

8 Schriftenverzeichnis

- AMLER, M. R. W. & ELSNER, H. (1988): *Prilodictya lanceolata* aus obersilurischen Geschieben von Schöningen/Ost-Niedersachsen. – Geschiebekunde aktuell, 4(3): 69-80, 6 Abb., 1 Tab; Hamburg.
- BARTHOLOMÄUS, W. A. (1987): Weitere Funde der gelbbraunen Kieselkreide. – Der Geschiebesammler, 21(1): 43-46, 1 Abb; Hamburg.
- BARTHOLOMÄUS, W. A. & TSCHEE, W. (1993): Ein unterkambrisches Geschiebeproblematikum von Schöningen/Ostniedersachsen. – Geschiebekunde aktuell, 9(1): 7-8, 2 Abb; Hamburg.
- Bartholomäus, W. A. & Elsner, H. (1995): Quartär bei Helmstedt: Über den derzeitigen quartärgeologischen Aufschlußstand im Braunkohlen-Tagebau Schöningen-Südfeld. – Der Geschiebesammler, 28(2): 63-72, 1 Abb; Wankendorf.
- BENDA, L. (1995): Das Quartär Deutschlands. – herausgegeben von L. BENDA im Auftrag der Deutschen Quartärvereinigung: 408 S., 95 Abb., 30 Tab.; Berlin-Stuttgart (Borntraeger).
- BGR (1993): Projekt Morsleben. Grundlagen zur hydrogeologischen Modellbildung. – Zwischenbericht 1993 der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Außenstelle Berlin, für das Bundesamt für Strahlenschutz, BGR-Archiv-Nr. (Hannover): 111002: 180 S., 17 Tab., 19 Abb., 53 Anl.; Berlin, Hannover (unveröffentlicht).
- EISSMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). – In EISSMANN, L. & LITT, T. (Hrsg.): Das Quartär Mitteleuropas. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. – Altenbg. nat. wiss. Forsch., 7: 55-135, 35 Abb., 5 Tab., 12 Taf.; Altenburg.
- EISSMANN, L. & LITT, T. (1994): Das Quartär Mitteleuropas. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. – Altenbg. nat. wiss. Forsch., 7: 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg.
- EISSMANN, L. & LITT, T. (1994): Klassische Quartärfolge Mitteleuropas von der Elstereiszeit bis zum Holozän unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie, Paläoökologie und Vorgeschichte (Exkursion B1). – In: EISSMANN, L. & LITT, T. (Hrsg.): Das Quartär Mitteleuropas. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. – Altenbg. nat. wiss. Forsch., 7: 250-236, 43 Abb., 6 Tab., 13 Taf.; Altenburg.
- ELSNER, H. (1987): Das Quartär im Tagebau Schöningen der Braunschweigischen Kohlenbergwerke AG, Helmstedt. – Diplomarbeit am Fachbereich Erdwis-

- senschaften der Universität Hannover: 126 S.; Hannover (unveröffentlicht).
- FEESER, V. (1986): Geomechanisches Konzept zur Gefügeentwicklung und Spannungsgeschichte glazialtektonisch überprägter Tone. – Braunschweiger geol.-paläont. Diss., 4: 127 S.; Braunschweig.
- FELDMANN, L., GROETZNER, J.-P. & WEYMANN, H.-J. (2001): Zur pleistozänen Geschichte des „Großen Bruchs“ im Nördlichen Harzvorland. – Geol. Beitr. Hannover, 2: 127-137, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- HARTMANN, T. (1988): Elster- bis Saale-zeitliche Sedimente im Tagebau Schöningen der Braunschweigischen Kohlen-Bergwerke AG, Helmstedt. – Diplomarbeit am Fachbereich Erdwissenschaften der Universität Hannover: 153 S.; Hannover (unveröffentlicht).
- HEDERICH, N. (1993): Die pleistozäne Schichtfolge im Untergrund und der Umgebung der Sonderabfalldeponie Brüchau, Kreis Gardelegen (Altmark). – Diplomarbeit am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hannover: 75 S.; Hannover (unveröffentlicht).
- HOFFMANN, K. & MEYER, K.-D. (1997): Leitgeschiebezählungen von elster- und saalekaltzeitlichen Ablagerungen aus Sachsen, Sachsen-Anhalt und dem östlichen Niedersachsen. – Leipziger Geowissenschaften, 5: 115 – 128, 7 Abb., 3 Tab.; Leipzig.
- LENHART, R. (1989): Schichtlagerung und Zusammensetzung Elster- bis Saale-zeitlicher Sedimente im Bau- feld Esbeck, Tagebau Schöningen der Braunschweigischen Kohlen-Bergwerke AG, Helmstedt. – Diplomarbeit am Fachbereich Erdwissenschaften der Universität Hannover: 125 S.; 52 Abb.; Hannover (unveröffentlicht).
- LIETZOW, A. & RITZKOWSKI, S. (1996): Bergbau und die tertiäre Schichtenfolge. – In: Exkursion A 1: Braunschweigische Kohlenbergwerke AG, Tagebau Schöningen. – 63. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen vom 28. bis 31. Mai 1996 in Helmstedt. Kurzfassung der Vorträge und Exkursionsführer: 30-35, 2 Abb., 1 Tab.; NLFb, Hannover.
- LOOK, E.-R. (1968): Geologisch-stratigraphische Untersuchungen in Sedimenten der Elster- und Saale-Eiszeit (Pleistozän) am Elm, östlich Braunschweig. – Mitt. geol. Inst. Techn. Hochschule Hannover, 6: 108 S., 18 Abb., 4 Tab., 27 Taf.; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1958): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. – Geol. Jb., 75: 361-418; Hannover.
- MERKT, J. (1996): Gletscherschrammen in einem aufgelassenen Steinbruch bei Velpke. – In: Exkursion A 2: Gebiet der Blätter 3431 Parsau und 3531 Oebisfelde der GK 25. – 63. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen vom 28. bis 31. Mai 1996 in Helmstedt. Kurzfassung der Vorträge und Exkursionsführer: S. 42, 1 Abb.; NLFb, Hannover.
- MEYER, K.-D. (2000): Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen im Hannoverschen Wendland (Niedersachsen). – Brandenburgische Geowiss. Beitr., 7: 115 -126, 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Kleinmachnow.
- OLTMANN, E. (1993): Die Wasserhaltung im Tagebau Schöningen (Braunschweigische Kohlenbergwerke AG, Helmstedt) unter besonderer Berücksichtigung schwer entwässerbarer Schichten. – Diplomarbeit am Institut für Geowissenschaften der TU Braunschweig: 86 S.; Braunschweig (unveröffentlicht).
- RICHTER, K. (1961): Das Alter der Gletscherschrammen von Velpke. – Eiszeitalter und Gegenwart, 12: 125-130, 3 Abb.; Öhringen/Württemberg.
- RICHTER, K. (1962): Geschiebekundliche Gliederung der Elster-Eiszeit in Niedersachsen. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 31: 309-343, 2 Tab., 4 Abb.; Hamburg.
- SCHMIERER, T. (1913): Über fossilführende Interglazialablagerungen bei Oschersleben und Ummendorf (Prov. Sachsen) und über die Gliederung des Magdeburg-Braunschweigischen Diluviums im allgemeinen. – Jb. preuß. geol. L.-A., 33, Tl. 2: 400-417, 1 Abb.; Berlin.
- TSCHEE, W. (1991): Die pleistozäne Schichtfolge im Tagebau Schöningen Bau- feld Esbeck der Braunschweigischen Kohlen-Bergwerke AG, Helmstedt. – Diplomarbeit am Fachbereich Erdwissenschaften der Universität Hannover: 75 S.; Hannover (unveröffentlicht).
- URBAN, B.; THIEME, H. & ELSNER, H. (1988): Biostratigraphische, quartärgeologische und urgeschichtliche Befunde aus dem Tagebau „Schöningen“, Ldkr. Helmstedt. – Z. dt. geol. Ges., 139: 123-154, 9 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- URBAN, B.; LENHART, R.; MANIA, D. & ALBRECHT, B. (1991): Mittelpleistozän im Tagebau Schöningen; Ldkr. Helmstedt. – Z. dt. geol. Ges., 142: 351-372, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- VAN DER MEER, J. J. M. (1994): Micromorphology. – In: MENZIES, J. (ed.): Past glacial environments. Sediments, forms and techniques., 2: 335 – 355, 28 plates; Butterworth & Heinemann Ltd., Oxford.
- WAGENBRETH, O. (1970): Beobachtungen und Probleme im Quartär des Salzsattels von Staßfurt-Egeln-Oschersleben und seiner Randsenken. – Geologie, 9: 412-433, 13 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- WAHNSCHAFFE, F. (1880): Über Gletscherscheinungen bei Velpke und Danndorf. – Z. dt. geol. Ges., 32: 774-798; Berlin.
- WANSA, S. (1991): Lithologie und Stratigraphie der Tills bei Gräfenhainichen. – Mauritiana, 13, 1/2: 189-211, 11 Abb., 4 Tab.; Altenburg.
- WIEGERS, F. (1932): Das Alter des Diluvium in der Gegend zwischen Oschersleben-Bode und Staßfurt und der Verlauf der diluvialen Bode-Terrasse. – Jb. preuß. geol. L.-A., 52: 447-456; Berlin.

WOLF, L. & ALEXOWSKY, W. (1994): Fluviale und glaziale Ablagerungen am äußersten Rand der Elster- und Saale-Vereisung; die spättertiäre und quartäre Geschichte des sächsischen Elbgebietes (Exkursion A 2). – In: EISSMANN, L. & LITT, T. (Hrsg.): Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes.- Altenbg. nat. wiss. Forsch., 7: 190-235, 18 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Altenburg.

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

Es gelten die Regeln der neuen deutschen Rechtschreibung. Daneben sind prinzipiell die Empfehlungen aus folgender Arbeit anzuwenden: HORATSCHKE, S. & SCHUBERT, T. (1998): Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. Empfehlungen zur Manuskripterstellung von Text, Abbildungen, Tabellen, Tafeln und Karten. – 51 S., 17 Tab.; Hannover (Schweizerbart).

Im Einzelnen ist besonders Folgendes zu beachten:

Manuskript-Aufbau

Kurzer **Titel** (ggf. Untertitel/Ergänzung z. B. des Landes), ausgeschriebener Vor- und Nachname mit akad. Grad des AUTOREN*) und seine *) **Post- u. E-Mail-Adresse, Anzahl der Abbildungen sowie Tabellen und Tafeln, Zitat des Aufsatzes, englische Keywords.**

Möglichst informative und knapp-prägnante deutsche **Kurzfassung** u. **englisches Abstract** [mit englischem Titel in eckigen Klammern]; ggf. weitere, fremdsprachige Übersetzungen der Kurzfassung.

Klar gegliederter **Text** (Kapitelnummerierung: 1, 2, 3...; nur bei längeren Arbeiten Inhaltsverzeichnis). Bei größeren Arbeiten am Textende deutsche sowie fremdsprachige **Zusammenfassung** (z. B. **Summary**). Alphabetisch geordnetes **Literaturverzeichnis**.

Die Platzierung jeder **Abbildung, Tabelle o. Ä.** durch Verweis im Text, z. B. "(Abb. 1)", markieren. **Abbildungs-, Tabellen-Erläuterungen** o. Ä. jeweils in Deutsch und Englisch; entsprechende Texte am Manuskript-Ende platzieren (werden mit Grafiken erst vor Drucklegung eingefügt). Möglichst **keine Fußnoten bzw. Anmerkungen** (wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend nummeriert, jedoch ohne automatische Verknüpfung). Anstatt Seitenverweisen nur Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

Das Manuskript ist der Schriftleitung in **dreifachem Ausdruck** zuzusenden (einer für den Schriftleiter, zwei für die Gutachter).

Manuskript-Format DIN A4 (210 x 297 mm), 1-seitig beschrieben, 1½-facher Zeilenabstand, mit **Seitenzahlen, ungeheftet.**

Dem Manuskript ist eine entsprechende **MS-Windows-kompatible Diskette oder CD** (möglichst **.rtf- oder .doc-Datei**) beizufügen.

Schrift-Formatierungen wie **Fettschrift, kursiv, KAPITÄLCHEN** sind per Autobefehl in die Text-Datei einzufügen.

Abbildungen nicht in die Textdatei einbauen, sondern separat als Datei oder Zeichnung beifügen (s.u.).

Literaturzitate

Literaturzitate im fortlaufenden Text: Stets als Kurzzitate und in KAPITÄLCHEN-Schrift (nicht zu verwechseln mit GROßSCHRIFT).

Bezieht sich ein Zitat auf eine Arbeit als Ganzes, so heißt es z. B.: (BÜTTNER 1938). Sind bestimmte Seiten, Abbildungen o. Ä. gemeint, müssen diese genau angegeben werden, z. B.: (BÜTTNER 1938: 34).

Beispiele für richtige und falsche Literaturzitate im Text:

Richtig: "...MÜLLER (1943: 76)..." / "...(MÜLLER 1943: 76)..." / "...(KELLER 1956: Taf. 12, Fig. 3a-b)".

Falsch: "...MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76)..." / "...MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt..." / "...(BÜTTNER 1938: 34 ff)".

Werden von einem Autor mehrere Arbeiten aus einem Jahr zitiert, so sind diese durch Buchstaben zu unterscheiden, z. B.: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b). Bei Mehrfachzitaten entsprechend: (MÜLLER 1954a, b), (MÜLLER 1954a: 147; 1954b: 224).

Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963) oder (BECKER, FUCHS & RECKE 1967). Bei mehr als drei Autoren kann „et al.“ verwendet werden (MESSMER et al. 1969).

Literaturverzeichnis: Ist als letztes Kapitel des Aufsatzes anzufügen, alphabetisch geordnet nach Autoren-Namen.

Zeitschriften-Aufsätze:

AUTOR (Erscheinungsjahr): Aufsatz-Titel. – Abgekürzter Zeitschrift-Name, **Bandzahl bzw. Jahrgang:** Seitenzahlen x-y, Abbildungsanzahl, Tabellenanzahl und Tafelanzahl; Erscheinungsort.

Beispiel: SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. – Eiszeitalter und Gegenwart, 19: 250-261, 7 Abb.; Öhringen.

Monographische Werke:

AUTOR (Erscheinungsjahr): Titel. – Seitenanzahl, Abbildungsanzahl, Tabellenanzahl und Tafelanzahl; Verlagsort (Verlag).

Beispiel: WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. – In: LOTZE, F. [Hrsg.]: Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2: VII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Botanische oder faunistische Fachausdrücke

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.

Abbildungen

Alle Grafiken müssen eine Verkleinerung auf Spaltenbreite (= 7 cm) oder Satzspiegel (= 14,5 x 21 cm) zulassen (Schriften und Linien groß genug anlegen, keine zu dichten Flächensignaturen verwenden)! Zeichnungen aus Qualitätsgründen in 2- bis 4-facher Größe anfertigen und Beschriftungen freistellen. **Abbildungen, die als Datei geliefert werden, möglichst als tif-Datei mit mindestens 600dpi erstellen (keine reduzierten jpg- oder pdf-Dateien) und ggf. auf Satzspiegel herunterskalieren.** Strichsignaturen sind Grauwerten vorzuziehen (Verwendung von fotokopierten/gescannten Graurastern oder Grautönen verursacht i. d. R. unschöne Effekte). Alle Vorlagen/Ausdrucke/Disketten etc. sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen. Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen oder Tafeln sind am Ende der Textdatei anzufügen. Farbige Abbildungen können nur auf Kosten der Autoren erstellt werden.

Sonderdrucke

20 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Lieferbare Bände von
Eiszeitalter und Gegenwart
 Stand 01/2003

Band-Nr.	Jahr	Verlagspreis	Band-Nr.	Jahr	Verlagspreis
6	1955		34	1984	je 40,- €
7	1956		35	1985	
11	1960		36	1986	<u>je 42,- €</u>
12	1962		37	1987	
13	1962		38	1988	je 44,- €
14	1963		39	1989	
15	1964	je 38,- €	40	1990	<u>je 48,- €</u>
16	1965		41	1991	
17	1966		42	1992	
18	1967		43	1993	
19	1968		44	1994	
20	1969		45	1995	je 49,90 €
21	1970		46	1996	
22	1971		47	1997	
23/24	1973	<u>Doppelband 57,- €</u>	48	1998	
25	1974		49	1999	
26	1975		50	2000	
27	1976		51	2002	
28	1978				
29	1979	je 38,- €			
30	1980				
31	1981				
32	1982				
33	1983				

Aktuelle Liste auch unter <http://www.schweizerbart.de/j/eiszeitalter-und-gegenwart>

Ermäßigte Preise für Mitglieder:

Die Bände 11–33 (20 Bände ohne 17–18 und 29) werden an Mitglieder zum Preis von 10,- € pro Band abgegeben, bei Abnahme aller 20 Bände reduziert sich der Preis auf 153,- €.

Die Bände 6–7, 17 und 29 sind ausschließlich zu beziehen über:

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Johannesstr. 3A, D-70176 Stuttgart.

Die Bände ab Nr. 34 kosten pro Stück 25,- € für Mitglieder. Bei Abnahme der 10 Bände Nr. 34–43 reduziert sich der Preis auf 204,- €.

Außerdem über die DEUQUA erhältlich:

EISSMANN, L. & LITT, T. (1994): Das Quartär Mitteleuropas. Ein Leitfaden und Exkursionsführer mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. – 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg. Preis 43,- € (Restauflage).

Bestellungen an: Deutsche Quartärvereinigung e.V., Stilleweg 2, 30655 Hannover.

Von den vergriffenen Bänden sind die Nr. 1–5 sowie 8 und 10 als Nachdrucke zu beziehen bei: Firma Zwets und Zeltinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse
 Mitglieder-Preis 28,- €.

Index

BEUG, H.-J.: Zum Gedenken an Franz Firbas (1902-1964) anlässlich seines 100. Geburtstages...	1-3
ELSNER, H.: Verbreitung und Ausbildung Elster-zeitlicher Ablagerungen zwischen Elm und Flechtinger Höhenzug.....	91-116
HANTKE, R.: Eiszeitliche Mittelmoränen in der Zentral- und Ostschweiz.....	13-24
HILLER, A., TINAPP, C., GROOTES, P. M. & NADEAU, M.-J.: Ungewöhnliche Probleme bei der ¹⁴ C-Datierung organischer Komponenten und Fraktionen fluviatiler Sedimente aus der Aue der Weißen Elster bei Leipzig.....	4-12
HOUBEN, C.: Die Wirbeltierfauna aus dem letzten Interglazial von Lehringen (Niedersachsen, Deutschland).....	25-39
LIPPSTREU, L. & STACKEBRANDT, W.: Jänschwalde und die Gliederung des Saale-Komplexes – ein Kommentar zum Beitrag von WERNER NOWEL.....	84-90
NOWEL, W.: Zur Korrelation der Glazialfolgen im Saale-Komplex Nord- und Mitteldeutschlands am Beispiel des Tagesbaus Jänschwalde in Brandenburg.....	47-83
SPRINGHORN, R.: A wild horse (<i>Equus przewalskii</i> POLIAKOV 1881) of Mesolithic age from Kempen (Germany, Northrhine-Westfalia, Lippe County).....	40-46