Eiszeitalter und Gegenwart

49. Band 1999 Mit 82 Abbildungen und 8 Tabellen



Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung e.V.

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN



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

ISSN 0424 - 7116

Deutsche Quartärvereinigung e. V.

Gegründet 1948 Geschäftsstelle: 30655 Hannover, Stilleweg 2, Postfach 51 01 53 Bankverbindungen: Postgirokonto: Postgiroamt Hannover, Konto-Nr. 45303-308, BLZ 250 100 30 oder Bankkonto: Kreissparkasse Hannover, Konto-Nr. 2000 806 311, BLZ 250 502 99

Vorstand

(1999 - 2002)

Prof. Dr. WOLFGANG SCHIRMER, Düsseldorf
Prof. Dr. Margot Böse, Berlin Prof. Dr. Christian Schlüchter, Bern
Prof. Dr. Josef Klostermann, Krefeld
Prof. Dr. Ernst-Rüdiger Look, Hannover
Prof. Dr. KLAUS-DIETER MEYER, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Dr. Ludger Feldmann, Clausthal-Zellerfeld Prof. Dr. Horst Hagedorn, Würzburg Prof. Dr. Thomas Litt, Bonn Prof. Dr. Dirk van Husen, Wien Dr. Stefan Wansa, Halle

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 75,- DM.

Korporative Mitglieder zahlen 85,- DM.

Studenten, Rentner und andere Mitglieder ohne Einkommen können Ermäßigungen über die Geschäftsstelle formlos beantragen.

Der Jahresbeitrag wird in Deutschland durch Einzugsermächtigung, von allen anderen Mitgliedern durch Überweisung, bis 1. 3. 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. J. KLOSTERMANN, De-Greiff-Straße 195, 47803 Krefeld.

Titelbild: Schlackenvulkan Tönchesberg mit Lössprofil/Osteifel (Foto: BOENIGK, W.)

Gedruckt auf alterungsbeständigem Papier

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung e. V.

49. Band

Mit 82 Abbildungen im Text, 8 Tabellen

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung e.V. Hannover

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN

Vertrieb:



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

1999

Inhaltsverzeichnis

A. Aufsätze	Seite	Kaiser, K., Klerk, P. de & Terberger, T.:		
MACKEL, R. &. FRIEDMANN, A .: Holozäner		Die "Riesenhirschfundstelle" von Endingen:		
Landschaftswandel im südlichen		geowissenschaftliche und archäologische		
Oberrheintiefland und Schwarzwald	1-20	Untersuchungen an einem spätglazialen		
		Fundplatz in Vorpommem	102-123	
NITYCHORUK, J., HOEFS, J. & SCHNEIDER, J.:		Pornary W. C. Parston M. Flimonshamph		
Klima-Änderungen im Pleistozän:		DOENIGK, W. G FRECHEN, M.: KIIIIIASCHWAIKU	ingen	
Isotopenuntersuchungen an fossilen		In Fruhweichsel der Loisabloigen	104 121	
Seesedimenten aus dem		des Mittelmeingebiets	124-131	
Holstein-Interglazial Ost-Polens	21-34	34		
		Schikmer, U.: Polienstraugraphische Gilede	rung	
BRONGER, A.: Löß-Paläoboden-Sequenzen		des spatgiaziais im kneinland	152-145	
Zentralasiens als Indikatoren einer globalen		Imme C. Cashisharatistaka Immedi		
limageschichte des Quartärs? 35-54		Luting, G.: Geschiebestatistische Anmerkur	ngen	
		zur Quartarstratigraphie des nordischen	11110	
ALBRECHT, J .: Initial ice movement directions		vereisungsgebietes	144-105	
from the East and South South East during		B DEVOA MIN II	166165	
a late Weichselian readvance		B. DEUQA-Mittellungen	104-105	
in NE Germany	55-70	C. Berichte	166	
			100	
MALMBERG PERSSON, K.: Lithostratigraphy		D. Buchbesprechungen	167-168	
and paleoenvironmental development		2. Diction Copression and Compared States	107 100	
recorded in the coastal cliffs of		E. Mitteilungen und Korrekturen	169-170	
SE Usedom, Germany	71-83	2. Millenungen und Rottenuren	107 170	
DEUTLOFF, O. & STRITZKE, R.:				
Pleistozän-Geologie und Palynostratigraphie				
in Subrosionssenken Ostwestfalens	84-101			

ISSN 0424-7116 [©]Deutsche Quartärvereinigung, Hannover Schriftleitung: J. KLOSTERMANN Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich Herstellung: Niederrhein-Verlag K. H. Hilbertz, Flensburger Zeile 30, 47829 Krefeld

Holozäner Landschaftswandel im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald

RÜDIGER MÄCKEL & ARNE FRIEDMANN*)

 Holocene, Upper Rhine Valley and Black Forest, flood plains, loess valleys, Rhine, geomorphodynamics, environmental changes, man-nature interactions –

Inhaltsverzeichnis

- Problemstellung und Einführung in das Untersuchungsgebiet
- 2 Geomorphodynamische Aktivitätsphasen im Zartener Becken zur Zeit der Kelten und Römer
- 2.1 Aufbau und Altersstellung der Auenniveaus
- 2.2 Ursachen verstärkter Auensedimentation
- 3 Landschaftswandel in der Vorbergzone
- 3.1 Aufbau und Alter der Sedimente im Möhlintal
- 3.2 Einwirkung des Menschen auf die Landschaftsgenese innerhalb der Zeitscheibe III
- 4 Die Lößsohlentäler und Schwemmfächer im Kaiserstuhl und Tuniberg
- 4.1 Die Bohrprofile im Spührenlochtal bei Oberbergen
- 4.2 Der Sedimentaufbau der Sohlentäler bei Bickensohl und im Tuniberg
- 4.3 Die Schwemmfächer am Rande des Kaiserstuhls
- 4.4 Auswertung der Befunde in den Lößlandschaften von Kaiserstuhl und Tuniberg
- 5 Das Wasenweiler Ried und die Ostrheinproblematik
- 5.1 Pollenanalytische Untersuchungen
- 5.2 Landschaftswandel durch veränderte Geomorphodynamik
- 6 Schlußfolgerungen
- 7 Danksagung
- 8 Literaturverzeichnis

Kurzfassung: Die Untersuchungen zum holozänen Landschaftswandel im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald konzentrieren sich auf die Zeitscheibe II (5500 bis 3000 v. Chr.) und III (1500 v. Chr. bis 500 n. Chr.) des DFG-Schwerpunktprogramms "Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15 000 Jahre - Kontinentale Sedimente als Ausdruck sich ändernder Umweltbedingungen". Trotz einiger neolithischer Funde in den klimabegünstigten Lößgebieten wird der spürbare Eingriff des Menschen in die Naturlandschaft erst ab der Bronzezeit durch Kolluvien (Lößlehm) und Auensedimente nachgewiesen. Ein verstärkter Einfluß des Menschen auf die Abtragungsprozesse ist in der vorrömischen Eisenzeit, vor allem in der Latènezeit, zu beobachten. Die Ursachen dafür sind die Ausweitung der landwirtschaftlichen Nutzflächen durch die wachsende Bevölkerung bei gleichzeitiger Klimaverschlechterung. Eine einschneidende Auswirkung auf den Landschaftshaushalt hat bereits der Bergbau in der Latènezeit. Der anthropogene Einfluß auf die Geomorphodvnamik verstärkt sich zur Römerzeit durch intensive landwirtschaftliche Nutzung, Siedlungen und den Bergbau. Mit dem Rückzug der Römer verringert sich die Siedlungsaktivität, und es tritt eine Stabilitätsphase mit Regeneration der Vegetation und Bodenbildung ein. Die alamannische Landnahme wirkte sich nur in den lößbedeckten und klimabegünstigten Siedlungsgebieten des Oberrheintieflandes und der Vorbergzone aus. Insgesamt führten die Aktivitäten der vorrömischen Eisenzeit und der Römerzeit zu den schwerwiegendsten anthropogenen Veränderungen im Untersuchungsgebiet während der drei Zeitscheiben.

[Holocene environmental change in the southern Upper Rhine Valley and the Black Forest]

Abstract: The investigations of the Holocene environmental changes in the southern Upper Rhine Valley and the Black Forest concentrate on the time slices II (5500-3000 BC) and III (1500 BC-500 AD) of the DFG (German Research Organization) research program: "Environmental changes of the Geo-Biosphere during the last 15000 years."

Despite of a few neolithic findings in the climatically favoured loess areas, a significant influence of man on the natural landscape is not recognized until the Bronze Age (colluvial and alluvial sediments). An increase of erosion caused by man is detectable from the pre-Roman Iron Age onwards, especially during the Latène. The causes are the expansion of farmland by the increasing population during a time of climatic deterioration. A strong influence on to the natural ecosystem can be shown for the mining activities during Latène times. The anthropogenic influence of the geomorphodynamics increases furthermore during the Roman period through intensive farming methods, settlement expansions and mining. With the retreat of the Romans the anthropogenic activities decline distinctively and a stable phase of vegetation regeneration and soil formation starts. The intrusion of the germanic tribe of the "Alamannen" into the area is only detectable in the loess covered and climatically favoured areas of the

^{*)} Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. R. MÄCKEL und Dr. A. FRIEDMANN, Institut für Physische Geographie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Werderring 4, D-79085 Freiburg i. Br.

Upper Rhine Valley and the Black Forest foothills. Altogether the environmental changes and anthropogenic influences on to the landscape was most pronounced during the Iron Age and the Roman period in the investigated region.

1 Problemstellung und Einführung in das Untersuchungsgebiet

Die Untersuchungen zum holozänen Landschaftswandel wurden im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms "Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15 000 Jahre - Kontinentale Sedimente als Ausdruck sich verändernder Umweltbedingungen" durchgeführt, und zwar im regionalen Teilprojekt "Die paläoökologischen Umweltbedingungen im Oberrheintiefland und Schwarzwald im Neolithikum und zur Römerzeit - Fluviale Sedimente, Böden und Relief als Archive" (Ma 557/11). Das DFG-Schwerpunktprogramm steht in Verbindung mit dem Internationalen Geosphären-Biosphärenprogramm (IGBP), hier speziell mit dem Kernprojekt "Past Global Changes" (PAGES). Ziel des Forschungsprogramms ist es, eine zuverlässige Kenntnis der Entwicklung der Geo-Biosphäre in der jüngsten erdgeschichtlichen Vergangenheit zu erhalten (ANDRES et al. 1993, ANDRES 1994). Diese Kenntnis wird als unabdingbare Voraussetzung für die Beurteilung des gegenwärtigen Zustands der Geo-Biosphäre und ihrer zukünftigen Veränderungen angesehen. Die Veränderungen der Geo-Biosphäre werden aus natürlichen Archiven abgeleitet und zu archäologischen Befunden in Beziehung gesetzt. Damit soll erreicht werden, daß die natürlichen Veränderungen der Geo-Biosphäre von anthropogenen unterschieden werden. Entsprechend konzentrieren sich die Untersuchungen des Schwerpunktprogramms auf drei Zeitscheiben im Spät- und Postglazial mit unterschiedlicher anthropogener Einwirkung auf die Umwelt.

Als erste Zeitscheibe wurde der Übergang von der letzten Kaltzeit zum Holozän gewählt, und zwar insbesondere das Alleröd, also der Zeitabschnitt während und nach der Ablagerung der weit über Mitteleuropa verbreiteten und eindeutig zuordbaren Laacher-See-Tephra (LST) (SCHMINCKE & BOGAARD 1991). In dieser Zeitscheibe war die Umwelt noch weitgehend von der menschlichen Einflußnahme unberührt (Übergang vom Jung- zum Spätpaläolithikum), und die natürlichen klimatischen Veränderungen wirkten einschneidend auf die paläoökologischen Rahmenbedingungen. Die zweite Zeitscheibe umfaßt das Atlantikum mit dem postglazialen Wärmeoptimum (5500 bis 3000 v. Chr.), wo der Mensch bereits spürbar in die Naturlandschaft einzugreifen begann ("Neolithische Revolution"). Gerade in den lößbedeckten, klimatisch begünstigten Teilen des Oberrheintieflandes wurden deutliche Eingriffe des Menschen seit dem Übergang vom Mittel- zum Jungneolithikum nachgewiesen (DEHN 1988, FINGERLIN 1991).

Zur dritten Zeitscheibe gehört das jüngere Subboreal und das ältere Subatlantikum, also der Zeitraum mit einsetzender intensiver Nutzung der natürlichen Ressourcen durch den Menschen (1500 v. Chr. bis 500 n. Chr.). Kulturgeschichtlich ist dieser Abschnitt besonders interessant für das Untersuchungsgebiet, da viele Funde für die Bronzezeit (1800 v. Chr. bis 800 v. Chr.), die vorrömische Eisenzeit (800 v. Chr. bis Christi Geburt), die Römerzeit (1. bis 4. Jahrhundert n. Chr.) und die frühe alamannische Landnahmezeit (5./6. Jh. n. Chr.) vorliegen.

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den Mittleren und Südlichen Schwarzwald und das westlich vorgelagerte Oberrheintiefland, das naturräumlich in die randliche Vorbergzone und die Oberrheintiefebene untergliedert wird (Abb. 1). Forschungsobjekte bilden die fluvialen Sedimente der Talauen, die Hangsedimente in der Fußzone des Berglandes und die Moore sowohl in den Niederungen als auch auf den Hochflächen und in den Karen des Schwarzwaldes. Die Ablagerungen in den Talauen und auf den Hangfußflächen fallen überwiegend in die Zeitscheiben II und III des Schwerpunktprogramms. Die einzelnen naturräumlichen Einheiten (Bergland - Vorbergzone - Tiefland) weisen bezüglich Relief, Klima und Vegetation milieuspezifische Rahmenbedingungen auf. So spielen sich zur gleichen Zeit verschiedene Prozesse ab, die im hohen Bergland, z. B. in den Oberläufen der Entwässerungssysteme zur Erosion, in den mittleren und unteren Lagen zur Sedimentation in den Talauen führen. Gleiche Ursachen, wie z. B. ein Klimawechsel, bewirken ebenfalls verschiedenartige Veränderungen in den Talauen der jeweiligen Landschaftsräume. Aufgrund dieser naturbedingten Unterschiede setzten die anthropogenen Aktivitäten wie Rodung, Ackerbau oder Bergbau in den einzelnen Landschaftsräumen zu unterschiedlichen Zeiten und mit unterschiedlicher Intensität und Wirksamkeit ein. So tritt im Untersuchungsgebiet vor allem der Gegensatz zwischen dem siedlungsfeindlichen hohen Schwarzwald und den Gunstlagen des Oberrheintieflandes auf. Um



Abb. 1: Übersichtskarte südliches Oberrheintiefland und Schwarzwald mit den Untersuchungsgebieten.

Fig. 1: Map showing the southern Upper Rhine Valley and the Black Forest with the investigated areas.

diese anthropogenen Umwelteinflüsse wie auch die milieubedingten Umweltveränderungen des Holozäns erfassen zu können, wurden Aufschluß- und Bohrarbeiten an repräsentativen Stellen der verschiedenen naturräumlichen Einheiten durchgeführt. Dabei konzentrierten sich die Forschungsarbeiten auf das Einzugsgebiet der Elz von den Quellmulden bis zur Mündung in den Rhein. Verstärkte Untersuchungen fanden zudem im Einzugsgebiet der Dreisam, vor allem im Zartener Becken sowie im Gebiet Kaiserstuhl - Tuniberg statt (Abb. 1).

Ein zentrales Anliegen des Schwerpunktprogramms ist es, verfeinerte Methoden für die zeitliche Auflösung und Einordnung der natürlichen Archive zu erlangen. Dafür wurden bei den Forschungsarbeiten archäologische Funde, sedimentologisch-geomorphologische und pedologische Indikatoren ausgewertet sowie die Pollenanalyse eingesetzt. Hinzu kamen zahlreiche ¹⁴C-Datierungen von organischen Proben (zumeist Holzkohle, s. Danksagung, Kap. 6).

2 Aktivitätsphasen im Zartener Becken zur Zeit der Kelten und Römer

Günstige Aufschlüsse entstanden 1995 und 1996 durch Brücken- und Wegebau an der Landstraße zur B31-Ost im Zartener Becken (Abb. 1), z. B. von der L 126 südwestlich Kirchzarten über den Hagenbach und den Krummbach. Seit 1997 konnten zudem Aufschlüsse entlang eines Rohrleitungsgrabens parallel zur L 126 aufgenommen werden, der von der Niederterrasse zwischen dem Gewann Fischerrain durch die holozänen Auen des Krummbachs und des Hagenbachs führt. Die Auenbereiche zeichnen sich dort durch ein bewegtes Kleinrelief aus. Besonders fallen die Terrassenstufen der holozänen Talaue auf sowie kleine langgezogene Rücken bzw. mulden- und kerbförmige Vertiefungen auf den Auenniveaus. Insofern war der Schnitt durch die Krummbachbzw. Hagenbachaue wichtig für die Untersuchung des Aufbaus und der Genese des Auenreliefs.

2.1 Aufbau und Altersstellung der Auenniveaus

Für einen Brückenbau der L 126 über die B31-Ost wurde Ende 1996 ein tiefer Einschnitt (ca. 8 m) in die Niederterrasse im Gewann Rotmatte bei Zarten angelegt. Die Niederterrasse (370 m ü. NN) wird hier von einer ca. 25 cm mächtigen Auenlehmschicht überdeckt. Bei 20 cm u. GOF konnte ein fast vollständiger, unverrollter latènezeitlicher Topf geborgen werden. Auf dem Gewann Rotacker wurden bereits zahlreiche archäologische Funde aus der Latènezeit gemacht. Hier wird auch im Vorfeld von Tarodunum (spätlatènezeitliches Oppidum) eine unbefestigte latènezeitliche Siedlung vermutet (mdl. Mitt. Dr. R. DEHN, Landesdenkmalamt Freiburg). Der Fund belegt eine Überflutung der Niederterrassenfläche noch nach dem ersten bzw. zweiten vorchristlichen Jahrhundert. Die Höhenlagen der Auensedimente geben zusätzlich einen Hinweis auf die außerordentliche Stärke des dazu notwendigen Hochwassers, denn die etwa 10 m entfernt gelegene Niederterrassenkante weist eine Höhe von über 3 m über dem rezenten Auenniveau auf! Es ist aber durchaus möglich, daß das Flußbett der Dreisam zur Zeit der Überschwemmung höher lag und die Eintiefung und damit der große Höhenunterschied zur Niederterrasse erst in der Neuzeit erfolgte. Vergleichbare Beobachtungen liegen aus den Schwarzwaldtälern südlich von Freiburg vor, z. B. aus dem Norsinger Grund (ZOLLINGER & BUCHER 1989).

Das oberste Niveau der holozänen Krummbachaue (368,0 m ü. NN) liegt nahe der Niederterrasse und wird von einem 35 cm mächtigen lehmigen Auenboden aufgebaut, der wiederum von einem 75 cm mächtigen Schotterkörper in lehmiger Matrix unterlagert wird. Dabei handelt es sich um ein Auensediment, das aus umgelagerten Niederterrassenschottern bzw. holozänen Flußschottern mit z. T. großen Blöcken und Lehm besteht. Darunter folgen die ungestörten Niederterrassenschotter.

Das zweite Krummbachauenniveau (366,5 m) repräsentiert den Auentyp mit 120 cm Auenlehmdecke ohne Geröllanteil, in dem auch Ziegelreste gefunden wurden. Das unterste Krummbachauenniveau (366,0 m) hingegen zeigt den Wechsel zwischen Feinmaterial und Schottern entsprechend der Lage des Krummbachs (Abb. 2). Ein ehemaliges Bachbett des Krummbachs wurde angeschnitten (Querprofil in Abb. 2). Es kann auch oberflächlich noch verfolgt werden. Eine Holzkohlenprobe aus einer Sandlage unter dem Krummbachschotter und dem älteren Auenlehm ergab ein Alter von 617 ± 54 Jahren (Hd 19301). Es handelt sich also um eine hochmittelalterliche Ablagerung (cal AD 1305 bis 1410), die der Auenlehmphase 7 zuzuordnen ist (Tab. 1).

Der Aufschluß zwischen Krummbach und Hagenbach zeigt eine fast 90 cm mächtige Auenlehmdecke (Abb. 3), in der bei 26 cm u. GOF ei-



Abb. 2: Erstes Krummbachauenniveau, Zartener Becken, dargestellt an einem Aufschluß (oben) und im Querprofil (unten).

Fig. 2: First alluvial level of the Krummbach-river, Zartener Becken.

ne Scherbe, wahrscheinlich römischen Alters, gefunden wurde. Bei 42 cm u. GOF trat ein Holzkohleband auf. Die Probe daraus enthielt jedoch zu wenig 14C für eine Datierung. Die obere Auenlehmdecke ist durch ein Sandband in 30 cm Tiefe in zwei Pakete gegliedert. Die untere Auenlehmdecke bis 88 cm u. GOF hat einen geringen Anteil an Geröllen und ist sehr arm an Holzkohle. Darauf folgt bis 130 cm u. GOF ein Schotterpaket in lehmiger Matrix. Die Gerölle (bis zu 15 cm im Durchmesser) stammen aus dem Niederterrassenschotter und wurden im Holozän umgelagert. Darunter kommen bis zur Aufschlußgrenze bei 270 cm u. GOF ungestörte Niederterrassenschotter mit Blöcken (über 30 cm im Durchmesser) vor. Im Aufschluß Hagenbach-Brücke (Abb.4) reicht

die Auenlehmdecke aus schluffigem Lehm, in der mittelalterliche und neuzeitliche Scherben (Keramik aus dem 17. Jh. n. Chr.) vorkamen, bis 40 cm u, GOF. An manchen Stellen traten auch Sand- und Schotterlinsen im Auenlehm auf. Im Liegenden folgt zwischen 40 und 75 cm u. GOF ein dunkelbrauner schluffig-toniger Lehm mit eingelagerten Schottern und sogar Blöcken. Der hohe Humusanteil läßt auf einen begrabenen Ah-Horizont schließen. Das besondere an dieser Sedimentschicht war der Gehalt an Scherben, die zu einem römischen Topf zusammengesetzt werden konnten. Farblich abgesetzt von dieser dunkelbraunen Schicht folgt ein gelbliches, mit Geröllen und Blöcken angereichertes Auensediment aus tonigem Lehm, in dem in unterschiedlicher Tiefe Holzkohlestückchen vorkamen. Die Datierung von Holzkohle in einer Tiefe zwischen 110 und 130 cm u. GOF ergab ein Alter von 3189 ± 60 BP (Hd 18301), eine weitere Probe 92 cm u. GOF wies hingegen ein weit höheres Alter von 7191 ± 70 BP (Hd 18298) auf. Der Altersunterschied erklärt sich aus einer Umlagerung bzw. rinnenhaften Eintiefung des älteren Schotterkörpers; die tiefer u. GOF liegende Holzkohle ist einer jüngeren Schotterfüllung in einer Rinne oder einem Kolk zuzuordnen. Die Basis des Aufschlusses besteht schließ-

lich aus Schottern und Sanden des Würmglazials.

Südlich des Hagenbachs setzt sich eine ähnliche Abfolge der Auensedimente bezüglich der Korngrößenzusammensetzung fort. Als repräsentatives Beispiel wird der Aufschluß Hagenbachaue am Rande der Niederterrasse herangezogen. Unter einem 40 - 60 cm mächtigen humosen Auenlehm (Ah-Horizont) folgt ein toniger Lehm mit Steinen, die etwa 40 % der Aufschlußfläche ausmachen. Darunter folgen bis in 160 cm Tiefe umgelagerte Schotter mit Ziegelresten, die wegen ihrer groben Herstellung vermutlich aus eisenzeitlicher Produktion stammen. An der Basis sind bis 440 cm Tiefe die Niederterrassenschotter aufgeschlossen.

Tal	 Holozäne Auenlehmphasen im Mittleren und Südlichen Schwarzwald und Oberrheintiefland.
	Tab. 1: Holocene phases of alluvial sedimentation in the Central and Southern Black Forest and Upper Rhine
	Valley.

Phase	Kulturperiode	Lokalität	Korngröße	Datierung durch
1	Neolithikum	Zartener Becken	tL. X	¹⁴ C
2	Bronzezeit	Zartener Becken	tL	¹⁴ C
3	Vorrömische	Zartener Becken	L	Scherbe
	Eisenzeit (Latènezeit)	Staufener Bucht (Möhlintal)	S	Scherben
		Altbachtal	uL, X	¹⁴ C
		Glottertal (Denzlingen)	IU	¹⁴ C
4	Römerzeit	Zartener Becken	utL	¹⁴ C, Scherben
		Markgräflerland (Sulzbachtal)	IS, X tS, X	¹⁴ C ¹⁴ C
5	Frühmittelalter (57. Jh.)	Lahr-Emmendinger Vorberge (Bleichbachtal)	uL	¹⁴ C
6	Mittelalter	Möhlintal	IU	¹⁴ C
	(1012. Ль.)	Sulzbachtal	IU / S	¹⁴ C
7	Hochmittelalter	Zartener Becken	L / IS	¹⁴ C, Scherben
	(1415. Ль.)	Brettenbachtal	sL, X	¹⁴ C
		Mittl. Elztal	L	¹⁴ C
		Schiltach	uL	¹⁴ C
8	Neuzeit	Möhlintal	slU	¹⁴ C
	(17. u. 18. Jh.)	Mittl. Elztal	L, X	Keramik
		Brettenbachtal	sL, X	¹⁴ C
		Zartener Becken	uL	Keramik

2.2 Phasen und Ursachen der verstärkten Auensedimentation

Die Auensedimente in den Aufschlüssen des Zartener Beckens sind durch ¹⁴C-Datierungen und archäologische Funde verschiedenen Auenlehmphasen zuzuordnen (Tab. 1). Das älteste Auensediment des Holozäns, ein toniger Lehm reich an Blöcken und Steinen, stammt danach aus dem Atlantikum (Zeitscheibe II). Eine verstärkte Auensedimentation ist jedoch erst für die Zeitscheibe III auszumachen. Sie beginnt in der Bronzezeit (Auenlehmphase 2) und tritt vor allem in der vorrömischen Eisenzeit (Auenlehmphase 3) und in der Römerzeit auf (Auenlehmphase 4, Tab. 1). Als Ursache für die hohe Sedimentfracht mit Grobmaterial wird die starke Entwaldung der Hänge angenommen. Diese muß bereits zu vorrömischer Zeit eingesetzt haben, da der Bauund Feuerholzverbrauch in der latènezeitlichen Siedlung Tarodunum ungeheure Mengen an Holz verschlungen hat. Von den entwaldeten und teilweise ihrer Bodendecke entblößten Hängen konnten erhebliche Mengen an Lockermaterial abgetragen werden. Ähnliche Ablagerungen sind auch von der Westabdachung des Schwarzwaldes bekannt, z. B. im Altbachtal nordöstlich Freiburg. Dort fand im ausgehenden Subboreal eine Schotterakkumulation statt, worauf Lößablagerungen folgten, die nach ¹⁴C-Datierungen an Holzkohle in der Latènezeit zwischen 2150 ± 60



Abb. 3: Aufschluß Krummbach-Hagenbachaue, Zartener Becken. Fig. 3: Alluvial sequence in the Krummbach-Hagenbach-alluvial plain, Zartener Becken.

BP und 2290 ± 70 BP im Altbachtal abgelagert wurden (Mäckel & Zollinger 1995, S. 95).

Die Scherben des römischen Topfes im Aufschluß Hagenbachbrücke (Abb. 4) weisen auf eine römerzeitliche Siedlung im Zartener Becken hin (villa rustica?). Da die Scherben unverrollt waren, können sie nicht weit transportiert worden sein. Als Ursache für die Ablagerung ist ein Großereignis anzunehmen, bei dem schotterreiches Hochflutsediment abgelagert wurde. Gegen Ende der Römerzeit ist eine Aufgabe der Siedlungen und eine Abwanderung der Bevölkerung anzunehmen. Allmählich erholte sich der Wald wieder und bildete einen wirksamen Schutz gegenüber Abtragung. Es herrschte somit eine Phase geomorphologischer Stabilität mit Bodenbildung an den Hängen und in den Talauen. Während der alamannischen Landnahmezeit sind im Zartener Becken - im Gegensatz zum Oberrheintiefland und der Vorbergzone - keine Siedlungsaktivitäten anzutreffen. Erst im Hochmittelalter erfolgte eine dichtere Besiedlung und landwirtschaftliche Nutzung, die sich auch in dem häufigen Auftreten von Auensedimenten (Auenlehmphase 7) widerspiegelt.

Auffallend sind an den Aufschlüssen Hagenbach-Brücke und entlang der Rohrleitung in der Hagenbachaue die schotterreichen Auensedimente (Abb, 3 und 4). Sie weisen auf häufige katastrophale Hochwasser hin, bei denen die Talauen stark überprägt wurden. Hochwasserereignisse Ähnliche katastrophalen Ausmaßes ereigneten sich im Juli 1987 und im Dezember 1991. Sie lieferten einen Einblick in die aktuelle fluviale Geomorphodynamik der Talauen (Mäckel & Röhrig 1991, Mäckel & ZOLLINGER 1995): Die Ergebnisse des strömenden Hochflutwassers waren Erosionsformen wie Rinnen und Rillen, Abrißkanten und Auskolkungen. Als Akkumulationserscheinungen traten geschlossene Steindecken Sandund mit Blöcken auf oder eine lockere Schotterstreu. Bei normalem Frühiahrshochwasser werden diese Grobmaterialablagerungen wieder von Feinmaterial überdeckt. Ein

dichter Wechsel von katastrophalen und normalen Hochwassern führt zur Bildung eines schotterreichen Auensediments, das vor allem für Täler der hohen Mittelgebirge mit großer Reliefenergie typisch ist. Gefördert wird die hohe Groblastführung der Flüsse durch die oben bereits erwähnte intensive Nutzung der Hänge. Eine weitere Durchmischung von Steinen und Feinmaterial geschieht durch Pflugarbeit im Oberboden der Talauen.

3 Landschaftswandel in der Vorbergzone

Die Untersuchungen zum Landschaftswandel in der Vorbergzone des nördlichen Markgräfler Hügellandes und der südlichen Freiburger Bucht konzentrierten sich auf die Täler des Sulzbachs und der Möhlin (Abb. 1). Besonders wichtig für die paläoökologische Einordnung der Ablagerungsprozesse waren die reichhaltigen Holzkohlelagen und die archäologischen Funde in





den Baugruben im Möhlintal bei Ehrenkirchen und Bollschweil.

3.1 Aufbau und Alter der Sedimente im Möhlintal

Im Industriegebiet Niedermatten ergaben sich folgende Sedimentlagen (Abb. 5): Die Auenlehmdecken aus überwiegend schluffigem Lehm oder lehmigem Schluff sind an den meisten Stellen zwischen 50 und 100 cm mächtig. Darunter erscheinen Sand-Schlick-Wechsellagen und Schotterbänder. Der geschlossene Schotterkörper beginnt zwischen 100 und 150 cm u. GOF und ist nach oben hin von Schlickbändern durchzogen. Die Aufschlußgrenzen liegen bei 230 cm u. GOF. Zur Möhlin hin (Richtung SSW) wurde der Schotterkörper durch eine Rinne oder einen Mäanderbogen ausgeräumt. Die Eintiefung wurde später mit Sand- und Schlicklagen wieder aufgefüllt. In diesen Sand-Schlick-Wechsellagen treten in etwa 75 bis 145 cm u. GOF Holzkohlebänder auf (Abb, 5). Einzelne Holzkohlestücke hatten eine Größe von bis zu 4 cm im Durchmesser. Aus jedem Holzkohleband wurden Proben für die 14C-Datierung entnommen. Die Proben aus dem obersten Holzkohleband, das bei 55 cm u. GOF den Auenlehm (lehmiger Schluff) von den Sand-Schlick-Wechsellagen trennt, ergab ein Alter von

1052 ± 44 J. BP bzw. cal. AD 975 bis 1025 (Hd-18275). Die Proben der unteren Holzkohlebänder in dem Sand-Schlick-Körper hatten ein Alter zwischen 946 ± 31 und 979 ± 29 I. BP bzw. cal. AD 1025 bis 1165 (Hd-18370 bis 18372), Eine weitere Probe (165 cm u. GOF) im Schotterkörper der aufgefüllten Rinne ergab ein Alter von 1045 ± 39 J. BP bzw. cal. AD 985-1025. Nach den Datierungen gehört der Auenlehm zur mittelalterlichen Sedimentationsphase (Auenlehmphase 6, Tab. 1), die auch an anderen Stellen der Vorbergzone durch Keramik und 14C-Daten nachgewiesen wurde (Mäckel 1997). Neuzeitliche Auenlehme (Auenlehmphase 8) wurden ebenfalls in der Neumagen-Möhliner Niederung, und zwar im Neubaugebiet Ehrenstetten, gefunden (Mäckel & Röhrig 1991, S. 306). Die 14C-Datierung einer Holzkohleprobe an der Basis des Auenlehms (slU) 80 cm u.

GOF ergab ein ¹⁴C-Alter (BP) von 240 \pm 38 Jahren (K-3095). In der Baugrube bei Bollschweil konnte der neuzeitliche Auenlehm vom mittelalterlichen Auenlehm im Liegenden durch Scherbenfunde unterschieden werden.

Im Aufschluß Niedermatten wurden in der oberen Lage der Schotter eine Schlacke und weitere Holzkohlestücke gefunden (Abb. 5). Die Schlacke wurde von Prof. Dr. J. OTTO, Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Universität Freiburg, durch eine Dünnschliffanalyse und Untersuchung im Auflichtmikroskop als Fayalith bestimmt und stellt eine Verhüttungsschlacke dar. Der Schotterkörper kann mit den sandigen Schottern korreliert werden, die in einem naheliegenden Kanalisationsgraben aufgeschlossen waren (Abb. 6). Dort lagen in 160 cm Tiefe Scherben, darunter ein großes Stück. Nach der Bestimmung von Dr. R. DEHN und Prof. Dr. G. FINGERLIN (Landesdenkmalamt Baden-Württemberg, Archäologische Denkmalpflege) gehören die Scherben zu einem Gefäß aus der Spätlatènezeit (2. bis 1. Jh. v. Chr.). Aufgrund der horizontalen Ablagerung und des Erhaltungszustandes der großen Scherben im Schotterkörper ist anzunehmen, daß diese nicht oder nur kurz im fluvialen Milieu verlagert wurde. Demnach wurde der Schotterkörper wohl im jüngeren Subatlantikum

abgelagert. Diese Annahme wird durch die ¹⁴C-Datierung von Holzkohle gestützt, die aus einer Sandschicht zwischen zwei Schotterlagen, 115 cm u. GOF, entnommen wurde. Das ¹⁴C-Alter (BP) betrug 2260 \pm 55 Jahre, das Kalenderalter lag bei 400 - 190 v. Chr. (KI 3640).

3.2 Einwirkung des Menschen auf die Landschaftsgenese innerhalb der Zeitscheibe III

In den Tälern der Möhlin und des Sulzbaches wurde im ausgehenden Subboreal bzw. im frühen Subatlantikum eine verstärkte Schotterakkumulation beobachtet (Mäckel & Zollinger 1995). Wahrscheinlich geht der geomorphologische Umbruch zu vermehrter Akkumulation auf die Eingriffe des Menschen in der vorrömischen Eisenzeit (ab 800 v. Chr.) und besonders in der Latènezeit (ab 500 v. Chr.) zurück. Wirtschaftliche Aktivitäten aus dieser Zeit wie die Anlage von Siedlungen und der Bergbau bedingen einen großen Holzbedarf. Dazu kommt die landwirtschaftliche Nutzung des Umlandes (Rodung, Waldweide). Die weit verbreitete Abholzung der Hänge hatte eine verstärkte Abspülung von Lockermaterial zur Folge, das in den Hangfußzonen oder in den Talauen abgelagert wurde. Als Ursache für den einschneidenden Landschaftswandel werden die Bevölkerungszunahme und ein feuchteres und kühleres Klima (Abnahme der mittleren Jahrestemperatur um 2 bis 3°C nach RUDLOFF 1980) angenommen. Die Auswertung von Fundkarten (u. a. von Schmidt & Stülpnagel 1965, Mähling 1982) zeigt eine Zunahme der Siedlungen sowie eine Ausdehnung und Intensivierung der Anbauflächen, u. a. durch besseres Gerät, um mehr Nahrungsmittel produzieren zu können.

Eine weitere Ursache der starken Schotterakkumulation ist in den Bergbauaktivitäten der Latènezeit zu suchen. Diese These wird unterstützt von anthropogenen Schwermetallanreicherungen in den entsprechenden Auensedimenten (FOELLMER, HOPPE & DEHN 1997). Einen zusätzlichen Beleg für den latènezeitlichen Bergbau liefert die Schlacke im Schotterkörper in Verbindung mit dem latènezeitlichen Scherbenfund (Abb. 5 und 6).

Eine spürbare Auswirkung auf die Hangabtragung und Flußdynamik hatten auch die Eingriffe der Römer in den Landschaftshaushalt, wie die Auswertung von Aufschlüssen im Sulzbachtal bei Sulzburg ergaben. Hier wurden die 2 bis 2,5 m mächtigen holozänen Schotterpakete aus vorrömischer Zeit, die sich durch eine Bodenbildung in sand- und kiesreichen Auensedimenten abgrenzen ließ, während der Römerzeit von einer neuen Schotterdecke überschüttet (ZOLLINGER & MÄCKEL 1989, MÄCKEL & ZOLLINGER 1995). Die zeitliche Einordnung erfolgte durch ¹⁴C-Analysen von Holzkohleproben, die aus Sandschichten zwischen den Schottern entnommen wurden und ein Kalenderalter von 20 v. Chr. - 250 n. Chr. bzw. 40 v. Chr. - 355 n. Chr. (KI 2413 und 2412) ergaben. Die römerzeitliche Sedimentschüttung wird wiederum durch eine Ruhephase mit Bodenbildung von den mittelalterlichen Auensedimenten getrennt, die nach ¹⁴C-Datierungen von Holz und Holzkohle ein Kalenderalter zwischen 1055 und 1295 n. Chr. (KI-2415 u. 2416) ergaben.

Die verstärkte Akkumulation in den Talauen steht im Zusammenhang mit der zunehmenden Waldzerstörung, die auf den erhöhten Bedarf an Brenn- und Bauholz für den Erzbergbau, die Verhüttung bzw. den Siedlungsbau zurückzuführen ist. Auf den tiefgreifenden Landschaftswandel an der Westabdachung des Südschwarzwalds seit der Römerzeit weisen verschiedene montanarchäologische Arbeiten hin (u. a. ZIMMERMANN 1990, STEUER 1990, STEUER & ZIMMERMANN 1993a,b; LUDEMANN 1996).

Als Beispiel für eine aktive Hangdynamik dient der Aufschluß im Neubaugebiet Britzingen (Markgräfler Vorbergzone zwischen Badenweiler und Sulzburg). Dort finden sich in der Bergfußzone nordöstlich des Ehebachs 2 bis 3 m mächtige Lößlehmablagerungen, die nach einer ¹⁴C-Datierung von eingelagerten Holzkohlestücken um 3130 \pm 140 BP, also in der Bronze- bis Hallstattzeit (jüngeres Subboreal) abgelagert wurden (Mäckel & RÖHRIG 1991). Ebenfalls aus der Zeit vom Jüngeren Subboreal bis zum Älteren Subatlantikum stammen die von ZOLLINGER (1990) aufgenommenen Kolluvien (sandhaltiger Schwemmlöß) am Ausgang der Norsinger Schlucht bei Ehrenstetten (Tab. 2).

4 Die Lößsohlentäler und Schwemmfächer am Kaiserstuhl und Tuniberg

Die Untersuchungen beschäftigen sich mit dem Aufbau der Lößsohlentäler und Schwemmfächer sowie den Erosions- und Akkumulationsprozessen an den Hängen und im Talbereich des Kaiserstuhls und Tunibergs (Abb. 1). Im Mittelpunkt steht die Zeitscheibe III (1500 v. Chr. bis 500 n. Chr.), kulturgeschichtlich der Zeitraum von der Bronzezeit bis zur Römerzeit (Kap. 1). Das charakteristische Sediment in den Hangkolluvien dieser Gebiete ist der Schwemmlöß. Er ist aqua-



Abb. 5: Aufschluß 1 (Baugrube) im Gewann Niedermatten, Ehrenkirchen. Fig. 5: Alluvial section 1 in Niedermatten, Ehrenkirchen.

tisch umgelagert und im Unterschied zum Primärlöß kalkarm oder entkalkt, geschichtet und instabil. Die Korngrößenzusammensetzung bleibt jedoch weitgehend erhalten, und der Schluffanteil dominiert jeweils. Im Schwemmlöß bzw. Kolluvium kommen jedoch auch gröbere Materialien wie Sand, Grus oder Schnecken vor. Schwemmlöß bzw. Kolluvium kann auch heute noch bei Starkregenfällen entstehen. Vor allem an den Böschungen der Rebterrassen und an den Hohlwegen wurden verschiedene Abtragungsprozesse und Erosionsformen im Löß aufgenommen (Mäckel 1997).

Bei den Tälern des Kaiserstuhls und Tunibergs handelt es sich nicht um Kastentäler oder Lößschluchten, sondern um eine eigene Form (FRIEDMANN & MÄCKEL 1998). Die Täler sind überwiegend Sohlentäler, die durch anthropogene Überprägung (teils Terrassierung) mit einem scharfen Knick in die Hangbereiche übergehen. Der Begriff *Lößsohlental* bzw. seitlich terrassiertes Lößsohlental beschreibt die Talform besser.

4.1 Bohrprofile im Spührenlochtal bei Oberbergen

Bis heute ist nicht geklärt, unter welchen Umständen und innerhalb welcher Zeiträume die Ausbzw. Umformung der Täler im Kaiserstuhl zu Lößsohlentälern vor sich ging. Im Gewann Spührenloch bei Oberbergen im Kaiserstuhl wurden daher mehrere Bohrungen niedergebracht, um den Aufbau und die Genese der Lößsohlentäler zu erforschen.

Die Profilabfolgen der fünf Bohrungen im unteren Talabschnitt waren recht unterschiedlich je nach Lage im Querprofil. An den Talseiten wurde schon nach etwa 3 m u. GOF der Primärlöß erreicht. Bei zwei Bohrungen am Rande des Rückhaltebeckens konnte das Tal vollständig durchteuft werden, wobei zwischen 720 cm bis 745 u. GOF im Grundwasserniveau die Verwitterungszone des Anstehenden bzw. periglazialer Schutt erreicht wurde (Abb. 7). Die Verglevung durch periodische Staunässe beginnt bei den tieferen Bohrungen 3, 4 und 5 bei etwa 300 cm u. GOF. Bohrung 4 (273 m ü. NN), die in der Talmitte in einer Rinne liegt, soll hier detailliert erläutert werden (Abb. 8): Als Folge der Rebumlegungen und des 1977 gebauten Rückhaltebeckens besteht die heutige Oberfläche bis 130 cm u. GOF aus anthropogen aufgebrachtem Material. Darunter tritt der humose A-Horizont des früheren Oberbodens (fAh) auf. Dann folgt bis 67 cm u. GOF Kolluvium mit einzelnen steinigen und sandigen Lagen, nur unterbrochen von einem 4 cm mächtigen humosen Band bei 251 bis



Abb. 6: Aufschluß 2 (Kanalisationsgraben) im Gewann Niedermatten, Ehrenkirchen.

Fig. 6: Alluvial section 2 in Niedermatten, Ehrenkirchen.

255 cm u. GOF. Dieses Bändchen enthielt zahlreiche organische Reste, von denen Proben genommen wurden. Von 467 bis 470 cm u. GOF tritt ein weiteres Torfband auf, worauf bis 564 cm u. GOF wieder Kolluvium folgt. Bei 530 cm u. GOF lagen ein Knochenstück und gebrannter Lehm. In der darunterliegenden Lößlehmschicht, die nach unten durch eine 11 cm mächtige Sand- und Steinlage begrenzt wird, wurde Ziegelbruch gefunden. Danach folgt wieder Kolluvium bis 565 cm u. GOF. In 628 cm u. GOF wurde im Kolluvium ein bronzezeitliches Scherbenbruchstück entdeckt. Bei 656 bis 665 cm u. GOF tritt eine weitere torfige Schicht auf, aus der Proben für die ¹⁴C-Datierung entnommen wurden. Das Alter dieser

Torfprobe liegt bei 2465 ± 26 BP (Abb.8). Bis 690 cm u. GOF ist Kolluvium und Lößlehm anzutreffen und von 690 bis 717 cm u. GOF eine weitere Torflage direkt über einer mächtigen Steinschicht mit sandiger Matrix. Aus der Torflage wurde wiederum eine Probe für die 14C-Datierung entnommen, die ein Alter von 2530 ± 27 BP ergab (Abb. 8). Der Steinhorizont besteht aus kantigen Steinen in einer breiigen Sandmatrix, die sich im Grundwasserniveau befindet und sich bis zur Endtiefe in 855 cm u. GOF fortsetzt. Alle Steine stammen von Essexiten, einem Subvulkanit, der im ganzen Tal das Muttergestein bildet. Daraus kann geschlossen werden, daß es sich hier wohl um eine periglaziale Deckschicht oder eine basisnahe Schuttdecke handelt.

Der schematisierte Aufbau des Lößsohlentales Spührenloch (Abb. 7) zeigt, daß der Primärlöß, der den anstehenden Essexit überlagert, in der Talmitte ausgeräumt wurde. Diese Rinne oder Vertiefung ist in ihren unteren Bereichen teilweise durch Schutt- und Steinlagen, überwiegend jedoch durch Kolluvium, verfüllt. Die sich anschließenden Talhänge sind terrassierte Rebflächen bis zu einer Höhe von ca. 300-385 m, ab welcher sich Laubwald anschließt. Das Talquerprofil ist asymmetrisch mit einem steileren Osthang und einem flacheren Westhang. Das Lößsohlental wurde an

mehreren Stellen auf ganzer Länge durchbohrt und durch Pürckhauerbohrungen an den Seiten ergänzt. Über archäologische Funde konnte eine frühe keltische Siedlungsaktivität in diesem Gebiet nachgewiesen werden (s. u.). Die verschiedenen Torfschichten zeigen Ruhephasen an, in denen eine Konsolidierung der Geomorphodynamik erfolgte. Die Ursache liegt wahrscheinlich in der abnehmenden wirtschaftlichen Nutzung dieses Raumes und damit in der geringeren anthropogenen Beeinflussung des Sedimentationsgeschehens. Die ¹⁴C-Datierungen ermöglichen eine absolute zeitliche Einordnung dieser Phase und können den Beginn der Umformung des Spührenloches zum Lößsohlental festlegen. Der

Tab. 2: Holozäne Phasen der Kolluvienbildung im Oberrheintiefland und	Schwarzwald.
Tab. 2: Holocene phases of colluvial sedimentation in the Upper Rhine Valley	and in the Black Forest.

Phase	Kulturperiode	Lokalität	Korngröße	Datierung durch
1	Neolithikum	Kaiserstuhl (Endingen)	U	Scherben
2	Bronzezeit	Markgräflerland (Ehebachtal) Kaiserstuhl (Spührenloch) (Ellenbuch)	lU (Lößlehm) lU (Lößlehm) lU (Lößlehm)	¹⁴ C Scherbe ¹⁴ C
3	Vorrömische Eisenzeit (Latènezeit)	Kaiserstuhl (Spührenloch) Westabdachung (Altbachtal) (Norsinger Grund)	lU (Lößlehm) uL, X lU, S	¹⁴ C, Scherbe ¹⁴ C ¹⁴ C
4	Römerzeit	Kaiserstuhl (Spührenloch)	IU	Scherben
5	Alamannische Landnahme- und Ausbauzeit (58. Jh.)	Lahr-Emmendinger- Vorberge (Bleichbachtal)	uL	¹⁴ C
6	Ottoner und Merowingerzeit (1113. Jh.)	Kaiserstuhl (Ihringen)	lU (Lößlehm)	¹⁴ C
7	Hochmittelalter (14./15. Ль.)	Mittl. Eltztal	L	strat. Einordn.
8	Neuzeit (17. u. 18. Jh.)	Mittl. Elztal Markgräflerland (Dellen im Löß)	L IU	¹⁴ C rezenter Bt

unterste Torfhorizont ist direkt auf die Schuttsohle der Talrinne aufgewachsen und zeigt durch das 14C-Alter von 2530 ± 27 BP an, daß die Ausräumung des Tales vor diesem Zeitpunkt abgeschlossen sein mußte. Ab diesem Zeitpunkt beginnt die Umformung des Kerbtales in ein Lößsohlental durch verstärkte Hangabtragung und Materialakkumulation in der Talsohle. Der zweite Torfhorizont ergab ein 14C-Alter von 2465 ± 26 BP, womit die 30 cm Sediment zwischen erstem und zweitem Torfhorizont in ca. 65 Jahren umgelagert wurden, was eine jährliche Sedimentationsrate von 0,46 cm ergeben würde. Jedoch erfolgt die Abtragung und Sedimentation, wie auch heute noch zu beobachten, nicht gleichmäßig und kontinuierlich, sondern eher unregelmäßig bei besonderen oder einmaligen Ereignissen, wie z. B. nach Starkregen. Die Torfhorizonte datieren somit beide in die vorrömische Eisenzeit bzw. in die Hallstattkultur. Die Kelten, die zu dieser Zeit im Kaiserstuhl siedelten, haben dabei wahrscheinlich zum ersten Mal Teile des Waldes im Tal und an den Hängen gerodet und als Weide oder Ackerfläche genutzt.

Bei Bohrung 3 (274,5 m NN), 22 m westlich von Bohrung 4 (siehe Abb. 7), wurde 370 cm u. GOF eine hallstattliche Scherbe gefunden, die auch auf frühe Siedlungsaktivitäten der Kelten im Kaiserstuhl während der Hallstattzeit (ca. 750 - 450 v. Chr.) hindeuten. Bei den Rebumlegungen vor 20 Jahren wurde im Spührenloch 33 Fundstücke aus der Spätlatènezeit (ca. 450 - 10 v. Chr.) entdeckt, die auf die Existenz eines Gehöfts im Tal schließen lassen (WEBER-JENISCH 1995). Römische Fundstücke, die von DEHN (1984) in einem Aufschluß am Rückhaltebecken gefunden wurden, belegen zudem römische Siedlungsaktivitäten in diesem Gebiet.



Abb. 7: Schematisierter Aufbau des Lößsohlentales Spührenloch Der Kaiserstuhl und der Tuniberg bei Oberbergen, Kaiserstuhl.

Fig. 7: Schematic cross-section through the loess-valley Spührenloch near Oberbergen, Kaiserstuhl.

4.2 Der Sedimentaufbau der Sohlentäler bei Bickensohl und im Tuniberg

Im Ellenbuchtal westlich Bickensohl konnte ein 5 m tiefes Profil erbohrt werden. Bis 107 cm u. GOF fand sich anthropogen aufgebrachtes Material. Darunter begann schon der Grundwasserschwankungsbereich mit regelmäßiger Bleichung und Rostfleckung. Zwischen 136 und 154 cm u. GOF lag ein fossiler Ah-Horizont mit leicht erhöhtem Humusgehalt, so auch zwischen 214 und 234 cm u. GOF. Leider kam bis dahin kein 14C-datierbares Material vor. Erst im darunter liegenden Kolluvium wurden bei 266 cm u. GOF eine Holzkohlenlage und Knochenreste gefunden. Darunter nahm die Feuchte stark zu, und das Grundwasserniveau war nahe, bevor die Bohrung bei 500 cm u. GOF aufgrund technischer Probleme abgebrochen werden mußte. Beim aufgetretenen Kolluvium handelt es sich durchgehend um Lößlehm, an drei Stellen von sandig-grusigen Lagen unterbrochen. Die 14C-Datierung der Holzkohle in 266 cm Tiefe erbrachte ein Alter von 2642 ± 50 Jahre BP (Hd-19302) bzw. cal. BC 820-795 (895-770). Demnach wurde das Kolluvium an der Wende der Bronzezeit zur vorrömischen Eisenzeit abgelagert. Eine erhöhte Geomorphodynamik zu dieser Zeit mit verstärkter Abspülung des Lösses und Ablagerung in den Talsohlen konnte bereits an anderen Stellen des Untersuchungsgebietes festgestellt werden (s. u.).

Weitere Bohrungen wurden in einem Lößsohlental des Tunibergs südwestlich von Waltershofen durchgeführt. Die Bohrung in der Nähe des Hofs Wippertskirch erreichte 538 cm Tiefe. Zwischen 67 und 92 cm u. GOF fand sich ein fossiler Ah, darüber bis zur Oberfläche junges anthropogenes Material. Unter dem fossilen Ah-Horizont folgte bis zur Aufschlußgrenze Kolluvium im Grundwasserschwankungsbereich, das bis zu einer Tiefe von 181 cm u. GOF mehrmals kleine Ziegelreste aufwies. Holzkohle kam regelmäßig in kleinen Mengen vor, die jedoch nicht datierbar war.

4.3 Die Schwemmfächer am Rande des Kaiserstuhls

Der Kaiserstuhl und der Tuniberg werden von einem fast geschlossenen Schwemmlößsaum unterschiedlicher Breite umgeben (SCHREINER 1958). Er ist besonders

ausgedehnt durch die Schwemmfächer am Ausgang der Lößsohlentäler. So verbreitert sich der Schwemmlößsaum auf der Nordseite des Kaiserstuhls bei Königschaffhausen auf 800 m, auf der Südseite bei Ihringen sogar auf 1700 m (SCHREINER 1959: 88 u. Geol. Karte). Im neuen Industriegebiet von Endingen ist der Schwemmlöß, etwa 1,5 bis 2,5 m mächtig, in den Baugruben über dem Primärlöß zu finden. Bei Ihringen erreichen die Schwemmlößauflagen eine Mächtigkeit bis zu 5 m (Schreiner 1996: 299). Neolithische und bronzezeitliche Funde in und unter den Schwemmlößdecken belegen die verstärkte Bildung des Schwemmlösses seit dem Neolithikum (Zeitscheibe II). Von solchen Funden unter 2 bis 4 m mächtigen Lößlehmdecken im Innern des Kaiserstuhls berichtet bereits LAIS (1934, 1935). SLEUMER (1934: 26) stellt mit Hilfe pollenanalytischer Untersuchungen den Lößlehm bei Wasenweiler in das Atlantikum. Insgesamt kann auf der Grundlage der bisherigen Funde davon ausgegangen werden, daß neben den Lößtälern im Kaiserstuhl auch die Schwemmfächer am Rande des Kaiserstuhls vollständige Archive bilden und somit Auskunft über den Landschaftswandel unter den Einwirkungen des Menschen geben. Als Beispiele werden Aufschlüsse in Baugruben in Ihringen (südlich des Kaiserstuhls) und in Endingen (nördlich des Kaiserstuhls) herangezogen.

In der Baugrube im Neubaugebiet von Ihringen wurden 160 cm u. GOF bzw. 180 cm u. GOF zwei durch Lößlehm getrennte Torfschichten gefunden. Nach der ¹⁴C-Datierung stammen beide aus dem frühen Mittelalter. Die untere weist ein Alter



 Abb. 8: Bohrung 4, Spührenloch, bei Oberbergen, Kaiserstuhl.
 Fig.8: Stratigraphy of sediment core 4, Spührenloch near Oberbergen, Kaiserstuhl.
 v. Chr. - 500 n. Chr.) widerspiegelt. Neben natürlichen Faktoren wie Tektonik und Klima hat der

von 1297 \pm 28 BP (Merowingerzeit), die obere eines von 1035 \pm 34 BP (Ottonenzeit) auf (Tab. 2). Die Schwemmlößschicht dazwischen belegt die aktive Geomorphodynamik am südlichen Kaiserstuhlhangfuß zur Karolingerzeit.

Nordwestlich der Altstadt von Endingen wurde ein Aufschluß in einer Baugrube aufgenommen, in dem unter einer 160 cm mächtigen differenzierten Lößlehmdecke ein fossiler dunkelbrauner Bodenhorizont aus schluffigem Ton auftritt (Abb. 9). Dieser Boden war nur noch als Rest in zwei 1 m bzw. 2,5 m breiten Gruben erhalten, die mit unregelmäßiger Abgrenzung in den Primärlöß eingelassen sind. In diesen Vertiefungen fanden sich Keramik und Holzkohlestückchen. Die Keramik stammt von der Wauwiler Gruppe nach DIECKMANN (1990, 1991), die zu Beginn des Jungneolithikums (4200 bis 4300 v. Chr.) im Kaiserstuhl lebte. Die Funde belegen eine Abtragung des damaligen schwarzerdeähnlichen Oberbodens bis auf die Reste in den beiden Gruben und eine nachfolgende verstärkte Akkumulation des Lößlehms.

4.4 Auswertung der Befunde in den Lößlandschaften von Kaiserstuhl und Tuniberg

Während sich die neolithischen Siedlungen im Kaiserstuhl, wie zu dieser Zeit allgemein üblich, eher auf Höhenrücken oberhalb der Täler befanden, erfolgte die Besiedlung der tieferen Talbereiche wohl erst durch die Kelten und die Römer. Im klimabegünstigten Lößsohlental Spührenloch im zentralen Kaiserstuhl kann jedoch von einer Siedlungskontinuität seit dem Neolithikum ausgegangen werden (DEHN 1984). Die Bohrungen im Spührenloch zeigen damit von der Zersetzungszone des Anstehenden bis zur heutigen Oberfläche ein vollständiges Archiv, das insbesondere die paläoökologischen Bedingungen während der Zeitscheibe III (1500 v. Chr. - 500 n. Chr.) widerspiewie Tektonik und Klima hat der Mensch in diesen Zeiten maßgeb-

lich auf die Umwelt der Lößlandschaft eingewirkt. Die anfänglich im Neolithikum geringe Bevölkerungsdichte hat spätestens mit den Kelten in der Hallstatt-/Latènezeit bis zu den Römern stetig zugenommen. Den zunehmenden Eingriff in den Landschaftshaushalt unterstreichen die mächtigen Kolluvien im Inneren und am Rande des Kaiserstuhls sowie in den Lößlandschaften der Vorbergzone (Kap. 3).

Die Ursachen für die verstärkte Erosion von den Hängen und Akkumulation in den Tälern liegen wie in der lößbedeckten Vorbergzone im Zusammentreffen klimatischer Schwankungen mit anthropogenen Einwirkungen zu Beginn der Eisenzeit (800 v. Chr.). Mit der Bevölkerungszunahme



Abb. 9: Kolluvium über neolithischer Grubenfüllung in Endingen, nördliches Kaiserstuhlvorland. Fig. 9: Colluvial cover over neolithic fill in Endingen, northern Kaiserstuhl foreland.

kam es zu einer Siedlungsverdichtung an Gunststandorten im Kaiserstuhl sowie zu einer Ausweitung der landwirtschaftlichen Nutzfläche an anderen Orten, um mehr Nahrung produzieren zu können. Hinzu kamen die besseren Geräte zu Beginn der Eisenzeit, mit denen die Anbauflächen gerodet und intensiver bearbeitet werden konnten. Ebenfalls mußten mehr Wälder für Brennund Baumaterial abgeholzt werden, was wiederum ungeschützte Flächen und nachfolgende Bodenerosion durch Wasser, aber auch durch Wind, verursachte. Die Abschwemmung des Lockermaterials von den Hängen in die (Kerb-)Täler führte zu einer großflächigen Auffüllung der Talsohlen mit Kolluvium. Dadurch entwickelten sich aus den ehemaligen Kerbtälern die heutigen Lößsohlentäler. Diese typische Talform des Kaiserstuhls und anderer Lößgebiete (Tuniberg, Vorbergzone) scheint somit primär das Ergebnis einer anthropogenen Einflußnahme auf das Erosions- und Akkumulationsgeschehen zu sein. Besonders deutlich wird dies nach DEHN (1984) in der Römerzeit (Terrassierung, Weinbau). Aufgrund der kräftigen Erosionsvorgänge sind ein Großteil der prähistorischen Besiedlungsspuren auf den Bergrücken und an den Hängen abgetragen. Die meisten archäologischen Funde sind in den Talsohlen oder Senken unter mehrere Meter mächtigen Kolluviumschichten zu finden. Die oberflächennahen

Schichten sind jedoch ohne archäologische Funde und spiegeln somit eine Siedlungsleere wider, die nur durch das Verständnis der anthropogenen Interaktion mit den geomorphologischen Prozessen erklärbar wird.

Eine ähnliche Genese des Lößsohlentals wie im Spührenloch finden wir z. B. in den Tälern von Bickensohl und Ellenbuch (südlicher Zentralkaiserstuhl) sowie Bucklinsbühl (Tuniberg). Die Täler des Kaiserstuhls erweisen sich damit als ideales Untersuchungsgebiet zur Auffindung vollständiger Archive. Die bisherigen Ergebnisse scheinen zu bestätigen, daß der Kaiserstuhl und die Vorbergzone schon früh im Neolithikum besiedelt wurden und eine Siedlungskontinuität über die Eisenzeit bis in die Römerzeit aufweisen, was mit einer starken anthropogenen Beeinflussung des Sedimentationsgeschehens einhergeht.

5 Das Wasenweiler Ried und die Ostrheinproblematik

Das 4 km² große Wasenweiler Ried erstreckt sich in SW-NE-Richtung zwischen dem südlichen Kaiserstuhl und dem nordwestlichen Tuniberg (Abb. 1). Es ist ein reliktisches Niedermoor, da es seit 1920 systematisch entwässert wird. Dadurch wurden die obersten Schichten bereits zersetzt, so daß das Niedermoor heute eine geringere Mäch-





tigkeit besitzt als 1920. An seinen Rändern wird das Ried durch Schwemmlöß vom Kaiserstuhl und vom Tuniberg überlagert (Abb. 10). Die Entstehung des Riedes fällt ins Holozän und steht im Zusammenhang mit der Verlagerung des Ostrheins, der noch im Spätglazial den Kaiserstuhl auf der Ostseite umfloß (SCHREINER 1959, 1996).

Auch heute wird das Ostrheingebiet von einem auffallenden Rinnensystem markiert (KAYSER & MÄCKEL 1994). An den Bohrprofilen war der Torf zwischen 1 m und 2,5 m mächtig. Darunter folgten nach einer Übergangsschicht von einigen Dezimetern die Ostrheinschotter, die hier bis 12 m mächtig sein können und randlich anstehen oder von Hanglöß überdeckt sind (Abb. 10). Im Wasenweiler Ried wurde zur Rekonstruktion der Vegetationsgeschichte von FRIEDMANN (1998) eine Pollenanalyse durchgeführt.

Das Pollendiagramm Wasenweiler Ried West umfaßt die gesamte Zeitscheibe II und den Beginn der Zeitscheibe III (ca. 7600 bis 3000 BP). In diese Zeit fällt der Beginn des Ackerbaus und die Seßhaftwerdung des prähistorischen Menschen in diesem Raum. Schließlich können im Abschnitt der Zeitscheibe III große Rodungen und eine Ausweitung des Offenlandes und Ackerbaus dokumentiert werden. Die wichtigsten Ereignisse für den Landschaftswandel sind im folgenden aufgeführt:

Es ist ein kontinuierlicher Rückgang des Waldes zugunsten des Offenlandes, nur einmal unterbrochen um ca. 3700 BP, festzustellen. Es traten somit zwei Phasen der Besiedlung auf, die von einer Wüstungsphase unterbrochen worden sind. Der Rückgang des Waldes ist überwiegend auf Rodungen durch den Menschen zurückzuführen. Waldweide und später auch allgemeine Weidehaltung ist in der Nähe des Wasenweiler Riedes seit ca. 6500 BP nachweisbar. Eine Nutzung des Waldes durch Nieder- und Mittelwaldwirtschaft und eine daraus resultierende Beeinflussung der Baumartenzusammensetzung des Waldes durch den Menschen ist ab ca. 5500 BP zu erwarten. Ackerbau, sicher nachgewiesen durch Getreidepollen, setzte im direkten Umfeld des Wasenweiler Riedes ab 4500 BP ein, womöglich jedoch schon ab 5100 BP, was sekundäre Indikatorpollen (Ackerunkräuter) andeuten. Der Anteil der Kulturzeigerarten am Pollen-

spektrum nimmt kontinuierlich bis an die Oberfläche zu, nur einmal unterbrochen während der Wüstungsphase um 3700 BP.

Die Untersuchungen im Wasenweiler Ried (West) haben somit zum ersten Mal für das südliche Oberrheingebiet wichtige pollenanalytische Ergebnisse zur Vegetations-, Ackerbau- und Siedlungsgeschichte erbracht.

Zusätzlich wurden im Randbereich des Wasenweiler Riedes mehrere Bohrungen durchgeführt, um die fluviale Geomorphodynamik an der Wasserscheide zwischen Rhein- und Dreisameinzugsgebiet zu klären. Der Dreisamschwemmfächer dehnte sich im Holozän aus (Schreiner 1959; Leh-MANN-CARPZOV et al. 1978) und dämmte das Ostende des Durchlasses zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg ab, so daß die dortigen Gewässer nicht nach NE in die Freiburger Bucht abfließen konnten.

Durch eine 14C-Probe am Übergang Torf -Dreisamschwemmfächermaterial konnte das Vorrücken des Dreisamschwemmfächers bis an den Kaiserstuhl- und Tuniberg-Ostrand auf 4939 ± 48 BP (cal BC 3775-3660) bestimmt werden (FRIEDMANN 1998). Dies stellt die Ausdehnung des Dreisamschwemmfächers ins Subboreal (zur Zeit der Horgener Kultur), was eine Aktivitäts- und Erosionsphase im Oberlauf andeutet. Auch an anderen Stellen der Schwarzwaldabdachung (z. B. Möhlin, Sulzbach) erfolgte insbesondere im Subboreal eine Aufschotterung an den Unterläufen (ZOLLINGER & MÄCKEL 1989). Die verstärkte Schwemmfächerschüttung der Dreisam bewirkte einen Staueffekt im Wasenweiler Ried, wodurch der Torf ab dem Subboreal schneller wachsen konnte im Vergleich zum Atlantikum (Zeitscheibe II).

Die Abschnürung und Verlandung des Ostrheins ist nicht gleichmäßig für alle Ostrheinrinnen verlaufen. So zeigen zwei datierte Basisproben aus verschiedenen Rinnen deutliche Altersdifferenzen (FRIEDMANN 1998): eine Rinne aus dem Zentralbereich des Wasenweiler Riedes weist ein Basisalter von 7460 ± 53 BP (cal BC 6370-6185) auf. die zweite Rinne im nordöstlichen Bereich des Riedes am Auslaß zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg hat ein ¹⁴C-Alter von 10727 ± 98 BP (cal BP 10815-10590). Die Hauptabschnürung des Ostrheins als großer dynamischer Rheinarm erfolgte somit schon im Spätglazial. Im Bereich des Wasenweiler Riedes südlich des Kaiserstuhls, wo die Rheinaue sehr nahe liegt, sind jedoch noch einzelne große Rinnen über mehrere tausend Jahre regelmäßig von Hochwassern des Rheines erreicht worden. Zeitlich zog sich somit die Entwicklung vom aktiven Ostrhein zu mehreren verlandenden Altarmen vom Alleröd bis ins Boreal, also über einen Zeitraum von über 3000 Jahren hin. Eine großflächige Vermoorung des Wasenweiler Riedes hat damit erst im Atlantikum begonnen, als der Torf über die Rinnen hinaus emporwuchs und flächenhaft weiterwachsen konnte. Es bildet sich ein Niedermoor (bzw. Verlandungsmoor) aus. Außerordentlich große Hochwasser des Rheins dürften jedoch gelegentlich bis in das späte Mittelalter einzelne Rinnen im westlichen Teil des Wasenweiler Riedes erfaßt haben (BANGERT 1958).

6 Schlußfolgerungen

Im Oberrheintiefland und an der Westabdachung des südlichen Schwarzwaldes wurden im Zuge des Straßen- und Siedlungsbaus sowie durch Bohrungen verschiedene holozäne Sedimentlagen ausgewertet. Sie bestehen zum Teil aus Grobmaterial (Schotterpaketen mit Blöcken) oder aus Feinsedimenten. Insgesamt lassen sich im Untersuchungsgebiet acht 14C-datierte Auenlehmphasen unterscheiden (Tab. 1): 1. die neolithische Auenlehmphase (Zeitscheibe II), 2. die bronzezeitliche Auenlehmphase, 3. die latènezeitliche Phase, 4. die römerzeitliche Phase (1. bis 4. Jh.), 5. die Auenlehmphase der Landnahmezeit (5./6. Jh. n. Chr.) und des Siedlungsausbaus (7./8. Jh.), 6. die mittelalterliche Phase (10./12. Jh.), 7. die hochmittelalterliche (14./15. Jh.) und 8. die neuzeitliche Auenlehmphase (17./18. Jh.). Auch im Spätglazial gibt es Hochflutlehme (MÄCKEL 1998). Die Auenlehmphasen in diesem Aufsatz beziehen sich jedoch entsprechend dem Thema auf das Holozän und sind weitgehend auf den Einfluß

des wirtschaftenden Menschen zurückzuführen. Zeitgleich zu den Auenlehmphasen kommen auch Phasen verstärkter Kolluvienbildung vor (Tab. 2).

Im Zartener Becken wurden entlang des Rohrleitungsgrabens parallel zur L 126 eine Reihe von Aufschlüssen aufgenommen, die einen flächenhaften Einblick in die Auenstratigraphie des Krummbaches und des Hagenbaches erlaubten. Dabei fiel auf, daß über den Niederterrassenschottern eine Schicht holozän umgelagerter Blöcke (z. T. kantengerundet) in lehmiger Matrix auftritt. Hier scheint es während eines holozänen Hochwasserereignisses zur Tiefenerosion (Rinnen- und Kolkbildung) und nachfolgender darin abgelagerter Materialakkumulation durch den Krumm- bzw. den Hagenbach gekommen zu sein. Es ist auch anzunehmen, daß bei diesem Großereignis Grobmaterial (Moränenund Schuttmaterial) aus den Schwarzwaldtälern im Einzugsgebiet in das Zartener Becken transportiert wurden. Dieses herantransportierte Material wurde zusammen mit dem aus der Niederterrasse wiederaufgenommenen schließlich bei nachlassender Wasserfließgeschwindigkeit und Transportkraft des Flusses umgelagert. Darüber schließen sich Auenlehmdecken unterschiedlicher Mächtigkeit an, in deren oberes Drittel die rezente Bodenbildung reicht.

Das Auftreten von Ziegelbruchstücken (wahrscheinlich römischen oder eisenzeitlichen Alters) in den umgelagerten Niederterrassenschottern. der Fund eines römischen und eines latènezeitlichen Topfes und eines weiteren römischen Scherbenbruchstückes in den tieferen Auenlehmdecken bezeugen eine aktive Geomorphodynamik im Zartener Becken in der Zeitscheibe III (1500 v. Chr. bis 500 n. Chr.). Spätmittelalterliche und neuzeitliche Keramik aus den oberen Teilen der Auenlehmschichten und die Hochwasserereignisse der Jahre 1987 und 1991 belegen bis heute eine lebhafte fluviale Geomorphodynamik im Zartener Becken. Es fehlt jedoch eine aktive Phase zur Zeit der alamannischen Landnahme- und Ausbauzeit im Zartener Becken.

Trotz der naturräumlichen und milieuspezifischen Unterschiede der drei Untersuchungsgebiete (Zartener Becken, Vorbergzone und Kaiserstuhl/Tuniberg im Oberrheintiefland) lassen sich einige Gemeinsamkeiten bezüglich des anthropogenen Einflusses auf das Geoökosystem feststellen:

Nach einer Ruhephase im älteren Subatlantikum mit Bodenbildung ist während der Latènezeit (5. bis 1. Jh. v. Chr.) verstärkte fluviale Aktivität festzustellen. Die Ursachen dafür liegen neben der Klimaänderung (kühler und feuchter) in den zunehmenden Eingriffen des Menschen in das Geoökosystem. Mit der Bevölkerungszunahme und Siedlungserweiterung erfolgte eine großflächige Entwaldung durch Rodung und Holzeinschlag (für Feuer- und Bauholz). DEHN (1983, 1989) und FINGERLIN (1991) weisen darauf hin, daß es sich bei den Siedlungen der Latènezeit um befestigte stadtähnliche Siedlungen handelt, für die ein sehr hoher Bedarf an Bauholz anzunehmen ist. Hinzu kommt die intensive Bearbeitung des Bodens mit verbesserten Geräten. Archäologische Funde und 14C-Daten belegen ebenfalls den Bergbau zu dieser Zeit mit bedeutsamem Einfluß auf Abtrag und Sedimentation. Aus dieser Zeit stammen auch die Auenlehmdecken im Zartener Becken und der Westabdachung des Schwarzwaldes, die der Auenlehmphase 3 zuzuordnen sind. Während der Römerzeit (1. bis 4. Jh. n. Chr.) sind die Eingriffe in den Landschaftshaushalt besonders einschneidend, vor allem durch den Siedlungs- und Straßenbau, die agrarische Landnutzung und den Bergbau. Mit dem Rückzug der römischen Bevölkerung im 3. bzw. 4. Jh. n. Chr. verringert sich die Bevölkerungsdichte erheblich, die landwirtschaftliche Nutzfläche wird kleiner und der Bergbau aufgegeben.

Weite Teile der entwaldeten Hänge am Schwarzwaldwestrand und in der Vorbergzone erhielten wohl wieder eine schützende Vegetationsdecke. In den Talauen deutet eine Bodenbildung auf die Konsolidierung der Flußdynamik hin. Insgesamt handelt es sich um Umweltveränderungen infolge eines nachlassenden menschlichen Einflusses, die ihren Niederschlag in den Sedimenten der Talaue gefunden haben. Daher führten die Aktivitäten während der vorrömischen Eisenzeit und der Römerzeit zu den schwerwiegendsten anthropogenen Veränderungen im Untersuchungsgebiet innerhalb der drei Zeitscheiben. Die lößbedeckten Vorberge des nördlichen Markgräfler Hügellandes und der Freiburger Bucht bilden ein günstiges Siedlungsgebiet. Funde von der prärömischen Eisenzeit und der Römerzeit im Sedimentationskörper der Täler belegen die intensive Nutzung dieses Raumes innerhalb der Zeitscheibe III. Dies führte zu einer verstärkten Erosion von den Hängen und zur Akkumulation in den Talauen, die nach 14C-Datierungen bereits in der Bronzezeit begonnen haben muß. Auffallend ist die Schotterakkumulation während der Latènezeit und während der Römerzeit im Möhlin- und Sulzbachtal. Archäologische Funde sprechen dafür, daß die Ursache für die starke Schotterakkumulation in den Bergbauaktivitäten seit der Latènezeit zu suchen sind. Auenlehmablagerungen stammen aus allen Bildungsphasen. Besonders auffallend und reich an Holzkohlebändern sind die mittelalterlichen und neuzeitlichen Feinerdeablagerungen (Auenlehmphase 6 bis 8).

Im Kaiserstuhl und Tuniberg wurden mehrere Lößsohlentäler erbohrt, um der Frage nach der Entwicklung der Täler in klimabegünstigten Lößgebieten nachzugehen. Durch archäologische Funde, wie eine bronzezeitliche und eine hallstattzeitliche Scherbe in verschiedenen Schwemmlößhorizonten, konnte eine frühe Siedlungsaktivität im Kaiserstuhl nachgewiesen werden. Das Innere des Tunibergs ist im Vergleich zum Kaiserstuhl relativ fundarm. Die prähistorischen Siedlungen haben überwiegend am Hangfuß des Tunibergs gelegen, von denen aus auch die zentralen Teile des Tunibergs bewirtschaftet wurden. Die Täler des Kaiserstuhls waren ursprünglich Kerbtäler, oder sie wurden nachträglich ausgeräumt. Diese Ausräumung muß jedoch vor der Hallstattzeit (2530 BP) stattgefunden haben, was durch 14C-Datierungen an Torfhorizonten über dem Anstehenden im Spührenloch (Zentralkaiserstuhl) nachgewiesen werden kann. Danach wurden die Kerbtäler des Kaiserstuhls und Tunibergs durch abgespültes Kolluvium in ihrer Talsohle verfüllt, wodurch sie in Lößsohlentäler umgestaltet wurden. Am Kaiserstuhl hat eine Siedlungskontinuität vom Neolithikum bis zur Römerzeit geherrscht, wobei Rodungen, Siedlungs- und Straßenbau starke Eingriffe in den Landschaftshaushalt bedingten und zur Bildung eines mehrere Meter mächtigen Schwemmlößsaumes führten

Die Entstehung des Wasenweiler Rieds steht im Zusammenhang mit der Ostrheinproblematik. Die Datierung von Torfproben beweist die frühere Annahme von SCHREINER (1959, 1996), daß der Ostrhein als dynamischer Rheinarm bereits im Spätglazial aufhörte zu fließen. Jedoch zeigt das unterschiedliche Alter der großen Rinnen, daß eine Entwässerung des Ostrheins noch bis in das Boreal andauerte.

7 Danksagung

Die Untersuchungen zum holozänen Landschaftswandel wurden im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms durchgeführt, und zwar speziell im regionalen Teilprojekt "Die palökologischen Umweltbedingungen im Oberrheintiefland und Schwarzwald im Neolithikum und zur Römerzeit - Fluviale Sedimente, Böden und Relief als Archive" (Ma 557/11). Die zum Vergleich herangezogenen Ergebnisse zur holozänen Flußgeschichte und Hangdynamik stehen im Zusammenhang mit dem DFG-Schwerpunktprogramm "Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär", hier mit dem regionalen Teilprojekt "Jungquartäre Fluß- und Hangdynamik im Schwarzwald und Oberrheintiefland" (Ma 557/8). Die 14C-Datierungen wurden am Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg durchgeführt. Die Autoren danken vor allem Herrn Dr. Kromer für Analysen und die konstruktiven Ratschläge und Kommentare. Die 14C-Datierungen bis 1993 erfolgten im 14C-Labor der Universität Kiel. Die Sedimentanalysen (z. B. Korngrößenzusammensetzung) wurden im Institut für Physische Geographie der Universität Freiburg durchgeführt.

Besonderer Dank gilt den Mitarbeitern im DFG-Schwerpunktprogramm, vor allem Frau A. Schlottmann, Herrn R. Schneider, Herrn M. Rauschkolb und Frau B. Weber für die Hilfe im Gelände und bei den Zeichenarbeiten. Frau S. Harrer tippte und korrigierte das Manuskript.

8 Schriftenverzeichnis

- ANDRES, W. (1994): Changes in the Geo-Biosphere during the last 15000 years. Continental sediments as evidence of changing environmental conditions. -IGBP Informationsbrief 16: 1-2; Berlin.
- ANDRES, W., LITT, TH., MERKT, J., MÜLLER-BECK, H., SCHMINCKE, H.-U., SCHNEIDER, J. & WELTE, H. (1993): Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15 000 Jahre. Kontinentale Sedimente als Ausdruck sich verändernder Umweltbedingungen. Antrag auf Einrichtung eines Schwerpunktprogramms bei der DFG, 27 S., unveröffentlicht.
- BANGERT, V. (1958): Über Rheinarme und Grundwasserverhältnisse südlich des Kaiserstuhls.- Ber. Naturf. Ges. Freiburg i.Br. 48: 159-166; Freiburg i.Br.
- DEHN, R. (19842): Neue Ergebnisse zur urgeschichtlichen Besiedlung des Kaiserstuhls. - In: BIEGEL, G., DEHN, R. & FINGERLIN, G.(Hrsg.): Neue Ausgrabungen. Archäologische Denkmalpflege im Regierungsbezirk Freiburg; Freiburg i. Br. (Verlag K. Schillinger).
- (1988): Tarodunum und Kegelriß. Neues zur Spätlatènezeit im Breisgau. - Denkmalpflege in Bad.-Württ. 17: 94-97.
- (1989): Zu spätlatènezeitlichen Siedlungen im Breisgau.- In: Marburger Kolloquium 1989, Wolfgang Dehn zum 80. Geburtstag, S. 89-99; Marburg.
- DIECKMANN, B. (1990): Die Kulturgruppen Wauwil und Strassburg im Kaiserstuhlgebiet. - Cahiers de l'Association de la promotion de la recherche archeologique en Alsace **6**: 7-60; Zimmersheim.

- (1991): Zum Mittel- und Jungneolithikum im Kaiserstuhlgebiet. - Diss. Phil. Fak. Univ. Freiburg, 395 S., unveröffentlicht.
- FINGERLIN, G. (1991): Ur- und Frühgeschichte auf Grund der archäologischen Quellen. - Ber. Naturf. Ges. Freiburg i.Br. 81: 65-116; Freiburg i. Br.
- FOELLMER, A., HOPPE, A. & DEHN, R. (1997): Anthropogene Schwermetallanreicherungen in holozänen Auensedimenten der Möhlin (südlicher Oberrheingraben). - Die Geowissenschaften 15: 61-66.
- FRIEDMANN, A. (1998): Pollenanalytische Untersuchungen im Wasenweiler Ried (Südbaden). - In: MÄCKEL, R. & FRIEDMANN, A. (Hrsg.): Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15000 Jahren im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. Freiburger Geogr. Hefte 54: 163-174; Freiburg i.Br.
- FRIEDMANN, A. & MÄCKEL, R. (1998): Die Landschaftsentwicklung in den Lößgebieten des Kaiserstuhls und Tunibergs. - In: Mäckel, R. & Friedmann, A. (Hrsg.): Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15000 Jahren im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. Freiburger Geogr. Hefte 54: 99-112; Freiburg i.Br.
- KAYSER, S. & MACKEL, R. (1994): Fluviale Geomorphodynamik und Reliefentwicklung im Ostrheingebiet. -Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 82/83: 93-115; Freiburg i.Br.
- LAIS, R. (1934): Das nördliche Kaiserstuhlvorland, seine Bodengestalt, Entstehungsgeschichte und frühe Besiedlung.- Schau-ins-Land 61: 9-20.
- (1935): Zur vor- und fr
 ühgeschichtlichen Besiedlung des n
 ördlichen Kaiserstuhlvorlandes. - Bad. Fundber. 3/1933-36: 181-191.
- LEHMANN-CARPZOV, R., PATERNOSTER, K. & STUBENDORFF, U. (1978): Quartärgeologische Deckschichten-Kartierung im Wasenweiler Ried zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg (Südbaden). - Jh. geol. Landesamt Bad-Württ. 20: 77-100; Freiburg i. Br.
- LUDEMANN, T. (1996): Die Wälder im Sulzbachtal (Südwest-Schwarzwald) und ihre Nutzung durch Bergbau und Köhlerei. - Mitt. Ver. Forstl. Standortkunde u. Pflanzenzüchtung 38: 87-118.
- MÄCKEL, R. (1997): Spät- und postglaziale Flußaktivität im Schwarzwald und Oberrheintiefland. - In: MÄCKEL, R. & B. METZ (Hrsg.): Schwarzwald und Oberrheintiefland. Eine Einführung in das Exkursionsgebiet um Freiburg im Breisgau, 2. Auflage. -Freiburger Geogr. Hefte **36**: 75-99; Freiburg i. Br.
- (1998): Flußaktivität und Talgeschichte des Spätund Postglazials im Oberrheintiefland und Schwarzwald. - In: MÄCKEL, R. & FRIEDMANN, A. (Hrsg.): Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15000 Jahren im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. Freiburger Geogr. Hefte **54**: 31-50; Freiburg i.Br.
- & ZOLLINGER, G. (1989): Fluvial action and valley development in the Central Southern Black Forest during the Late Quaternary. - In: Catena Suppl. 15: 243-252.
- & RÖHRIG, A. (1991): Flußaktivität und Talentwicklung des Mittleren und Südlichen Schwarzwaldes und Oberrheintieflandes. - Ber. z. Dt. Landeskunde 65: 287-311.

- & ZOLLINGER, G. (1995): Holocene river and slope dynamics in the Black Forest and Upper Rhine Lowlands under the impacts of man. - Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd. **100**: 89-100.
- MÄHLING, W. (1982): Urgeschichtliche Siedlungslandschaften in der Vorbergzone des südlichen Oberrheingebietes: Das nördliche Markgräfler Hügelland.- Das Markgräflerland **1982/1**: 3-41; Schopfheim.
- RUDLOFF, H. V. (1980): Die Klima-Entwicklung in den letzten Jahrhunderten im mitteleuropäischen Raume (mit einem Rückblick auf die postglaziale Periode).- In: OESCHGER, H., MESSERLI, B. & SVILAR, M. (Hrsg.): Das Klima. Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft. S. 125-148.
- SCHMID, E. & STÜLPNAGEL, W. (1965): Ur- und Frühgeschichte. - In: Statist. Landesamt Baden-Württemberg (Hrsg.): Freiburg im Breisgau, Stadtkreis und Landkreis, **Bd. I/1:** 148-180; Freiburg i. Br.
- SCHMINCKE, H.-U. & BOGAARD, P. V.D. (1991): Tephra layers and tephra events. - In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHEK, A. (Hrsg.): Cycles and events in stratigraphy. Heidelberg, Berlin, New York (Springer).
- SCHREINER, A. (1958): Niederterrasse, Flugsand und Löß am Kaiserstuhl (Südbaden). - Mitt. bad. Landesv. Naturkde. u. Natschutz. N. F. 7: 113-125; Freiburg i. Br.
- (1959): Das Quartär. In: GLA (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Exkursionskarte des Kaiserstuhls 1:25000, S. 77-89; Stuttgart.
- (19963): Quartăr. In: GLA (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte von Freiburg i. Br. und Umgebung. S. 174-199; Freiburg i. Br.
- SLEUMER, H. (1934): Eine pollenanalytische Untersuchung des Wasenweiler Riedes. - Mitt. bad. Landesver. f. Naturkde. u. Natschutz. N. F. 3: 25-28; Freiburg i.Br.
- STEUER, H. (1990): Zur Frühgeschichte des Erzbergbaus und der Verhüttung im südlichen Schwarzwald.- In: NUBER, H. U., SCHMID, K., STEUER, H. & ZOTZ, TH. (Hrsg.): Archäologie und Geschichte des 1. Jahrtausends in Südwestdeutschland, Archäologie und Geschichte, Freiburger Forschungen zum 1. Jahrtausend in Südwestdeutschland, Band 1: 387-415; Sigmaringen.

- & ZIMMERMANN, U. (Hrsg., 1993a): Alter Bergbau in Deutschland. - Archäologie in Deutschland. Sonderheft 1993, 127 S.; Stuttgart (Theiss).
- & ZIMMERMANN, U. (Hrsg., 1993b): Montanarchäologie in Europa. Archäologie und Geschichte. - Freiburger Forschungen zum ersten Jahrtausend in Südwestdeutschland, Bd. 4; Sigmaringen.
- WEBER-JENISCH, G. (1995): Der Limberg bei Sasbach und die spätlatènezeitliche Besiedlung des Oberrheingebietes. - Veröff. d. Landesdenkmalamts Ba.-Wü.; Stuttgart.
- ZIMMERMANN, U. (1990): Die Ausgrabungen in alten Bergbaurevieren des südlichen Schwarzwaldes.-In: STEUER, H: & ZIMMERMANN, U. (Hrsg.): Erze, Schlacken und Metalle. Freiburger Universitätsblätter 109: 115-146; Freiburg i. Br.
- ZOLLINGER, G. (1990): Quartäre Geomorphogenese und Substratentwicklung am Schwarzwald-Westrand zwischen Freiburg und Müllheim (Südbaden).-Physiogeographica. Basler Beiträge zur Physiogeographie 12, 202 S.; Basel.
- & BUCHER, B. (1989): Erosionsmessungen im Norsinger Ahbach südlich von Freiburg und ihre geomorphologische und hydrologische Interpretation.
 Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 77/78: 67-79; Freiburg i.Br.
- & MÄCKEL, R. (1989): Quartäre Geomorphodynamik im Einzugsgebiet des Sulzbaches und der Möhlin, Südbaden. - Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 77/78: 81-98; Freiburg i.Br.

Manuskript eingegangen am 26. März 1998

Klima-Änderungen im Pleistozän: Isotopenuntersuchungen an fossilen Seesedimenten aus dem Holstein-Interglazial Ost-Polens

JERZY NITYCHORUK, JOCHEN HOEFS & JÜRGEN SCHNEIDER*) – Holsteinian interglacial, Climate change, lacustrine sediments, C- and O-isotopes –

Kurzfassung: In Ost-Polen erbohrte Seesedimente mit einer Mächtigkeit bis zu 55 m (Ossówka-See) dokumentieren das ganze Holstein-Interglazial und die Anfangsperiode der Saale-Eiszeit. An ausgewählten Bohrkernen der Seen von Ossówka und Wilczyn wurden palaeobiologische (Malakofauna, Palynologie und Pflanzen-Makroreste) und Isotopen-Untersuchungen durchgeführt. Die für den längsten (55 m) und vollständigsten Bohrkern nahe der Ortschaft Ossówka bestimmten C- und O-Isotopenwerte betragen:

 ∂^{13} C: Minimalwerte bis -6,4 ‰ für Ablagerungen am Beginn des Interglazials, Maximalwerte bis +10,0 ‰ für Ablagerungen aus der kalten Frühglazialperiode;

∂¹⁸O: Maximalwerte bis -3,6 ‰ für Ablagerungen aus dem ersten Abschnitt des Interglazial-Optimums, Minimalwerte bis -10,1 ‰ für Ablagerungen aus der kältesten Periode unmittelbar vor der nächsten Vereisung.

Generell gibt der Kurvenverlauf der O-Isotopenwerte gut die palynologisch dokumentierten Klimaveränderungen wieder. Im Profil sind jedoch zwei Perioden zu beobachten, in denen das Isotopenbild nicht mit der palynologischen Aussage übereinstimmt, einmal im klimatischen Interglazial-Optimum und zum anderen im jüngeren Teil des frühen Saale-Glazials

1. Während des klimatischen Optimums des Holsteininterglazials (Pollen-Zone G und H) sprechen die Isotopenkurven der Seesedimente für relativ kühle Klimaverhältnisse. Dies kann durch eine Zunahme der Niederschlagsmenge, die zu einer Seespiegel-Erhöhung führte und/oder durch den Einfluß von isotopisch leichten Zuflüssen erklärt werden.

2. Im oberen Teil des Profils, der eine kühle, der Vereisung vorangehende Phase darstellt, erreichen die ∂^{13} Cund ∂^{18} O-Isotope unerwartet hohe Werte, was möglicherweise auf die Redeposition von "warmen" interglazialen Ablagerungen und/oder auf eine Zunahme der Evaporation unter trockenen Steppenklima-Bedingungen mit Seespiegel-Tiefständen zurückzuführen ist. Abkühlungsphasen fallen mit der Verschiebung der Sauerstoffisotopenverhältnisse in Richtung einer ¹⁸O- Verarmung zusammen.

[Climate change during Pleistocene: Isotopic investigations of fossil lacustrine sediments of the Holsteinian interglacial of Eastern Poland]

Abstract: Lacustrine sediments of the Holsteinian interglacial and the early part of the Saalian glaciation from Eastern Poland are exceptional in Europe:

- they have a maximum thickness of at least 55 m,

- they are very homogeneous (lake marl and gyttja),

- they have been geologically and palaeobiologically investigated in great detail (pollen analysis, macrofossils, mollusc fauna).

Oxygen and carbon isotope composition of these sediments allow a precise reconstruction of climatic variations to be made: Minimum values of ∂ ¹³C (-6.4 ‰) were found in the earliest part of the interglacial period, maximum (+10.0 ‰) values could be detected at the onset of the Saalian glaciation. The distribution of the ∂ ¹⁸O values follows an inverse trend. The maximum values (-3.6 ‰) occur at the initial period of the interglacial and the minimal (-10.1 ‰) are associated with a progressive temperature decrease at the end of the interglacial.

Generally the isotope data satisfactorily reflect the palynologically well-documented climatic changes. However there are two sections in the profile, where this correlation is poor:

1. At the palynologically defined interglacial climatic optimum the $^{18}\mathrm{O}$ curves indicate relatively cool climatic conditions.

2. In the upper part of the sediment profile, which probably reflects the onset of the Saalian glaciation, the ^{18}O and ^{13}C - isotope curves have relatively high values, indicating too high temperatures.

For the first case an inflow of ¹⁸O depleted groundwater or/and an increase of precipitation with a rise of the lake level is postulated.

In the second case the poor correlation is quite likely caused by a redeposition of sediments of the warm interglacial period, and/or by an enrichment of 18 O and 13 C due to intense evaporation.

^{*)} Anschriften der Verfasser: Dr. J. NITYCHORUK, Institute of Geology, Warsaw University, Al. Øwirki i Wigury, 02-089 Warsaw, Poland, Alexander-von-Humboldt-Stipendiat, Prof. Dr. J. HOEFS, Institut für Geochemie, Universität Göttingen, Goldschmidtstraße 1, D-37077 Göttingen, Germany, Prof. Dr. J. SCHNEIDER, Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, Universität Göttingen, Goldschmidtstraße 3, D-37077 Göttingen, Germany

Einleitung

Klimafluktuationen im Pleistozän, von warmen Interglazialen bis zu Eiszeiten, spiegeln sich in Änderungen der Sauerstoffisotopenverhältnisse (18O/16O) in Karbonaten wider, die durch temperaturabhängige Fraktionierungsprozesse zwischen Karbonat und Wasser verursacht werden. Dies belegen zahlreiche Untersuchungen an ma-Sedimentprofilen (z. B. SHACKLETON & rinen OPDYKE 1973, IMBRIE et al. 1973, PISIAS et al. 1984, MARTINSON at al. 1987, SHACKLETON et al. 1992), von denen in der Regel lückenlose Profile existieren. Isotopen-Untersuchungen kontinentaler Seesedimente bringen nicht immer zufriedenstellende Ergebnisse, vor allem wegen der wechselnden Sedimentationsbedingungen und einer größeren Variabilität der Wasserzusammensetzung, die auf die geringe Größe der meisten kontinentalen Seen zurückzuführen ist. Andere Faktoren sind

die Evaporationsverhältnisse, das Vorhandensein von Wasserzuflüssen, die Wassertiefe sowie die Entfernung vom Ozean (EICHER & SIEGENTHALER 1976, 1981, EICHER et al. 1991, ROZANSKI et al. 1993). Klimatische und hydrologische Bedingungen sind die wichtigsten Faktoren, welche die Isotopen-Verhältnisse der Seekarbonate beeinflussen. Die oft vorkommenden Sedimentationslücken, bzw. lokale hydrogeologische Instabilitäten erschweren die Interpretation der Isotopen-Kurven aus Seen oder machen sie sogar unmöglich (BEAULIEU et al. 1994).

Zu besseren Ergebnissen führen die Untersuchungen an Tropfsteinen aus Höhlen z. B. in Nevada (WINOGRAD et al. 1992) sowie in Nord-England (GASCOYNE 1992). Obwohl sich das durch Tropfsteinuntersuchungen gewonnene Isotopenbild von dem unterscheidet, welches die Untersuchungen der marinen Profile erbracht haben,



Abb. 1: Lokalitäten mit fossilen Seesedimenten aus dem Holstein-Interglazial in Ost-Polen (nach Nitychoruk 1994, Albrycht et al. 1997). Mit schwarzen Punkten sind die Lokalitäten mit Karbonatablagerungen gekennzeichnet.

Fig. 1: Sites with fossil lake sediments dating from to the Holsteinian Interglacial in eastern Poland (after NITYCHORUK 1994, ALBRYCHT et al. 1997). Black circles indicate locations with carbonate sediments.

können die O-Isotopen-Kurven aus den Höhlen und Ozeanen mit Hilfe der Th/U-Datierungen verglichen werden.

Das bisher genaueste Isotopen-Bild der paläoklimatischen Veränderungen wurde für die letzten 140 ka des Pleistozäns, darunter für die Weichsel-Eiszeit und das Eem-Interglazial an grönlandischen Eisbohrkernen und an Seesedimenten Mitteldeutschlands gewonnen (DANSGAARD et al. 1993, JOHNSEN et al. 1995, LITT et al. 1996). Viel schwieriger ist es aber, ältere, palynologisch gut datierte Interglaziale dem entsprechenden Isotopen-Stadium zuzuordnen, weil sie keine charakteristischen Isotopen-Kurven zeigen. Deshalb wird z. B. das Holstein-Interglazial, das aus den Untersuchungen der fossilen Sedimente der kontinentalen Seen gut bekannt ist, dem 11. (SARNT-HEIN et al. 1986, BEAULIEU & REILLE 1995), 9. (ZAG-WIJN 1992) oder 7. (LINKE et al. 1985) O-Isotopen-Stadium aus Tiefseeprofilen zugeordnet.

Bisherige Untersuchungen an ostpolnischen Seen

Ende der 80er und Anfang der 90er Jahre wurde in Ost-Polen eine fossile Seenplatte (NITYCHORUK 1994, ALBRYCHT et al. 1997, NITYCHORUK et al. 1997) entdeckt und beschrieben (Abb. 1). Die Seen sind in Form von Rinnensee-Ketten von einigen bis zu mehreren Kilometern Länge aufgereiht (Abb. 1) und erstrecken sich in SW-NE bzw. in W-E Richtung, parallel zu den paläozoischen Strukturen (NITYCHORUK 1994). Diese Seenkette liegt in einem Bereich zwischen wechselnd kontinental bzw. ozeanisch beeinflußtem Klima. Somit sind nicht nur Klima-Wechsel in der Zeit, sondern auch im Raum zu berücksichtigen. Sowohl die Ergebnisse der palynologischen Analyse (LINDNER et al. 1991, KRUPINSKI & NITYCHORUK 1991, NITY-CHORUK 1994, KRUPINSKI 1995, BINKA & NITYCHORUK 1995, 1996, NITYCHORUK & BINKA 1994, NITYCHORUK et al. 1997) als auch die Bestimmungen der in Seesedimenten gefundenen Schnecken - Viviparus diluvianus (KUNTH.) und Lithoglyphus pyramidatus Mildf. (LINDNER et al. 1991) -, deren Aussterben mit dem Ausklang des Holstein-Interglazials zusammenfällt, ermöglichen es, diese Seenplatte in das Holstein-Interglazial zu stellen. In den bis heute ungefähr 30 beschriebenen Lokalitäten (Abb. 1) bestehen die fossilen Seesedimente aus Gyttja und Seekreide mit 30 m Mächtigkeit oder aus Corg -reichen Tonen mit eingeschalteten verschiedenen Torfarten mit einer Mächtigkeit von

einigen Metern (NITYCHORUK 1994). Aus den palynologischen Untersuchungen kann geschlossen werden, daß die ganze Periode des Holstein-Interglazials und das danach folgende Frühglazial in den kalkigen Seesedimenten enthalten sind (Abb. 2, s. BINKA & NITYCHORUK 1996).

Die fossilen Karbonatablagerungen sind in den obersten 2-3 m anzutreffen (Abb. 3). Die fossilen Seesedimente aus dem Holstein-Interglazial liegen auf dem Geschiebelehm und den glazifluvialen Sanden der Elster-Eiszeit (Abb. 3). Der Ursprung dieser Seen kann im Schmelzen des Inlandeises vermutet werden, was die an der Basis der Karbonatserien erhaltenen Silte und Tone bestätigen. Die bislang für zwei Seen durchgeführten Datierungen dieser Tone (mit Hilfe der Thermolumineszenz-Methode) haben unterschiedliche Alter zwischen 430 (? zu hoch) und 230 ka (KRU-PINSKI 1995) ergeben und bestätigen damit diesen zeitlichen Rahmen. Glazialablagerungen, die über den Seeablagerungen liegen, entstanden durch den Eiszerfall der Gletscher, die nach dem Holstein-Interglazial das Gebiet erreichten. Sie haben ein Alter zwischen 163 ± 24 ka und 186 ± 28 ka (Abb. 3) und datieren diese Sedimente auf die Saale-Eiszeit (NITYCHORUK 1994).

1996 wurde eine neue Serie von Bohrungen mit vollständigen Kernen durchgeführt. Eine dieser Bohrungen (OS. 1/96) ergab in dem Ort Ossówka eine vollständige Sediment-Abfolge mit einer Mächtigkeit von 55 m (Abb. 2, 3). Der gewonnene Kern enthält in seinem unteren Teil einen 17 m langen Abschnitt mit einer Wechsellagerung (dunkel-hell). Die detaillierten palynologischen Bestimmungen ergaben, daß der 17 m lange laminierte Kernteil (35-52 m - Abb. 2) während des Holstein-Interglazials entstand. Im frühglazialen (nicht laminierten) Teil des Kerns herrschten boreale Kiefer- und Birken-Wälder und subarktische Verhältnisse vor. Das in dem 55 m langen Kern (OS. 1/96 - Abb. 2) enthaltene palynologische Bild ist von allen Bohrungen, die bisher für das Holstein-Interglazial in diesem Teil Europas gewonnen wurden, am vollständigsten und ist vergleichbar mit früheren Untersuchungen (KRUPINSкі 1995) an Kernen von 29 m (OS. 2/90) und 34 m (OS. 1/90) Länge (Abb. 2, 3).

Analyse-Methoden

An diesen besonders mächtigen und vollständig geologisch, palynologisch sowie malakologisch bearbeiteten fossilen Seesedimenten wurde die



Abb. 2: Ausgewählte palynologisch bearbeitete Kern-Profile. 1 - Karbonat-Ablagerungen aus dem Holstein-Interglazial; 2 - Karbonat-Ablagerungen, Gyttja und Seekreide aus der frühen Saale-Zeit; 3 - Laminierte Sedimente; 4 - Malakofauna; 5 - Deckschicht; 6 - Kernprofile mit Analysen der Isotope ¹³C und ¹⁸O (die zeitliche Zuordnung basiert auf Pollenuntersuchungen).

Fig. 2: Selected palynologically analysed core-profiles. 1 - carbonate sediments of the Holsteinian Interglacial; 2 - carbonate sediments, gyttya and lacustrine chalk of the early Saalian Glaciation; 3 - laminated sediments; 4 - mollusc shells; 5 - non lacustrine cover sediments; 6 - core profiles with oxygen and carbon isotope analyses (correlation based on palynological analyses).

Isotopenzusammensetzung (18O, 13C) bestimmt. Dazu wurden zwei Kerne aus den fossilen Seen Ossówka (OS. 1/96, 55 m Länge) und Wilczyn (WL 1/96, 35 m Länge) ausgewählt (Abb. 2, 3). Die Kerne wurden systematisch im Abstand von einem halben Meter beprobt und auf ihre Isotopenzusammensetzung untersucht. Für jeden Kern lagen bereits bei Beginn der Untersuchung umfangreiche palynologische Daten vor, die eine Korrelation der Isotopenwerte mit den palynologischen Daten ermöglichen.

Die C- und O-Isotopenzusammensetzung wurde nach der klassischen Methode von McCREA (1950) bestimmt. Das CO₂ wurde mit Hilfe eines Gasmassenspektrometers Finnigan-MAT 251 im Geochemischen Institut der Universität Göttingen analysiert.

Die ¹³C- und ¹⁸O-Konzentrationen der untersuchten Proben werden wie üblich als ∂ -Werte ausgedrückt und sind in ‰ auf den Standard PDB bezogen. Der analytische Fehler für die ∂ ¹³C-Werte beträgt etwa ± 0,1 ‰, bzw. für die ∂ ¹⁸O-Werte ± 0,2 ‰.

Aufgrund der größeren Vollständigkeit wird im folgenden insbesondere das Profil OS. 1/96 (Abb. 2, 3) diskutiert.



Abb. 3: Geologisches Profil durch die Lokalitäten Wilczyn-Lachówka und Ossówka, KREIDE: 1 - Mergel; TERTIÄR: 2 - Glaukonitsand; QUARTÄR: Menap-Vereisung: 3 - Geschiebelehm; Cromer-Interglazial: 4 - Sand und Silt mit Malakofauna und organischen Resten; Elster-Vereisung: 5 - Sand Silt und Ton mit organischen Resten, 6 - Geschiebelehm, 7 - grobkörniger Sand; Holstein-Interglazial: 8 - Gyttja und Seekreide; Saale-Glazial: 9 - Silt, 10 - Geschiebelehm; Saale-Glazial bis Holozän: 11 - Sand und Silt, 12 - Bohrungen; 13 - Bohrungen aus dem Profil; 14 - palynologisch bearbeitete Kernprofile; 15 - Kernprofile mit Analysen der Isotope 13C und 18O; 16 - TL -Datierungen (nach NITYCHORUK 1994, BINKA et al. 1997).

Fig. 3: Geological section of the Wilczyn-Lachówka and Ossówka sites. CRETA- mern und langen, feuch-CEOUS: 1 - marl; TERTIARY: 2 - glauconite sand; QUATERNARY: Menap Glaciation: 3 - till; Cromer Interglacial: 4 - sand and silt with mollusc shells and organic detritus; Elster Glaciation: 5 - sand, silt and clay with organic detritus, 6 till; 7 - coarse-grained sand; Holstein Interglacial: 8 - gyttja and lacustrine chalk; Saale Glaciation: 9 - silt, 10 - till; Saale Glaciation - Holocene: 11 - sand and silt, 12 - coring site, 13 - coring site outside the profile, 14 - core profiles with palynological analyses, 15 - core profile with oxygen and carbon isotope analyses, 16 - TL age (after NITYCHORUK 1994, BINKA et al. 1997).

Palynologische Befunde

Zum besseren Verständnis der Isotopendaten soll zunächst das palynologische Bild der Vegetations-Änderungen im Holstein-Interglazial und in der Anfangsphase der folgenden Kaltzeit zusammengefaßt werden (S. BINKA & NITYCHORUK 1996. **KRUPINSKI** 1995. 1995).

In der Anfangsphase des Holstein-Interglazials. nach einem noch kühlen Klima der Endphase der Eiszeit, herrschte ein boreales Klima. Vertreten wird es durch die Pollen-Zonen (Abb. 4, 5): I (Zone A - Betula- NAP - Birke-NAP. Zone B - Betula-Pinus - Birke-Kiefer) und II (Zone C - und Zone D -Picea-Alnus - Fichte-Erle). In der Pollenperiode I erwärmte sich das Klima allmählich, aber deutlich, es besaß jedoch noch kontinentale Merkmale. Die Kontinentalität des Klimas zeigt sich durch einen trockenen und warmen Sommer, einen frostigen und langen Winter, eine kurze Vegetationsperiode sowie eine lange Zeit, in der die Seen mit einer Eisschicht bedeckt waren.

In der Pollenperiode II herrschte ein ziemlich mildes und feuchtes Klima mit warmen Somten und ziemlich kalten Wintern. Im klimatischen Optimum des Interglazials (Pollen-Periode III) wuchsen Mischwälder und es herrschte ein gemäßigtes Klima. In den



Abb. 4: Pollendiagramm des Holstein-Interglazials für Lokalität Ossówka 1/90 - s. Abb. 2. (vereinfacht nach KRUPINSKI 1995).

 Ton, 2 - Kalkgyttja und Seekreide, 3 - Torf und Sand Fig. 4: Pollen diagram of the Holsteinian Interglacial site of Ossówka site 1/90 (simplified, based on KRUPINSKI 1995).



einzelnen Pollenzonen dominierten bestimmte Bäume und es herrschten folgende klimatische Verhältnisse:

Zone E - Taxus-Picea-Alnus (Eibe-Fichte-Erle) typische Vertreter für ein Klima mit ausgeprägten ozeanischen Merkmalen, die durch steigende Feuchtigkeit und zunehmende Niederschläge, durch einen ziemlich langen und feuchten Sommer und milden Winter sowie durch eine verlängerte Vegetationsperiode charakterisiert sind. Für das milde Klima spricht auch das Vorkommen von Hedera und Viscum.

Zone F - Pinus-Picea-Alnus (Kiefer-Fichte-Erle) kontinentales Klima ohne Hedera und Viscum, mit geringeren Niederschlägen und verringerter

... - pollen periods; A, B, C... - pollen zones (from KRU-C... - Pollen-Zonen KRUPUNSKI 1995). (AP minus Pinus) - Summe des Baum-Pollens minus Pinus; (AP) - gesamter Baum-Zeiten der Klimaabkühlung. Korrelation aufgrund des CaCO3-Gehaltes und der palynologischen und ∂ ¹³C - Isotopen-Kurven; S - Schwefelgehalte in den Sedimenten der Lokalität Ossówka (OS. 1/96). Pollen; CaCO2-Kurve; Temperatur °C - die mittlere Temperatur des wärmsten Monats (nach palynologi ... - Pollen-Perioden; A, B, Biostratigraphie des Holstein-Interglazials. I, II, III 5: Biostratigraphy of the Holstein Interglacial. I, II, III Intersuchungen. in Pfeile -10 nach Abb. Feuchtigkeit und mit tieferen Temperaturen. Zo-

ne G - Abies-Carpinus-Quercus (Tanne-Hainbu-

che-Eiche) - erneute Ozeanität des Klimas - milde

und kurze Winter, lange Vegetationsperiode mit

reichlichen Niederschlägen. Wichtige Klimaindi-

katoren sind Ilex, Hedera und Viscum. Zone H -

Carpinus-Quercus-Abies (Weißbuche-Eiche-Tan-

ne). Das Klima in dieser Pollenzone war nicht einheitlich. In ihrem älteren Abschnitt besaß das Kli-

ma ozeanische Merkmale - hohe Feuchtigkeit und

eine leicht niedrigere Sommertemperatur im Ver-

gleich zu der vorangehenden Periode. In dem

jüngeren Abschnitt dagegen traten kontinentale

Merkmale mit verlängerten und kühleren Wintern

auf. Indikatoren wintermilder Klimate fehlen.

 middle temperature of warmest month (from palynological analyses) for Ossówka site (OS. 2/90) according to KRUPINSKI (1995) - simplified. ¹⁸O and ¹³C - Isotope curve; S - sulphur in sediments of Ossówka site (OS. 1/96). Ar-PINSKI 1995). (AP minus Pinus) - sum of tree pollen minus Pinus; (AP) - tree pollen; CaCO₄ - curve; temperature °C ows - period of cooling. Correlation based on CaCO₃ and palynological analyses Die Endphase des Interglazials wird durch die Pollen-Periode **IV** vertreten, für die boreale Kiefernwälder charakteristisch sind (Abb. 4).

Zu dieser Zeit war das Klima noch feucht und ziemlich mild. Allmählich wechselte es zu einem immer trockener und kälter werdenden Klima mit langen frostigen Winterzeiten und trockenen, nicht besonders warmen Sommern. Für diese Deutung spricht die Entwicklung der Steppenvegetation. Im frühen Glazial wechselte das Klima zu subarktischen Verhältnissen (Pollen-Periode **V**), in der Sträucher, Gräser u.a. dominierten. In der Pollenzone K - NAP (s. Abb. 5) herrschte ein trockenes kaltes kontinentales Klima mit einer langen Winterperiode sowie mit einer trockenen und kurzen Vegetationsperiode.

Zone L - *Juniperus* (Wacholder) - zeigt eine geringe Klimaverbesserung, die sich in einer steigenden Feuchtigkeit äußerte, sowie in der Reduktion der Temperaturamplitude zwischen dem wärmsten und dem kältesten Monat im Jahr und in der Verlängerung der Vegetationsperiode. Gegen Ende der Periode **V** erscheinen Wälder (Zone M - *Betula-Larix* - Birke-Lärche). Das Klima verbessert sich deutlich, es wird feuchter und wärmer mit einer verlängerten Vegetationsperiode.

Die Zonen L und M sind eine typische Einwanderungsfolge von der Kaltzeit zur Warmzeit. Eine kurze Entwicklungsphase der Kiefernwälder in der Periode **VI** (Zone N - *Pinus* - Kiefer), als es zu einer Rückkehr zum borealen Klima mit kontinentalen Merkmalen kam, wird durch eine erneute Abkühlung (Periode **VII**) unterbrochen.

Die Abkühlung verursachte eine Expansion von Sträuchern und Kräutern in einer entsprechenden Einwanderungsfolge (Zone O - Betula-Artemisia-Salix - Birke-Beifuß-Weide, Zone P - Juniperus -Wacholder, Zone Q - Betula-Juniperus-Larix-Pteridium - Birke-Wacholder-Lärche-Pteridium). Die Pollen-Perioden VIII (Zone R - Pinus) und X (Zone V - Pinus) stellen den Kiefernwald als den dominierenden Bestandteil der Flora dar. Eine Abkühlungsphase trennt diese Perioden voneinander: IX (Zone S - Adlerfarn-NAP-Pinus, Zone T - Juniperus, Zone U - Betula) und XI (Zone W -Pinus-NAP, Zone X - Betula-Larix- NAP, Zone Y-NAP-Pinus). Diese Abkühlungsphase bildet den nächsten Zeitabschnitt, in dem ein subarktisches Klima mit stark kontinentalen Merkmalen herrschte und der das bevorstehende nächste Inlandeis ankündigte.

Interpretation der ¹³C- und ¹⁸O-Isotopen-Kurven und Vergleich mit den palynologischen Untersuchungen

Wie aus den palynologischen Untersuchungen geschlossen werden kann, überdecken die gemessenen Isotopenkurven das ganze Interglazial in Ossówka, samt dem einige zehntausend Jahre dauernden frühglazialen Zeitabschnitt. In der Lokalität Wilczyn entsprechen die Isotopenkurven dagegen nur dem interglazialen Zeitabschnitt (Abb. 6). Beide Kurven zeigen einen ähnlichen Verlauf trotz gewisser Unterschiede in den absoluten Werten. Die beobachtete Korrelation der 13C- und 18O-Werte in Ossówka ist typisch für Seekarbonate in hydrologisch geschlossenen Gewässern. Dagegen ist eine solche Korrelation in Wilczyn wesentlich schwächer ausgeprägt und spricht eher für ein offenes System (EICHER & SIE-GENTHALER 1976, FRITZ et al. 1975, TALBOT 1990, EICHER et al. 1991, HOEFS 1996).

Die Paläoseen von Wilczyn und Ossówka sind detailliert palynologisch untersucht, wobei Pollendiagramme für sechs Kerne der fossilen Seesedimente aus Wilczyn (BINKA & NITYCHORUK 1995, 1996, KRUPINSKI 1995, Binka et al. 1997) sowie zwei Diagramme für Ossówka (KRUPINSKI 1995) erarbeitet wurden. Das reiche palynologische Material erlaubt eine detaillierte Analyse möglicher Paläoklimaveränderungen und die Ableitung von Wasserspiegelschwankungen in dem Paläosee (BINKA & NITYCHORUK 1996, BINKA et al. 1997). Es ermöglicht ferner, bestimmte Abschnitte der Isotopenkurven konkreten Klimaschwankungen zuzuordnen. Die Isotopenkurven für den 55 m langen Kern in Ossówka sind in den Abbildungen 5 und 6 dargestellt. Die Phasen einer Abkühlung des Klimas sind mit Pfeilen (von 1 bis 6) auf der Abb. 5 vermerkt.

Die ältesten Proben von der Basis der Profile stammen aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen etwa 1 cm mächtigen Ton-Siltlagen mit hellgrauen Silt-Sandlagen; diese Ablagerung entstand unmittelbar nach dem Abschmelzen des Inlandeises der Elster-Vereisung. Aufgrund der palynologischen Befunde muß die Sedimentation der 2 m mächtigen Sedimentschicht in einem ziemlich trockenen und kühlen Klima der Tundra erfolgt sein. Die spärliche Flora erleichterte die Erosion und das Ausspülen von aus den Ufern des Paläosees stammendem Sedimentmaterial, das vorwiegend aus Geschiebelehm bestand (Abb. 3).

Die ziemlich hohen ∂^{18} O-Werte (Abb. 5) zur Zeit des kalten subarktischen Klimas spiegeln daher



Abb. 6: Isotopen-Kurven des ¹³C und ¹⁸O für die Lokalitäten Ossówka und Wilczyn (Karbonat-Ablagerungen). Korrelation aufgrund des CaCO₃-Gehaltes und der palynologischen Untersuchungen. I, II, III ... - Pollen-Perioden (nach KRUPINSKI 1995).

Fig. 6: The isotope curves of ¹³C and ¹⁸O for Ossówka and Wilczyn sites (carbonate sediments). Correlation based on Ca-CO₃ and palynological analyses. I, II, III - pollen periods (KRU-PINSKI 1995).

möglicherweise den klastischen Eintrag von paläozoischen bzw. mesozoischen marinen Karbonaten aus Moränenmaterial wider. Hohe ∂^{13} C-Werte sprechen für geringe Aktivität des Phytoplanktons.

Die in dem Profil zu bemerkende plötzliche Sedimentationsänderung hin zu oliv-grauem Silt (sehr fein geschichtet, die dünnsten Schichten mit 0,5 mm-Mächtigkeit; ca. 53,5 m Teufe) entspricht auch den plötzlichen Schwankungen der Isotopen-Kurve und dies sowohl für 13C als auch für 18O. Die ∂13C -Werte erniedrigen sich von 0,0 bis -6,0 ‰, und die ∂ 18O-Werte steigen von -6,2 bis -3,5 ‰ (Abb, 6). Diese Verschiebungen werden dahingehend gedeutet, daß aus einem flachen Becken ein eher tiefer See wurde. Die Änderung der hvdrologischen Verhältnisse ging mit der Temperatursteigerung einher, die für den Beginn des Interglazials charakteristisch ist und mit dem Sprung NAP minus Pinus (in Kalilow, Woskrzenice und Komarno - Abb. 1) parallelisiert werden kann. Die Erwärmung führte zu einer intensiveren Verdunstung, was die 18O-Anreicherung der Karbonate erklärt. Die Verschiebung der 2 13C-Werte in Richtung auf eine ¹³C-Verarmung kann durch Einfließen von Grund- und/oder Flußwasser bei einer insgesamt geringen Aktivität des Phytoplanktons verursacht sein (EICHER et al. 1991).

Eine ähnliche Erscheinung einer Zunahme der ∂ ¹⁸O-Werte wird auch am Übergang vom späten Weichsel-Glazial zum Holozän in den Profilen aus dem Gosciaz-See (Kuc et al. 1993, GOSLAR et al. 1995) sowie in den Eiskernen aus Grönland (DANSGARD et al. 1993) festgestellt.

Das Erscheinen und der Rückgang der Birken-Kiefern-Wälder (Zone A/B) geht mit einer Kontinentalisierung des Klimas einher (Abb. 5), d. h. mit höherer Trockenheit, und einer anschließenden Abkühlung. Dies führt nach einer kurzen, palynologisch nicht gut faßbaren Erwärmung (∂ ¹⁸O -3,5 ‰ bei 54,0 m) zu einer nachfolgenden Verringerung der ∂ ¹⁸O-Werte auf etwa -5,5 ‰ (Abb. 4, 5), bedingt wahrscheinlich durch eine Abkühlung und eine Reduktion der Verdunstung. Das Verwischen einer deutli-

chen Schichtung in den Sedimenten zwischen 52,3 m und 53,5 m kann auf eine vorübergehende Verflachung des Palaeosees zurückgeführt werden (Abb. 2). Erhöhte Mengen an Schwefel in den Ablagerungen (Abb. 5) gehen mit der Senkung des Wasserspiegels im See einher. Im Gosciaz-See z.B. ist ein früh-holozäner Tiefstand des Wasserspiegels (PAZDUR et al. 1995) mit einer Abkühlung korreliert. Sehr charakteristisch für Ablagerungen aus dem Zeitraum des Holsteins ist die Zunahme des Schwefelgehalts bis 1,45% in den Sedimenten (Abb. 5), was durch anoxische Bedingungen im Hypolimnion erklärt werden kann und für alle weiteren kontinentalen Abkühlphasen gilt, welche mit einer verringerten Zirkulation des Sees in Verbindung stehen. Ein solcher deutlicher Zusammenhang zwischen der Senkung der ∂ 18O-Werte, dem Sinken der Karbonatgehalte und einer verringerten Zirkulation des Sees, drei Faktoren also, die für eine Verschlechterung des Klimas sprechen, wurde auch am Great Salt Lake in Utah beobachtet (MCKENZIE & EBERLI 1987).

Nach dem Übergang der Sedimentation in Karbonat-Gyttja, in der Tiefe von 52,3 m (Abb. 2), ist eine deutliche Schichtung zu sehen, wobei auf 1 m-Sedimentation 1500 Doppelschichten (dunkelhell) entfallen. Palynologische Befunde zeigen, daß die Temperatur des wärmsten Monats Juli von 14 auf etwa 17°C steigt (Abb. 5). Die organische Produktion im See steigt, was sich auch in einer allmählichen Änderung der ∂ ¹³C-Werte bemerkbar macht.

Ein nächster Sprung in den Isotopen-Kurven beginnt bei 51,5 m (Abb. 4, 5), die ¹⁸O-Kurve steigt um 1‰. Dies fällt mit der Zunahme von Escheund *Hedera*-Pollen zusammen, was nach BINKA & NITYCHORUK (1996) auf eine Ozeanisierung des Klimas hindeutet, d.h. auf zunehmende Feuchtigkeit mit geringeren Temperaturamplituden zwischen Sommer und Winter.

Die nächste Periode in der Entwicklungsgeschichte des Klimas im Holstein-Interglazial ist sehr charakteristisch. Es treten deutliche Indikatoren einer Ozeanisierung des Klimas auf: *Taxus* und *Hedera* (Zone E, Abb. 5) erreichen hier die maximalen Werte im gesamten Interglazial.

Im Profil von Granzin (ERD 1969) erscheinen in der *Taxus*-Zone transgressive Sedimente mit marinen Diatomeen. Eine Meerestransgression wird auch in Billbrook (HINSCH 1993, LINKE & HALLIK 1993) festgestellt sowie in einem kleinen Gebiet in Litauen und Lettland (KONDRATIENE & GUDELIS 1983).

Die Isotopen-Kurven zeigen die höchsten Werte für die *Taxus*-Periode, die ∂ ¹³C-Kurve erreicht Werte von -1‰ und die ∂ ¹⁸O-Kurve ungefähr -4‰ (Abb. 6). Dabei ist die Taxus-Periode (Abb. 5, Zone E) den palynologischen Untersuchungen nach nicht der wärmste Abschnitt im Holstein-Interglazial (Müller 1974, Binka & Nitychoruk 1996).

Nach der Phase des ozeanischen Klimas (Zone E) folgt eine Phase mit zunehmendem Einfluß des kontinentalen Klimas (Zone F auf Abb. 5). Diese Periode äußert sich durch geringere Karbonatgehalte und Isotopenschwankungen um etwa 1 ‰ (Abb. 5) bei insgesamt recht hohen Werten. So zeigt die ∂ ¹³C-Kurve zu dieser Zeit die schwersten Werte bis -0,5 ‰.

Die Kontinentalisierung des Klimas wird immer stärker, bis auf eine kurze Abkühlung (Nr. 1 auf der Abb. 5). Diese Abkühlung ist in vielen Holstein-Profilen in Europa sehr gut ablesbar (MÜLLER 1974). In Ost-Polen äußert sich diese Abkühlung in der Zunahme der Kiefern- und Birken-Pollen und in einem drastischen Abfallen der Prozentanteile anderer Baumpollentypen (Abb. 4), vor allem der wärmebedürftigen Pflanzen (BINKA & NITYCHORUK 1995, 1996, KRUPINSKI 1995). Das in der Ablagerung vorkommende *Ligustrum* kann redeponiert werden.

Mehr als zehn kleine Seen aus der Holstein-Seenplatte trocknen zu dieser Zeit aus (NITYCHORUK 1994), in den anderen treten klastische Ablagerungen an dieser Stelle des Profils auf, die für eine Verflachung und Redeposition sublitoraler Sedimente sprechen. Die Paläoseen in Ossówka und in Wilczyn haben diese Periode ohne Austrocknung überstanden. Die einzigen Anzeichen für eine Verflachung, die in Ossówka festzustellen ist, sind das Fehlen einer Lamination sowie eine Erniedrigung des CaCO₃-Gehaltes in der Gyttja von 80 auf 70 % (Abb. 5).

Veränderungen in den ¹⁸O-Werten der Isotopen-Kurven, die in Ossówka über 2‰, in Wilczyn etwa 0.5‰ (in Richtung Zunahme negativer Werte) erreichen, sind ein deutliches Zeichen der Abkühlung (Abb. 6).

Nach dieser Phase der Klimaverschlechterung folgt die Periode des klimatischen Interglazial-Optimums (Zonen G und H - Abb. 4, 5). Im palynologischen Bild dominieren wärmebedürftige Bäume, wie Hainbuche, Eiche, Tanne und Haselnuß, Stechpalme, Mistel und Buxbaum. Das feuchte, warme und milde Klima verhilft zu einer langen Vegetationsperiode (KRUPINSKI 1995). Der Seespiegel hat zu dieser Zeit einen Höchststand (BINKA & NITYCHORUK 1996). Die zu dieser Zeit entstandene Seekreide mit den maximalen Karbonatgehalten zeigt eine Feinschichtung mit etwa 1000 bis 1300 Doppelschichten pro Meter. Der klimatische Zustand des Sees spiegelt sich jedoch
kaum im Verlauf der Isotopenkurven wider. Die ∂ ¹⁸O-Werte liegen zwischen -5,5 bis -6,5% und die ∂ ¹³C-Werte zwischen -3,0 bis -4,2% (Abb. 6). Der nächste klare Sprung der Werte in den Isotopen-Kurven bis -1,5% ∂ ¹³C und bis -5,4% ∂ ¹⁸O (-40 m) läßt sich mit dem trockener werdenden Klima und der Verflachung des Sees (palynologische Zone H) parallelisieren (BINKA & NITYCHORUK 1996).

Somit haben wir es hier mit der paradoxen Situation zu tun, daß während der nach den palynologischen Daten besten Klimabedingungen im ganzen Interglazial die 2 18O-Werte deutlich niedriger sind. Dies hängt höchstwahrscheinlich mit Wasserspiegelschwankungen zusammen. Bei hohem Wasserstand sollte der See in den hydrologischen Kreislauf eingeschlossen sein, wodurch in den See 16O-reiches Grundwasser und/oder Flußwasser gelangen würde. Wenn es nach einer feuchten Phase dagegen trockener wurde, was mit einer Verflachung des Sees einhergeht, so müßte sich wegen des verringerten Zuflusses das Seewasser an 18O anreichern. Wir beobachten hier niedrige negative Isotopen-Werte. Eine Erklärung wäre eine Intensivierung der Niederschläge, die für das Holstein-Interglazial charakteristisch waren. Der steigende Wasserspiegel würde eine 16O-Anreicherung der Karbonate verursachen (TALBOT 1990). Die episodische Verflachung des Sees und Senkung der Niederschläge spiegeln sich in einer Zunahme der Isotopen-Werte wider (OS 1/96, im 39 m Kerntiefe, Abb. 5). Etwa gleichzeitig zeigt sich eine geringe Erhöhung der O-Isotopen-Gehalte, die mit einem anoxischen Hypolimnion erklärt werden kann.

Die im Folgenden zu beobachtenden Schwankungen der Isotopenkurven, mit der Tendenz zur Senkung der ∂ ¹⁸O-Werte (Abb. 6), sind auf den allmählichen Übergang vom interglazialen (Pollen-Periode III - Abb. 5) in ein kühleres boreales Klima (Pollen-Periode IV) zurückzuführen. Die diesen Übergang begleitende Abkühlung kommt in einer deutlichen Verringerung des prozentualen Anteils der Pollen der wärmebedürftigen Bäume zum Ausdruck (KRUPINSKI 1995). Sie fällt in die Zeit der Dominanz der Kiefer (bis 90 % im OS 2/90, Abb. 5, und 80 % im OS 1/90, Abb. 4, Zone J).

Es folgt eine Periode des borealen und subarktischen Klimas, das in der Sedimentation des 30 m langen oberen Kernteils in Ossówka zu erkennen ist. Das boreale Klima mit kontinentalen Eigenschaften ist nach Pollenbefunden charakterisiert durch eine erniedrigte Temperatur des wärmsten Monats (Abb. 5). Dieser Zeitabschnitt war klimatisch gesehen nicht einheitlich. Es kommen in dieser Zeit drei Abkühlungen vor (von 3 bis 5 auf Abb. 5). Das palynologische Bild zeigt ein in allen drei Abkühlungsphasen (Pollen-Periode V, VII, IX und XI) gleiches Ansteigen des Prozentanteils der Pollen von Birke, Wacholder, Lärche sowie Gräsern, bei gleichzeitigem Rückgang der vorher dominierenden Kiefern-Pollen (Abb. 5). Das besonders charakteristische Auftreten des Wacholders im Floren-Bild spricht dafür, daß die Wälder lichter wurden, was eine Einwanderungsfolge in der Warmzeit im Anschluß an die Kaltzeit ist. Mit der Abkühlung des Klimas fällt die Verringerung der prozentualen Anteile der AP von 95 auf 30% und des CaCO3 -Gehalts der Sedimente von 70-80 % bis auf 40-50 % in Periode V zusammen (OS 2/90, Abb. 5). Diese Reduktion ist mit einer Verringerung der Bioproduktion im See sowie der Zufuhr an klastischem Material infolge einer Auflichtung der Vegetation zu erklären.

Infolgedessen gelangen Pollen der klimatisch anspruchsvollen Kräuter und Bäume in die redeponierten Ablagerungen (Krupinski 1995).

Der Verlauf der Isotopen-Kurven zeigt zu dieser Zeit ein sehr interessantes Bild. Am Anfang der borealen Periode zeigt die Kurve des ∂ ¹⁸O eine Tendenz, die mit der allgemeinen Abkühlung übereinstimmt, und die Kurve erreicht Werte unter - 7,2 ‰. Im Moment der subarktischen Abkühlung des Klimas (Nr. 3 auf Abb. 5) sinken die Werte auf -8,5 ‰. Die Rückkehr des borealen Klimas verursacht einen Anstieg der ∂ ¹⁸O-Werte bis zu den früher erreichten Werten, d. h. bis -7,2 ‰. Die nächste Abkühlung (Nr. 4) zeigt sich in der nächsten Schwankung der Kurve bis -7,5 ‰.

Die Absenkung der ∂^{18} O-Isotopen-Werte ist mit der geringeren Intensität der Verdunstung unter kühlen Klimaverhältnissen verbunden. In der frühglazialen Periode (in der 3. und 4. Abkühlung, Abb. 5) ist der Verlauf der ∂^{13} C-Kurve entgegengesetzt zu der von ¹⁸O, dort, wo die ∂^{18} O-Werte sinken, steigen die ∂^{13} C-Werte. Biomassezerfall unter reduzierenden Bedingungen (Methanogenese) kann aufgrund des sehr großen Fraktionierungsfaktors zwischen CH₄ und CO₂ zu stark erhöhten ∂^{13} C-Werten im gelösten Karbonat führen (z. B. IRWIN et al. 1977).

Eine völlig andere Situation ergibt sich nach der 5. Abkühlung. Die ∂ ¹⁸O-Kurve beginnt zu steigen und erreicht Werte bis -5,6 ‰, d. h. ähnlich wie im Interglazial-Optimum (Abb. 5). Extrem hohe Werte bis maximal 10 ‰ erreicht auch die ∂ ¹³C-Kurve. Solche hohen ¹³C-Werte sind möglicher-



Abb. 7: Prozeß der Karbonatsedimentation im See von Ossówka: a) am Anfang des Holstein-Interglazials, b) im Optimum des Interglazials, c) während der Abkühlung, zu Beginn der Saale-Vereisung, als Erosion und Redeposition der Sedimente mit der Malakofauna aus der Uferzone erfolgte. 1 - Quartär-Sedimente, 2 - Karbonat-Sedimente aus dem Holstein-See, 3 - Seewasser, 4 - Sedimente mit Malakofauna, die in der Uferzone deponiert wurde, 5 - Pfeile geben die Richtung der Einschüttungen der erodierten litoralen Sedimente an.

Fig. 7: Process of carbonate sedimentation in the Ossówka Lake: a) at the beginning of the Holsteinian Interglacial; b) interglacial climatic optimum; c) Erosion and redeposition of sediments with mollusc shells from the shore zone during cooling at the beginning of Saale glaciation. 1 - Quaternary sediments, 2 - carbonate sediments of the Holsteinian age lake, 3 - lakewater, 4 - redeposited sediments with mollusc shells from the shallow sublitoral zone, 5 - arrows indicate input direction of Das Isotopenbild der Klimaveränderuneroded sublitoral sediments.

weise auf ein Sinken des Seespiegels zurückzuführen als Folge einer intensiv erhöhten Verdunstung in einem sehr trockenen Steppen-Klima (vgl. GONFIAN-TINI 1986). Als Indikator für sehr trockene klimatische Verhältnisse mit Steppencharakter gelten auch Halophyten (z. B. Plantago maritima), die in dem palvnologischen Diagramm aus Wilczvn festgestellt wurden (BINKa et al. 1997). Die Verdunstung führte zu einer Seespiegelabsenkung, damit zum Schrumpfen der Seeoberfläche und zu einer Freilegung der im Interglazial-Optimum deponierten und viel Malakofauna enthaltenden Ablagerungen des flachen Sublitorals (Abb. 7). Infolge der Erosions und Transport-Prozesse gelangten die Ablagerungen aus der warmen Periode des Interglazials in die Sedimente, welche in dem kühlen postinterglazialen See entstanden waren. Damit kommt es zu einer Vermischung verschieden alter Sedimente und damit von erodierten litoralen Sedimenten mit Wärme anzeigenden Floren-Elementen und profundalen Sedimenten mit kühleres Klima anzeigenden Floren-Elementen ("Geister-Flora").

Dieser Prozeß gibt eine Erklärung für die hohen ∂ 18O-Werte (Abb. 5), die dem palynologischen Bild für den oberen Kernteil aus Ossówka widersprechen.

Eine besonders hohe Konzentration der litoralen Malakofauna während der (Abb. 2) weniger feuchten Phasen, als der See am flachsten war, sowie Isotopenbestimmungen gleicher Schneckengattungen aus einer Probe mit Unterschieden in der Zusammensetzung von einigen ‰, bestätigen diesen Prozeß.

Die letzte Abkühlung (Nr. 6 auf Abb. 5) hängt unmittelbar mit dem beginnenden Vordringen des Inlandeises zusammen. Dies kündigt sich an durch das Verschwinden der Sedimentation von Karbonat-Gyttja, durch Verarmung der Pflanzendecke sowie durch die 218O-Werte, die bis -10,0 ‰ reichen.

Schlußbemerkungen

gen in der Anfangsperiode des Holstein-

Interglazials, das anhand der fossilen Seesedimente in Ost-Polen gewonnen wurde, läßt sich mit den aus palynologischen Untersuchungen bekannten Klimaveränderungen parallelisieren.

Das für das Interglazial-Optimum gewonnene Isotopen-Bild bestätigt dagegen nicht die palynologisch dokumentierten Verhältnisse des klimatischen Interglazial-Optimums.

Die Ursachen hierfür hängen höchstwahrscheinlich mit den Schwankungen des Seespiegels zusammen. Tiefer Wasserstand am Anfang des Interglazial-Optimums verhinderte den Wasserabfluß, d. h. die gleichen Wassermassen blieben lange Zeit im See, ohne ausgetauscht zu werden, und das führte zu einem Konzentrationsanstieg der schweren Isotope 18O und 13C. Hohe Wasserspiegel im Optimum des Interglazials sowie Anschluß der Seen an das hydrologische System verursachten dagegen einen Verdünnungseffekt durch einen schnellen Wasserwechsel. Eine Folge davon ist die Verschiebung der Isotopenkurven in Richtung negativer Werte. Nur die C-Isotopen-Kurve für den fossilen See in Wilczyn (Abb. 6) erreicht hohe Werte im Interglazial-Optimum, was auf eine Zunahme der Bioproduktion und dadurch auch auf günstige klimatische Verhältnisse hindeutet.

Weitere sedimentologische und geochemische Untersuchungen werden nötig sein, um die früheren Schwankungen in den Isotopen-Kurven und die Korrelation mit den palynologischen Befunden besonders auch im Hinblick auf globale Klimaschwankungen besser und detaillierter interpretieren zu können.

Dank

Wir danken Prof. Dr. Thomas LITT (Institut für Paläontologie der Universität Bonn), aber auch dem reviewer der Zeitschrift herzlich für die hilfreiche kritische Durchsicht des ursprünglichen Manuskriptes.

Der Alexander-von-Humboldt-Stiftung dankt der Erstautor (Dr. J. NITYCHORUK) herzlich für die Gewährung eines eineinhalbjährigen Stipendiums in der Arbeitsgruppe Limno-/Umweltgeologie am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen.

Schriftenverzeichnis

ALBRYCHT, A., BINKA, K., BRZEZINA, R., DYJOR, K., NITY-CHORUK, J., PAVLOWSKAYA, I. (1997): Uwagi o nowych stanowiskach osadów interglacjalnych na tle stratygrafii mlodszego czwartorzedu poludniowego Podlasia. - Przegl. Geol., 6: 629-633.

- BEAULIEU, J-L DE, EICHER, U., MONJUVENT, G. (1994): Reconstruction of Middle Pleistocene palaeoenvironments based on pollen and stable isotope investigations at Val-de-Lans, Isère, France. - Veg. History and Archaeobot., 3,3: 127-142.
- REILLE, M. (1995): Pollen records from the Velay craters: A review and correlation of the Holsteinian Interglacial with isotopic stage 11. - Meded.Rijks Geol. Dienst, **52**: 59-70.
- BINKA, K. & NITYCHORUK, J. (1995): Mazovian (Holsteinian) lake sediments at Woskrzenice near Biala Podlaska. - Geol. Quarterly, **39,1**: 109-120.
- (1996): Geological and palaeobotanical setting of interglacial sediments at the Kalilow site in southern Podlasie. - Geol. Quarterly, 40,2: 269-282.
- LINDNER, L. & NITYCHORUK, J. (1997): Geologic floristic setting of the Mazovian Interglacial sites in Wilczyn and Lipnica in southern Podlasie (eastern Poland) and their paleogeographic connections. -Geol. Quarterly, 41,3: 1-14.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JEN-SEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U., HVIDBERG, C. S., STEFFENSEN, J. P., SVEINBJORNSDOTTIR, A. E., JOU-ZEL, J., BOND, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. - Nature, 364: 218-220.
- EICHER, U., OESCHGER, H. & SIEGENTHALER, U. (1991): Pollenanalyse und Isotopenmessungen an Seekreiden. - In: B. Frenzel (Ed.) Paläoklimaforschung, 1: 127-138.
- & SIEGENTHALER, U. (1976): Palynological and oxygen isotope investigations on Late-Glacial sediment cores from Swiss lakes. - Boreas, 5: 109-117.
- & SIEGENTHALER, U. (1981): Pollen and Oxygen Isotope Analyses on Late- and Post-Glacial Sediments of the Tourbière de Chirens (Dauphiné, France). -Quater. Res., 15: 160-170.
- ERD, K. (1969): Das Holstein-Interglazial von Granzin bei Hagenow (Südwestmecklenburg). - Geologie, 18, 5: 590-599.
- FRITZ, P., ANDERSON, T.W. & LEWIS, C.F.M. (1975): Late-Quaternary Climatic Trends and History of Lake Erie from Stable Isotope Studies. - Science, 19: 267-269.
- GASCOYNE, M. (1992): Palaeoclimate determination from cave calcite deposits. - Quater. Sc. Rev., **11**: 609-632.
- GONFIANTINI, R. (1986): Environmental isotopes in lake studies. - In: Fritz P., Fontes J. (eds) Handbook of environmental isotope geochemistry, 2, Elsevier, Amsterdam, 112-168.
- GOSLAR, T., ARNOLD, M. & PAZDUR, M. F. (1995): The Younger Dryas cold event - was it synchronous over the North Atlantic region? - Radiocarbon, 37: 63-70.
- HINSCH, W. (1993): Marine Molluskenfaunen in Typusprofilen des Elster-Saale- Interglazials und des Elster-Spätglazials. - Geol. Jb., A 138, Holstein-Interglazial, 9-34.
- HOEFS, J. (1996): Stable Isotope Geochemistry. Springer, 201 S.
- IMBRIE, J., DONK, J. VAN & KIPP, N. G. (1973): Paleoclimatic Investigation of a Late Pleistocene Caribbean

Deep-Sea Core: Comparison of Isotopic and Faunal Methods. - Quater. Res., **3**: 10-38.

- IRWIN, H., COLEMAN, M. & CURTIS, M. (1977): Isotopic evidence for the source of diagenetic carbonate during burial of organic-rich sediments. - Nature, 269: 209-213.
- JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., GUNDE-STRUP, N. S., HAMMER, C. U., TAUBER, H. (1995): The Eem stable isotope record along the GRIP ice core and its interpretation. - Quat. Res., 43: 117-124.
- KONDRATIENE, O. & GUDELIS, W. (1983): Morskie osady plejstocenskie na obszarze Pribaltyki. - Przegl. Geol., 8-9: 497-502.
- KRUPINSKI, K.M. (1995): Pollen stratigraphy and succession of vegetation during the Mazovian interglacial based on studies of sediments from Podlasie (in Polish with English summary). Acta Geograph. Lodz., **70**: 200 S.
- & NITYCHORUK, J. (1991): Geologic setting and pollen analysis of interglacial organic sediments at Mokrany Nowe in Podlasie, Eastern Poland. - Acta Palaeobot., **31**: 227-243.
- KUC, T., ROZANSKI, K. & WACHNIEW, P. (1993): Isotope composition of carbonates in Lake Gosciaz sediment based on the core G1/87, G2/87 and G1/90 analyses (In Polish). In: M. RALSKA-JASIEWICZOWA (Ed.), Lake Goscias - progress of studies on the sediments and recent environment, Proceedings of the workshop in Gliwice, 30.03-02.04.1992, - Pol. Bot. Stud. 8: 157-162.
- LINDNER, L., KRUPINSKI, K. M., MARCINIAK, B., NITYCHORUK, J., SKOMPSKI, S. (1991): Pleistocene lake sediments of the site Hrud I near Biala Podlaska (in Polish with English summary). - Kwart. Geol., 35, 4: 337-362.
- LINKE, G., KATZENBERGER, O. & GRÜN, R. (1985): Description and ESR dating of the Holsteinian Interglaciation. - Quaternary Sc. Rev., 4: 319-331.
- LITT, T., JUNGE, F. W. & BÖTTGER, T. (1996): Climate during the Eemian in north-central Europe - a critical review of the palaeobotanical and stable isotope data from central Germany. - Veget. Hist. Archaeobot., 5: 247-256.
- LORIUS, C., JOUZEL, J., RITZ, C., MERLIVAT, L., BARKOV, N. I., KOROTKEVICH, Y. S., KOTLYAKOV, V. M. (1985): A 150 000 year climatic record from Antarctic ice. -Nature, **316**: 591-596.
- MARTINSON, D. G., PISIAS, N. G., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MOORE, JR.T. C., SHACKLETON, N. J. (1987): Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300 000-Year Chronostratigraphy. - Quater. Res., 27: 1-29.
- McCREA, J.M. (1950): The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. - J. Chem. Phys., 18: 849-857.
- MCKENZIE, J.A. & EBERLI, G.P. (1987): Indications for abrupt Holocene climatic change: Late Holocene oxygen isotope stratigraphy of the Great Salt Lake, Utah. - W.H. BERGER and L.D. LABEYRIE (eds.), Abrupt Climatic Change, 127-136.
- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holstein-zeitlichen Kieselgur von Munster-Breloh. - Geol. Jb., A 21: 107-140.

- NITYCHORUK J. (1994): Stratigraphy of the Pleistocene and palaeogeomorphology of Southern Podlasie (in Polish with English summary). - Rocz. Miedz., 26: 23-107.
- & BINKA, K. (1994): Geologische Lage und Alter der interglazialen Sedimente in Borsuki in Podlasie. -Konferenz: Pleistozän - Stratigraphie Polens, 17-18.11.1994, Bocheniec, 29.
- BINKA, K., PAVLOVSKAYA, I. (1997): Die Ausdehnung des Warthe-Stadials in Ost-Polen und West-Weißrußland - festgelegt aufgrund einer fossilen Seenplatte aus dem Eem-Interglacial. - Quaternary Deposits and Neotectonics in the Area of Pleistocene Glaciations, - Field Symposium, Belarus, May, 12-16 1997, 47, Minsk.
- PAZDUR, A., FONTUGNE, M.R., GOSLAR, T. & PAZDUR, M.F. (1995): Late glacial and Holocene water-level changes of the Gosciaz Lake, Central Poland, derived from carbon isotope studies of laminated sediment. - Quater. Sc. Rev., 14: 125-135.
- PISIAS, N. G., MARTINSON, D. G., MOORE, JR. T. C., SHACKLE-TON, N. J., PRELL, W., HAYS, J. & BODEN, G. (1984): High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300 000 years. - Marine Geol., 56: 119-136.
- ROZANSKI, K., ARAGUAS-ARAGUAS, I. & GONFIANTINI, R. (1993): Isotopic patterns in modern global precipitation. - In: Climate change in continental isotopic records. Geophys. Monogr., **78**: 1-36.
- SARNTHEIN, M., STREMME, H.E. & MANGINI, A. (1986): The Holstein Interglaciation: Time-stratigraphic position and correlation to stable-isotope stratigraphy of deep-sea sediments. -Quater. Res., 26: 283-298.
- SHACKLETON, N. J., LE, J., MIX, A. & HALL, M.A. (1992): Carbon isotope records from Pacific surface waters and atmospheric carbon dioxide. - Quater. Sc. Rev., 11: 387-400.
- & OPDYKE, N. D. (1973): Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 105 Year and 106 Year Scale. -Quater. Res., 3: 39-55.
- TALBOT, M. R. (1990): A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. Chemical Geology. - Isotope Geoscience Section, 80: 261-279.
- WINOGRAD, I. J., COPLEN, T. B., LANDWEHR, J. M., RIGGS, A. C., LUDWIG, K. R., SZABO, B. J., KOLESAR, P. T. & RE-VESZ, K.M. (1992): Continuous 500 000-Year Climate Record from Vein Calcite in Devils Hole, Nevada. - Science, 258: 255-260.
- ZAGWIJN, W. H. (1992): The beginning of the ice age in Europe and its major subdivisions. - Quart. Sc. Rev., 11: 583-591.

Manuskript eingegangen am 11. April 1998

Löß-Paläoboden-Sequenzen Zentralasiens als Indikatoren einer globalen Klimageschichte des Quartärs?

ARNT BRONGER*)

- Loess, Glacial-interglacial cycles, pedostratigraphical correlation, paleosol, Central Asia -

Kurzfassung: Eine sehr ähnliche Geländeposition der Moränen um 1850 zu den heutigen Gletschern z. B. in den Alpen, in den südöstlichen kanadischen Rockies oder im Tien-shan als Ergebnis einer geringen Abnahme der Jahresmitteltemperatur führt zu der Hypothese, daß wesentlich größere quartäre Klimaschwankungen im Bereich von 10⁵ Jahren (Glazial-Interglazial-Zyklus) und sogar von 104 Jahren (etwa der Länge eines Interglazials) weitestgehend gleichzeitig, jedenfalls im gemäßigten Klimabereich der Nordhemisphäre stattgefunden haben. Dieses Konzept ist wichtig für kontinentale pedostratigraphische Korrelationen: wenn eine Löß-Paläoboden-Abfolge der Brunhes-Epoche mit der ∂18O-Tiefseekurve des gleichen Zeitabschnitts in gute Übereinstimmung gebracht werden kann, so müßte man Löß-Paläoboden-Sequenzen des Mittel- und Jungpleistozäns selbst in verschiedenen Kontinenten miteinander korrelieren, insbesondere pedostratigraphische Lücken feststellen können. Das würde dann die Rekonstruktion einer Klimageschichte der letzten 800.000 Jahre für den gemäßigten Klimabereich der Nordhemisphäre erlauben.

Für eine Löß-Boden-Stratigraphie und insbesondere für paläoklimatische Rückschlüsse ist es einerseits notwendig, die Genese der Paläoböden über seine Merkmale zu erschließen. Die meisten Paläoböden sind aber gekappt und vom hangenden Löß sekundär aufgekalkt. Die Bodenmikromorphologie erlaubt jedoch zwischen primären und sekundären Carbonaten zu unterscheiden und z. B. den Prozeß der Tonverlagerung zweifelsfrei zu erkennen. Dies erlaubt die Trennung von typischem Löß, pedogen überprägtem Löß sowie die Ansprache von genetischen Bodenhorizonten wie CB-, BC-, Ah-, Bw-, B- und Bt-Horizonten.

Die Löß-Paläoboden-Abfolge der Brunhes-Epoche in Karamaydan/Tadjikistan ist noch wesentlich detaillierter gegliedert als die entsprechende Abfolge in Luochuan/China oder von mitteleuropäischen Lößprofilen mit Ausnahme der Würm-Kalkzeit. So entsprechen z.B. Paläoböden in China oder Mitteleuropa komplizierten Pedokomplexen in Karamaydan. Daher wird die Sequenz von Lössen und stärker entwickelten Böden von Karamaydan als Referenzprofil für die Rekonstruktion der mittel- und jungpleistozänen Klimageschichte vorgeschlagen. Die Löß-Boden-Abfolge erlaubt eine sehr gute Korrelation mit der ∂^{18} O-Tiefseekurve von Bassi-Not et al. (1994), für die präzise astronomische Zeitangaben abgeleitet wurden. Dadurch wird sogar eine Zuordnung von Böden innerhalb eines Pedokomplexes des Referenzprofils von Karamaydan zu Substadien der ∂¹⁸O-Kurve ermöglicht (Abb. 1). - Für den größeren Teil der Matuyama-Epoche zeigt der mittlere und basale Teil des Lößprofils von Chashmanigar (Tadjikistan) mehr gut ausgebildete Paläoböden als entsprechende Abschnitte der Löß-Boden-Abfolgen von Luochuan/ China (Abb. 2) und sehr viel mehr als in Mitteleuropa. Dabei enthält die altpleistozäne Löß-Boden-Sequenz von Chashmanigar mehrere stratigraphische Lücken, belegt durch Ck- bzw. Ckm-Horizonte, deren zugehörige Paläoböden abgetragen sind. Dennoch ermöglicht diese Sequenz mehr paläoklimatische Informationen bezüglich kalt-trockener Lößzeiten und feuchterer Warmzeiten als die bisher bekannten Tiefseekurven.

Für weitere paläoklimatische Interpretationen sind (ton)mineralogische Untersuchungen an den drei Schluff-Fraktionen sowie der Grob- und Mitteltonfraktion (2-0,2 µm) und Feintonfraktion (< 0,2 µm) von Paläoböden mit ihrem jeweiligen Ausgangssubstrat, dazu dem Vergleich des holozänen klimaphytomorphen Bodens notwendig, um Auskunft über Art und Ausmaß der Verwitterung und Tonmineralbildung zu erhalten. Die Ergebnisse zeigen, daß Art und Ausmaß der pedogenen Tonmineralbildung in den Paläoböden der Brunhes-Epoche und den allermeisten Böden der Matuyama-Epoche in Chashmanigar nicht wesentlich von der der holozänen Böden abweicht. Daraus darf gefolgert werden, daß die Klimate der Interglaziale, repräsentiert durch B- oder Bt-Horizonte der jung-, mittel- und altpleistozänen Paläoböden, klimatisch ähnlich dem des Holozäns gewesen sind.

[Loess-Paleosol sequences in Central Asia towards a Quaternary paleoclimatic history on a global scale]

Abstract: Recent small climatic fluctuations on a 102-103 year time scale can be correlated worldwide for example by distinct moraines dated to about 1850 AD in similar positions below the present day glaciers in the southeastern Canadian Rockies, in the European Alps and in the Tian-Shan near Urumqi, China. These moraines result from glacier advances caused by a decline of mean annual temperature of only about 1°C. This suggests that major climatic changes on at least a 105 year scale (glacial-interglacial cycles) and probably a 104 year scale (the approximate length of an interglacial) must be of similar ages throughout the temperate climatic belt of the Northern Hemisphere. This concept is important for continental pedostratigraphical correlations; especially when loess-paleosol sequences correspond with time equivalent parts of the deep-sea oxy-

^{*)} Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. A. BRONGER, Geographisches Institut der Universität Kiel, 24098 Kiel

gen isotope record in the Brunhes epoch we are in all probability close towards a continental or even a global chronostratigraphical correlation between loess-paleosol sequences in different continents. This allows the reconstruction of a quaternary climatic history especially of the Brunhes epoch in the temperate climatic belt of the northern hemisphere.

Detailed knowledge of the genesis of paleosols is needed to establish loess-paleosol stratigraphies that can be used for paleoclimatic reconstruction. Most paleosols, however, are truncated and largely recalcified by carbonate derived from overlying loess. Micromorphological studies allow primary and secondary carbonates to be distinguished and provide unequivocal evidence of clay illuviation. This enables the separation of typical loess, weakly weathered loess and the recognition of different genetic soil horizons as CB, BC, Ah, Bw, B and Bt horizons. A comparison of the loess-paleosol sequence of the Karamaydan section/Tadjikistan with the upper part of the Luochuan section/China clearly indicates that for the Brunhes chron the sequence at Karamaydan. Tadiikistan, is more detailed than the corresponding section in Luochuan, China and even more than in Central Europe except for the last glaciation. Single paleosols at Luochuan correspond to pedocomplexes at Karamavdan such as S3 soil to PK III and the S4 soil to PK IV; both PKs developed in a time period much longer than one interglacial (about 104 years). Some pedocomplexes at Luochuan have more detailed successions at Karamaydan; e.g. the S5-complex in Luochuan, which corresponds with PKs VI and V. The loess-paleosol sequence in Karamaydan, therefore, should be regarded as a key sequence for reconstructing the climatic history of the Brunhes epoch. The good correlation with the deep-sea oxygen isotope record of BASSINOT et al (1994), which includes the development of an accurate astronomical time scale, allows a detailed chronostratigraphical subdivision of the loess-paleosol sequence in Karamaydan for the Brunhes epoch. Also, for most of the Matuyama epoch the central and lower parts of the sequence at Chashmanigar, Tadjikistan, show more pronounced paleosols than the equivalent parts of the sequences at Luochuan and much more than in Central Europe, although some Ck or Ckm horizons indicate the presence of hiatuses or lost parts of the Chashmanigar section. Nevertheless it provides more paleoclimatic information regarding cold arid stages represented by loesses and warm humid stages (interglacials) represented by paleosols, than even the deep-sea cores known so far.

To reconstruct paleoclimates the primary and secondary minerals of the silt and clay fractions must be determined separately to evaluate the type and intensity of mineral weathering and clay mineral formation. This shows that there is little difference in the type and amount of pedogenic clay mineral formation between the Holocene soils and the paleosols of the Brunhes epoch at Karamaydan and of most of the paleosols in the Matyama epoch at Chashmanigar. This suggests that the interglacial climates represented by the B or Bt horizons of the buried paleosols of young, middle and old Pleistocene age were similar to that of the Holocene.

1 Einführung und Zielsetzung

Die Geländeposition der Seitenmoränen um 1850 unterhalb der zugehörenden heutigen Gletscher in vielen Talschlüssen der Alpen ist überraschend ähnlich den 1850er Moränen etwa am Athabaska-Gletscher in den südöstlichen kanadischen Rockies oder im Tien-shan oberhalb von Urumgi/Xinjiang, China. Diese Moränen sind das Ergebnis von Gletschervorstößen, verursacht durch eine Abnahme der Jahresmitteltemperatur von 0,4-0,8 °C für die Alpen (MAISCH 1995: 687). Daraus darf gefolgert werden, daß wesentlich größere guartäre Klimaschwankungen im Bereich von 105 Jahren (Glazial-Interglazial-Zyklus) und aller Wahrscheinlichkeit nach auch im Bereich von 104 Jahren (etwa der Länge eines Interglazials, s. Kap. 3, 4.2) weitestgehend gleichzeitig, jedenfalls im gemäßigten Klimabereich der Nordhemisphäre stattgefunden haben müssen.

Diese Hypothese oder dieses Konzept ist wichtig für kontinentale pedostratigraphische Korrelationen: wenn eine paläomagnetisch "datierte" Löß-Paläoboden-Abfolge der Brunhes-Epoche möglichst an einer Stelle aufgeschlossen ist, die mit der δ^{18} O-Tiefseekurve des gleichen Zeitabschnitts in gute Übereinstimmung gebracht werden kann, so müßte man Löß-Paläoboden-Sequenzen des Mittel- und Jungpleistozäns selbst in verschiedenen Kontinenten miteinander korrelieren, insbesondere pedostratigraphische Lücken feststellen können. Das würde dann - bei Anwendung geeigneter paläopedologischen Untersuchungsmethoden (Kap. 2) - die Rekonstruktion einer Klimageschichte der letzten 800.000 Jahre für den gemäßigten Klimabereich der Nordhemisphäre erlauben.

Solche Löß-Paläoboden-Sequenzen, die sich eng mit der δ^{18} O-Tiefseekurve der Brunhes-Epoche (BASSINOT et al. 1994) korrelieren lassen, sind in der Tadjikischen Depression aufgeschlossen. -Für die Matuyama-Epoche sind dort Lößprofile durch fossile Böden so detailliert gegliedert wie kaum irgendwo sonst, insbesondere nicht in Mitteleuropa (Kap. 4.3); jedoch fehlt im Unterschied zu entsprechenden Sequenzen des chinesischen Lößplateaus bisher eine ausreichende paläomagnetische "Datierung" (s. Kap. 4.1).

Lößprofile in Zentralasien insbesondere in Tadjikistan sind früher aus geologisch-stratigraphischer Sicht beschrieben worden, insbesondere von DODONOV (z. B. 1979, 1984, 1986, 1991), und LAZARENKO (z. B. 1984). Aber selbst die Ck- z. T. Ckm-Horizonte mit ausgeprägten Kalkkonkretionen ("Lößkindl"), die für viele Paläoböden in den Profilen von Karamavdan und besonders Chashmanigar (Kap. 3: Abb. 1 u. 2) ein charakteristisches Merkmal sind und belegen, daß die Böden autochthon sind, wurden von den genannten Autoren nicht erwähnt. Erste Ergebnisse zur Genese der Paläoböden - eine von mehreren Voraussetzungen für ihre paläoklimatische Interpretation (s. Kap. 2) - wurden kürzlich vorgestellt (BRONGER et al. 1995). Durch weitere Untersuchungen insbesondere zur Verwitterungsintensität jung-, mittel- und altpleistozäner Böden und ihr Vergleich mit denen des Holozäns (Kap. 3) können Schlußfolgerungen zu einer quartären Klimageschichte abgeleitet werden. Die Löß-Paläoböden-Sequenzen dieses Raumes werden dann - unter Zuhilfenahme der o.g. δ18O-Tiefseekurve - denen Zentralchinas und Mitteleuropas (Kap. 4) gegenüberstellt.

2 Methodische Aspekte: Möglichkeiten und Grenzen der Paläopedologie. -Das Untersuchungsgebiet

Die bodenbildenden Faktoren Klima, Vegetation (mit Fauna), Relief (mit Zuschußwasser), Ausgangssubstrat und Zeit lösen bodenbildende Prozesse aus, die sich in den Merkmalen eines Bodens niederschlagen. Diese "Kausalkette der Pedogenese" (Schröder 1992) läßt sich auch umkehren: aus Bodenmerkmalen kann man auf bodenbildende Prozesse schließen, damit auf die Bodengenese. Diese erlaubt bei klimaphytomorphen Böden Rückschlüsse auf den bodenbildenden Faktor Klima und, damit eng verknüpft unter Umständen auf die Vegetationsformation, unter der sich der Boden gebildet hat (s. u.). Klimaphytomorphe Böden liegen dann vor, wenn - wie bei Lößböden - das Ausgangssubstrat stets etwa das gleiche ist und sich die Böden in grundwasserfernen Plakorlagen gebildet haben. Es bleibt die Frage, ob sich ein Paläoboden in ähnlicher zeitlicher Dimension (104 Jahre) gebildet hat (vgl. Kap. 4.2) wie der Boden des Holozäns.

Für eine Löß-Boden-Stratigraphie und insbesondere für paläoklimatische Rückschlüsse ist es also einerseits notwendig, die Genese eines begrabenen Paläobodens über seine Merkmale zu erschließen. Das ist deswegen schwierig, weil einmal die meisten Paläoböden erodiert sind: fast immer ist der A-Horizont, oft noch ein größerer Teil des B-Horizontes vor allem in einer Phase mit Solifluktion am Übergang einer Warmzeit zur folgenden Lößkaltzeit abgetragen. Damit fehlen wesentliche diagnostische Merkmale etwa zur Ansprache eines Tonanreicherungshorizontes ("ar-

gillic horizon") oder eines "mollic" Horizontes für die Zuordnung eines Bodens in die Ordnung der Alfisols bzw. Mollisols der "Soil Taxonomy" (SOILSURVEY STAFF 1996) oder der Luvisols bzw. Phaeozems oder Chernozems in die "World Reference Base" WRB (ISSS-ISRIC-FAO 1994). Zum anderen sind in Lößgebieten die begrabenen Böden aus dem hangenden Löß mehr oder weniger sekundär aufgekalkt, so daß im Unterschied zu heutigen oder holozänen Oberflächenböden pH- oder Basensättigungswerte keinen Sinn machen. Deshalb ist die Bodenmikromorphologie von besonderer Wichtigkeit, weil sie z. B. die Unterscheidung von primären und sekundären Calciten erlaubt (Beispiele in BRONGER 1976, Taf. I-VI). Diese genetische Trennung zwischen primären und sekundären Calciten ermöglicht z. B. die Unterscheidung von Degradierten Tschernosemen jetzt Phaeozemen in der WRB und den Tschernosemen i.e.S., die noch primäre Calcite im unteren Teil des Bodens enthalten. Die Phaeozeme aus Löß sind klimaphytomorphe Böden der (feuchteren) Waldsteppe, während die Tschernoseme i.e.S. die klimaphytomorphen Böden der (trockeneren) Langgrassteppe sind. - Andererseits ermöglicht die Mikromorphologie den Prozeß der Tonverlagerung zweifelsfrei zu erkennen. Dieser Prozeß läuft in Lößböden in Plakorlage (s.o.) im pH-Bereich von 4,5-6 (0,1 M KCl oder CaCl₂) ab. Bei Abwesenheit von Na+-Ionen findet dieser Prozeß im gemäßigten Klimabereich unter Wald, aber nicht mehr unter einer Steppe i.e.S. statt. Dieser kausale Zusammenhang wurde in vielen holozänen Lößböden Ostmittel- und Osteuropas sowie in den westlichen Central Lowlands und Great Plains der USA gefunden (z. B. BRONGER 1976: 35-106; 1991).

Für weitere paläoklimatische Interpretationen sind mineralogische Untersuchungen notwendig, um Auskunft über Art und Ausmaß der Verwitterung und Tonmineralbildung zu erhalten.

Hierfür wurden jeweils die drei Schluff- und die beiden Tonfraktionen von zwei holozänen Böden innerhalb einer Toposequenz, dazu von sieben jung- und mittelpleistozänen Paläoboden bzw. Pedokomplexen sowie von neun altpleistozänen Paläoböden quantitativ gewonnen. Der Mineralbestand wurde polarisationsoptisch an \geq 300 Körnern in der Fraktion 63-20 µm und phasenoptisch an 700-1000 Körnern in den Fraktionen 20-6 bzw. 6-2 µm bestimmt - der Sandanteil fehlt in den tadjikischen Lössen oder ist \leq 1%. Die Prozentanteile der Minerale bzw. Mineralgruppen in jeder Fraktion (Kornzahlprozente) wurden dann



Abb. 1: Genese der Paläoböden und pedostratigraphische Korrelation der Lößprofile von Karamaydan, A: PK I - PK III mit S1-S3, B: PK IV - PK IX mit S4-S7

Fig. 1: Genesis of paleosols and pedostratigraphic correlation between the sections of Karamaydan, Central Asia A: PK I - PK III with S1-S3, B: PK IV - PK IX with S4-S7



Zentralasien und Luochuan, Ostasien.

and Luochuan, East Asia.



Abb. 2: Genese der Paläoböden und Vergleich der altpleistozänen Abschnitte der Lößprofile von A: mittlere Teile beider Profile, B: untere Teile beider Profile

Fig. 2: Genesis of paleosols and comparison with Lower Pleistocene sections (Matayama epoch) of the loess A: central parts, B: lower parts of both sections





 \rightarrow

 \rightarrow

-

70m

XXIX Ś

PK XXX

IXIX

IX

?



Chashmanigar, Zentralasien und Luochuan, Ostasien.

3)

-Matuyama-

1200

exposures of Chashmanigar, Central Asia and Luochuan, East Asia.

WS-3

mit den Korngrößenanteilen multipliziert, um zu Gewichtsprozenten jeder Mineralgruppe zu kommen. Diese sind in den Abb. 3-6, auf der jeweils linken Seite dargestellt. - Für die Analyse der silicatischen Tonminerale wurde die Fraktion 2-0,2 µm und die pedogenetisch besonders wichtige Feintonfraktion < 0,2 µm ebenfalls quantitativ gewonnen. Die Zusammensetzung der Tonteilfraktionen wurde röntgendiffraktometrisch nach Aufweitungs- und Kontraktionstests auf der Basis der Summe der Flächen ausgewählter Peaks abgeschätzt. Bei der röntgenographischen Untersuchung nur der Gesamtfraktion würden die Interferenzen der Feintonfraktion weitgehend unterdrückt. Die so gewonnenen Kornzahlprozente der Tonminerale bzw. Tonmineralgruppen wurden dann mit dem Gewichtsanteil der jeweiligen Tonteilfraktion multipliziert. Diese Gewichtsprozente, dargestellt auf der jeweils rechten Seite der Abb.3-6, sind folglich nur relativ quantitative Abschätzungen im Unterschied zu den Gewichtsprozenten der Fraktionen > 2 µm (näheres s. BRONGER & KALK & SCHRÖDER 1976, BRONGER & HEINKELE 1990).

Eine Auskunft über Art und Ausmaß der Verwitterung der Primärminerale > 2 µm und pedogener Bildung der Tonminerale ist aber nur dann möglich, wenn das bodenbildende Substrat petrographisch homogen ist. Zur Überprüfung eignet sich Quarz als in Lössen in ausreichenden Mengen vorkommendes, mindestens im gemäßigten Klimabereich verwitterungsstabiles sog. Indexmineral (BARSHAD, 1967). Eine Gewichtskonstanz des Quarzes in den verschiedenen Bodenhorizonten (einschließlich des C-Horizontes) ist kein Beweis, aber ein guter Beleg für eine ursprüngliche petrographische Homogenität.

Ausgangspunkt vor allem auch der mikromorphologischen und tonmineralogischen Untersuchungen muß dabei der klimaphytomorphe holozäne Boden sein. Hier ist die Konstellation bodenbildender Faktoren bekannt, wobei die Rekonstruktion der potentiellen natürlichen Vegetation nicht immer leicht ist.

Das Klima des Untersuchungsgebietes ist charakterisiert durch kühle, feuchte Winter und trockene, recht warme Sommer. Der deshalb "xeric" Bodenwasserhaushalt (SOIL SURVEY STAFF 1975: 57) ist gekennzeichnet durch einen Wasserüberschuß im Winter. Dem Wasserdefizit im späten Sommer geht deshalb eine etwa dreimonatige Periode des Wasserverbrauchs infolge der hohen Nutzwasserkapazität der Lößböden voraus. Im Herbst wird der Boden mit Wasser wieder aufgefüllt (s. BRONGER et al. 1995, Abb. 2). - In den letzten ca. 100 Jahren ist infolge enormen Bevölkerungswachstums und daraus folgend starker Überweidung besonders durch Schafe und Ziegen die Landschaft zu einer (z. T. Kameldorn-) Steppe degradiert. Deshalb wurde sogar die frühere Existenz von Wäldern zwischen 1000-2000 m ü. NN in Zweifel gezogen (LOMOV 1985). Die Bodenerosion hat sehr große Ausmaße angenommen; so wurden auch die beiden Lößprofile von Karamaydan und Chashmanigar im Frühjahr 1992 durch Lößmuren teilweise verschüttet. Dennoch gelang es, die potentielle natürliche Vegetation zu rekonstruieren (ZAPRIAGAEVA 1964, 1968; STANINKOVITCH 1968): danach bestand der Wald südlich des Tien-shan und westlich des Pamir in 1000-2200 (2400) m ü. NN aus Hasel (Acer turkestanicum), Platane (Plantanus orientalis), Esche (Fraxinus potomolina), Walnuß (Juglans regia) und weiteren Wildobstbaumarten wie Mandelbaum (Amygdalus communis, A. bucharica) und verschiedenen Arten des Zürgelbaumes (Celtis), Birnbaum (Pyrus), Weißdorn (Crataegus) etc. In mehreren Gebieten zwischen 1700-2300 m ü. NN war der Wachholder (Juniperus seravschanica) verbreitet.

3 Ergebnisse und Interpretation

Die beiden hier näher untersuchten holozänen klimaphytomorphen Böden des Untersuchungsgebietes haben einen 27 cm mächtigen dunkelgrauen Ah-Horizont mit mikromorphologisch aggregatreichem Feinschwammgefüge, damit einen "mollic" Horizont. Die zugehörenden Bt-Horizonte, 105 cm bzw. 80 cm mächtig, haben eine scharfe Grenze zum weißlich-gelben Ck-Horizont, was typisch für Waldböden, nicht für Steppenböden ist. Die pH-Werte (in 1 M KCl) liegen bereits bei \geq 4.9. Die Unterböden zeigen auch infolge noch hoher biologischer Aktivität nur sehr geringe Anteile an orientiertem Feintonplasma als Zeichen für eine Tonverlagerung, die zu schwach ist, um die Horizonte als "argillic" (SOIL SURVEY STAFF 1975, 1996) bzw. "argic" (ISSS-ISRIC-FAO 1984) einzuordnen. Insgesamt sind die untersuchten holozänen klimaphytomorphen Böden infolge ihres "xeric" Bodenwasserhaushaltes als Typic Haploxerolls in der Soil Taxonomy bzw. als Haplic Phaeozems in der WRB anzusprechen.

Die Abgrenzung der Horizonte innerhalb der fossilen Böden bzw. Pedokomplexe (PK's) wurden im Gelände, die genetische Ansprache der Horizonte bzw. der Ausgangssubstrate mikromorphologisch anhand von Dünnschliffen von 160 orientierten Proben vorgenommen. Die Ergebnisse sind im zentralen Teil der Abb. 1 A+B für die jung- und mittelpleistozänen Abschnitte des Lößprofils von Karamaydan und dem rechten Teil der Abb. 2 A + B für den altpleistozänen Abschnitt des Lößprofils von Chashmanigar zusammengefaßt. Eine Diskordanz unterhalb des PK X in Karamaydan wie auch in Chashmanigar sichert die stratigraphische Korrelation zwischen beiden Profilen. Die Grenze vom Mittel- zum Altpleistozän wird hier wie meist üblich an die Brunhes/Matuyama-Grenze gelegt, die im Profil von Karamaydan im Löß zwischen PK IX und PK X gefunden wurde (PENKOV & GAMOV 1977, 1980; FORSTER & HELLER 1994; vgl. Kap. 4.1). Die Plio-/Pleistozängrenze legen wir an die Matuyama/Gauss-Grenze (vgl. ZAGWIJN 1992), auch wenn die Sedimentation von Löß oder Lößderivaten in Luochuan/China schon etwas früher einsetzte (vgl. BRONGER & HEIN-KELE 1989 b, Fig. 2). Hier können aus Raumgründen nur einige Punkte zur genetischen Ansprache von Lössen und Bodenhorizonten hervorgehoben werden (zu Details vgl. BRONGER & WINTER & HEIN-KELE 1998):

Typischer Löß enthält sehr zahlreiche primäre klastische Calcite besonders in der Mittel- und Grobschluff-Fraktion, regellos in der Matrix verteilt, neben sekundären Calciten, die vor allem in der Feinschluff-Fraktion feinverteilt in der Matrix oder in Hohlräumen angereichert sind. Sie sind ein Zeichen stärkerer Bicarbonat-Metabolik in einem nicht ganz so trockenen Klima. Die typischen Lösse besonders im mittleren und oberen Teil des Profils von Karamavdan haben einen sehr hohen Anteil von primären Calciten, was recht trockenes Klima anzeigt. Dieser Löß findet sich in allen Teilen des Profils von Karamaydan und im Profil von Chashmanigar bis unterhalb des Paläobodens S (PK?) XXVII.- Schwach pedogen überprägter Löß enthält in Teilen ein schwach ausgebildetes Mikroaggregatgefüge, andererseits noch primäre Calcite. Dieser Lößtyp ist recht selten in Karamaydan und Chashmanigar, dagegen häufig im altpleistozänen "Wusheng"-Löß in Luochuan/China (vgl. Abb. 2, linke Seite; s. Kap. 4.1), wie auch im mittelpleistozänen "Lishi"-Löß unterhalb des Paläobodens S4 sowie oberhalb und unterhalb des Paläobodens S6 des genannten Lößprofils (s. Abb. 1 B, rechte Seite).

Unter den *Bodenborizonten* enthalten CB-Horizonte noch primäre Calcite: bei ihnen überwiegen die Merkmale des Lösses gegenüber B-Horizonten. Sie sind meistens ein Gemisch von Löß i. w. S. und B-Horizont-Material z. B. durch Solifluktion. BC-Horizonte sind Übergänge zwischen B- und C- bzw. Ck-Horizonten und enthalten keine primären Calcite mehr. Das gilt natürlich erst recht für Bt- bzw. B-Horizonte, die sich durch die An- oder Abwesenheit von Feintonplasma ("illuviation argillans", BREWER 1964) unterscheiden. Beispiele für Bt-Horizonte "mit geringer (mikromorphologisch sichtbarer) Tonverlagerung" sind die der beiden holozänen Böden (s. o.); solche Bt-Horizonte sind aber in den genannten Lößprofilen nicht selten (s. Abb. 1,2). Nur wenige Bt-Horizonte haben $\geq 1\%$ "illuviation argillians", welche sie diagnostisch als "argillic horizons" ausweisen. Dazu gehören mehrere innerhalb der Pedokomplexe I-VI in Karamaydan, in Chashmanigar nur der Bt-Horizont des S XV (s. Figs. 1, 5 u. 6 in BRONGER & WINTER & HEINKELE 1998), sowie der Bt-Horizont des S4 und der obere Bt-Horizont des S5-Pedokomplexes in Luochuan/China (s. Kap. 4.1). Bw-Horizonte sind ein Übergangsstadium von schwach überprägtem Löß (s.o.) und B-Horizonten ohne Tonverlagerung. Sie haben in Teilen ein schwach ausgebildetes Aggregatgefüge, sind aber frei von primären Calciten. Wenn sie mächtiger sind wie der obere Bw-Horizont des PK IV oder der S VIII in Karamaydan oder sehr mächtig sind und sogar Lößkindl-Horizonte enthalten wie in den Pedokomplexen WS-1 bis WS-3 des "Wuscheng"-Löß in Luochuan (s. Abb. 2, rechte Seite; vgl. Kap. 4.1), so sind sie wahrscheinlich synsedimentär durch alternierende Lößakkumulation und Bodenbildung entstanden. Ah-Horizonte sind mikromorphologisch charakterisiert durch ein aggregatreiches Feinschwammgefüge infolge hoher biologischer Aktivität. Sie sind mit Ausnahme des oberen Teils des PK III und PK V stets abgetragen. so daß eine Klassifikation als Xerolls oder Xeralfs bzw. Phaeozems oder Luvisols nicht möglich ist.

In den Lößprofilen von Karamaydan und in kleineren Teilen auch in Chashmanigar, aber auch in Luochuan/China (Kap. 4.1) werden die Paläoböden z.T. zu Pedokomplexen zusammengefaßt. Für zentralasiatische Lößprofile wurde das auch schon VON LAZARENKO (1984) und DODONOV (z. B. 1991) gemacht, aber nicht immer in der gleichen Weise wie hier. Dieses Konzept wurde wohl zuerst in der Tschechoslowakei angewandt (z. B. SMOLIKOVA 1967, 1971, 1990). Pedokomplexe enthalten mindestens zwei Paläoböden bzw. Bodenhorizonte von z. T. erodierten Paläoböden (vgl. Kap. 2), die meistens, aber nicht immer durch ein sehr geringmächtiges, pedogen nicht oder kaum überprägtes Substrat und/oder eine Lößkindl-Lage getrennt sind (s. Abb. 1,2). Pedokomplexe treten besonders in Karamaydan auf (PK I - PK VI und wahrscheinlich PK IX s. Abb. 1 B), im altpleistozänen Abschnitt von Chashmanigar mindestens als PK X und PK XXX. Jedoch können zukünftige Untersuchungen ergeben, daß weitere Paläoböden polygenetische Pedokomplexe sind: so sind mindestens der S XIX und der S XXIII, obwohl erodiert, für monogenetische B-Horizonte zu mächtig (s. Abb. 2). Ein weiteres Beispiel, der "F6" von Stari Slankamen (Abb. 6) wird in Kap. 4.3 vorgestellt. In Luochuan/China (Kap. 4.1) sind die stratigraphischen Einheiten S1, S2, S5, S8 und S9 Pedokomplexe, dazu die bereits genannten Einheiten WS1 bis WS3 (s. Abb. 1,2); die Bezeichnungen richten sich dabei nach LIU, T.S. et al. (1985).

Alle Paläoböden haben ausgeprägte Ck- oder sogar Ckm-Horizonte mit dichten Lößkindl-Lagen. Letztere sind besonders ausgeprägt im altpleistozänen Abschnitt von Chashmanigar (Abb. 2). Im Unterschied zu Lössen oder Paläoböden sind mächtige Ckm-Horizonte sehr widerständig gegen Erosion, so daß sie in Aufschlüssen als harte Lagen hervortreten. Sie zeigen Schichtlücken in Löß-Paläoboden-Abfolgen an, wie am Beispiel der altpleistozänen Abfolge in Chashmanigar gezeigt werden kann (Abb. 2). So ist z. B. zwischen dem sehr ausgeprägten Ckm-Horizont an der Basis des PK X und einem ebenfalls markanten Ckm-Horizont 2 m unterhalb nur noch typischer Löß vorhanden. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist der zugehörende Boden vollständig erodiert; deshalb wurde der liegende Boden als S XII bezeichnet. Zwischen dem Ckm-Horizont des S XV und einem weiteren sehr ausgeprägtem Ckm-Horizont ist nur noch CB-Horizontmaterial (s.o.) vorhanden, wahrscheinlich der Rest eines Bodens (S XVI). Zwischen 33 m und 49 m in Chashmanigar ist der unzugängliche Steilhang mit etwas Vegetation größtenteils verdeckt. Allerdings sind zwei ausgeprägte Lößkindl-Lagen bzw. Ckm-Horizonte zu sehen, die wahrscheinlich auf zwei weitere Paläoböden (S. XX und S XXI) schließen lassen. Oberhalb des S XXIII liegt unmittelbar ein weiterer Lößkindl-Horizont, darauf nur Löß, so daß ein weiterer Boden (S XXII) abgetragen sein dürfte.

Die Ergebnisse der mineralogisch-tonmineralogischen Untersuchungen an den beiden holozänen Böden (Abb. 3), von sieben ausgewählten jungund mittelpleistozänen Böden bzw. Pedokomplexen (Beispiel in Abb. 4), sowie von neun altpleistozänen Paläoböden sind an anderer Stelle im Detail dargestellt (BRONGER & WINTER & SEDOV 1998, bes. Figs. 2-9). Bezüglich unserer Fragestellung können hier einige Ergebnisse folgendermaßen zusammengefaßt werden:

1. Die Gewichtsprozente des Quarzes in den Fraktionen > 2 µm steigen von Ck- zum B- oder Bt-Horizont in fast allen Paläoböden der Pedokomplexe nur höchstens sehr geringfügig an, was ein Beleg für die ursprüngliche petrographische Homogenität des bodenbildenden Substrates ist. Nur im S XIV und im S XII in Chashmanigar zeigt der Anstieg des Quarzes von 19,5% auf 23,5% bzw. von 21% auf 26% auf eine (etwas) größere petrographische Inhomogenität dieser Paläoböden.

2. Die Hauptquellen für die pedogen gebildeten Tonminerale sind Phyllosilikate in den Schluff-Fraktionen. In der Fraktion 63-20 µm, in der Muskovite häufiger sind als die Biotite, zeigen letztere in den B- bzw. Bt-Horizonten sowohl der beiden rezenten Böden wie der Paläoböden besonders in Karamaydan stärkere Verwitterungserscheinungen. Muskovite sind wesentlich verwitterungsstabiler, aber sie tragen aller Wahrscheinlichkeit nach durch mechanische Zerkleinerung zur pedogenen Illitbildung bei. Feldspate spielen als Lieferant für die pedogene Tonbildung eine geringere Rolle.

3. Illite und Vermikulite sind die dominierenden pedogen gebildeten Tonminerale in den B- bzw. Bt-Horizonten sowohl der beiden holozänen Böden wie auch in allen untersuchten jung-, mittelund altpleistozänen Paläoböden bzw. Pedokomplexen mit Ausnahme des S XVII. Dabei kann die Umbildung von Biotiten zu Vermikuliten offenbar rasch vor sich gehen (FANNING et al. 1989). Größere Anteile von Smectiten wurden nur in der Feintonfraktion der B-Horizonte des altpleistozänen S XVII in Chashmanigar gebildet. Recht kleine Anteile von pedogenen Smectiten finden sich in den Bt-Horizonten der Pedokomplexe I-IV in Karamaydan sowie im PK X und S XII in Chashmanigar. In einigen anderen Paläoböden sind die wenigen Smectite offenbar vererbt. - Eine pedogene Kaolinitbildung spielt in keinem der quartären Böden eine Rolle.

4. Für unser Ziel Beiträge zu einer pleistozänen Klimageschichte Zentralasiens zu liefern ist das wichtigste Ergebnis, daß Art und Ausmaß der pedogenen Tonmineralbildung in den beiden holozänen Böden und den jung-, mittel- und altpleistozänen Paläoböden (B- bzw. Bt-Horizonte) im Ganzen recht ähnlich ist. Die Rate der pedogenen Tonbildung insbesondere von Illiten und Vermikuliten in den quartären Böden liegt größtenteils zwischen 10 und 15%. Nur in den unteren Bt-Ho-



Abb. 3: Mineralogische und tonmineralogische Zusammensetzung von zwei holozänen Böden (Typic Haploxerolls oder Haplic Phaeozems) in der Tadjikischen Depression (1700 mm ü. NN)

Fig. 3: Mineralogical and clay mineralogical composition of two Holocene soils (Typic Haploxerolls or Haplic Phaeozems) in the Tadjik Depression (1700 m a.s.l).

rizonten der Pedokomplexe I und IV beträgt sie etwa bzw. gut 20 %. Selbst in den stärker rubefizierten altpleistozänen Böden S XIX und S XXV, die optisch den Eindruck intensiverer Verwitterung erwecken - mit Farbwerten in der 5 YR Munsell-Skala gegenüber 10-7,5 YR der übrigen Paläoböden - liegt die pedogene Tonbildungsrate im Rahmen der rezenten sowie der übrigen Paläoböden. Aber die Rubefizierung, d. h. ein Anstieg des Hamätit/Geothit-Verhältnisses ist oft (paläo)klimatisch überbewertet worden: relativ höhere Hämatitanteile sind eher abhängig von einem mehr wechselfeuchten Jahresgang mit Trockenzeiten, guter Drainage und geringerem Gehalt an organischer Substanz.

Insgesamt darf aus den hier kurz skizzierten Untersuchungsergebnissen gefolgert werden, daß die *Klimate der alt-, mittel- und jungpleistozänen Warmzeiten*, repräsentiert durch die stärker entwickelten B-bzw. Bt-Horizonte *im Ganzen ähnlich wie im Holozän* waren. Einige B- bzw. Bt-Horizonte sind mächtiger als die der beiden holozänen Böden, was auf eine längere Bildungszeit deuten kann. - Unsere Schlußfolgerung, daß die quartären Warmzeiten von der des Holozäns nicht wesentlich verschieden waren, bestätigt aus paläopedologischer Sicht die Schlußfolgerung von SHACKLETON (1987), gewonnen aus ∂^{18} O-Tiefseekurven, daß der glazialeustatische Meeresspiegelanstieg in keinem der Interglaziale der letzten 2,5 Mill. Jahre höher als einige Meter über dem heutigen lag.

4 Schlußfolgerungen und Diskussion

4.1 Vergleich mit der Löß-Boden-Abfolge in Luochuan/China

Eine pedostratigraphische Zuordnung der Löß-Paläoboden-Sequenz von Karamaydan mit der früher paläopedologisch anhand von über 100 Dünnschliffen sowie (ton)mineralogisch untersuchten Sequenz des sehr bekannten Lößprofils von Luochuan (BRONGER & HEINKELE 1989a) basiert auf zwei Kontrollpunkten: einmal der Brun-



Abb. 4: Mineralogische und tonmineralogische Zusammensetzung einiger Horizonte der Pedokomplexe (PK) V und VI im Lößprofil von Karamaydan, Tadjikistan (1600-1700 m ü. NN). (vgl. Abb. 1 B, Legende s. Abb. 3)

Fig. 4: Mineralogical and clay mineralogical composition of selected horizons of pedocomplexes (PK) V and VI in the loess profile of Karamaydan, Tadjikistan (1600-1700 m a.s.l) (see Fig. 1 B, legend see Fig. 3)

hes/Matuyama-Grenze, die in verschiedenen chinesischen Lößprofilen im Löß zwischen den Paläoböden S 7 und S 8 gefunden wurde (zus. fass. Diskussion bei Liu X.M. et al. 1991); zum anderen auf der Korrelation des S1-Pedokomplexes in Luochuan mit dem PK I in Karamaydan (s. Abb. 1), die beide dem Stadium 5 der ∂^{18} O-Tiefseekurve zugeordnet werden (s. Kap. 4.2). Diese Zuordnung wurde in jüngster Zeit durch Lumineszenz-Untersuchungen bestätigt (FRECHEN & DODONOV 1998).

Ein Vergleich zwischen den mittel- und jungpleistozänen Löß-Paläoboden-Abfolgen von Karamaydan und Luochuan (Abb. 1) zeigt klar, daß die Sequenz in Karamaydan noch detaillierter gegliedert ist. So entsprechen (scheinbar) monogenetische Böden in Luochuan polygenetischen Pedokomplexen in Karamaydan. Zum Beispiel findet die sehr große Mächtigkeit des Degradierten Tschernosems S 3 (jetzt Phaeozem nach der WRB) vor allem mit seinem anormalen Lößkindl-Horizont eine Erklärung darin, daß er dem PK III in Karamaydan entspricht: hier wurden zwei Phasen der Bodenbildung durch eine Lößanwehungsphase unterbrochen (vgl. Kap. 4.2). Ebenso entspricht der S 4 in Luochuan dem PK IV in Karamaydan. - Einige einfache aufgebaute Pedokomplexe in Luochuan entsprechen komplizierten Pedokomplexen in Karamaydan wie z. B. der S 2-Komplex dem PK II, der sich in einem längeren Zeitraum mit alternierenden Bodenbildungsund Lößanwehungsphasen gebildet hat (näheres s. Kap. 4.2). Der S5-Pedokomplex in Luochuan mit seinen drei Böden entspricht nach unseren Vorstellungen pedostratigraphisch dem PK VI und dem PK V in Karamaydan, dabei der obere rötlicher gefärbte Boden des S5-Komplexes aller Wahrscheinlichkeit nach dem PK V mit seinen drei Bt- bzw. B-Horizonten (näheres s. Kap. 4.2 und 4.3). Der S 6 in Luochuan wird hier (Abb. 1) mit dem S VII und dem S VIII - im Unterschied zu einem früheren Entwurf (BRONGER & WINTER & HEINKELE 1998) - in Karamaydan parallelisiert, weil der S 6 - wie der S 3, s.o. - für einen Degradierten Tschernosem einen anormal ausgeprägten Lößkindl-Horizont hat.

Zusammengefaßt zeigt das Profil von Karamaydan die detaillierteste Löß-Boden-Abfolge für die Brunhes-Epoche, nicht nur in Zentralasien. Auch weil sich die Abfolge sehr gut mit der ∂^{18} O-Tiefseekurve von Bassinot et al. (1994) korrelieren läßt (Kap. 4.2) wird vorgeschlagen, die Sequenz von Lössen und stärker entwickelten Böden von Karamaydan als Referenzprofil für die Rekonstruktion der mittel- und jungpleistozänen Klimageschichte anzusehen. Lediglich für die Abschnitte jünger als Eem müssen andere Löß-Boden-Abfolgen herangezogen werden (vgl. Kap. 4.3).

Für die Matuyama-Epoche gibt es für das Lößprofil von Luochuan einen paläomagnetisch "datierten" chronostratigraphischen Rahmen (HELLER & LIU, T. S. 1982, 1984; s. Abb. 2, linke Seite). In Chashmanigar reichte eine etwa 90 m mächtige, seit 1992 verschüttete altpleistozäne Löß-Boden-Abfolge anscheinend bis zum Olduvai-Event (DODONOV 1986); jedoch ist die dort dargestellte Abfolge (vgl. auch Pécsi & RICHTER 1996, Abb. 101) von unserer 70 m mächtigen Sequenz wesentlich verschieden. Abb. 2 zeigt daher nur eine Gegenüberstellung der altpleistozänen Löß-Boden-Sequenzen von Luochuan und Chashmanigar. Dennoch ergibt der Vergleich, daß der altpleistozäne Abschnitt des Profils von Chashmanigar sehr viel mehr gut ausgebildete Paläoböden enthält als der entsprechende Abschnitt in Luochuan, insbesondere weil der "Wusheng"-Löß dort nur synsedimentär gebildete Paläoböden enthält (vgl. Kap. 3). Andere Lößprofile im chinesischen Lößplateau mögen im Altpleistozän reicher gegliedert sein, wie das in Baoji (DING & RUTTER & LIU, T. S. 1993), jedoch ist die Beschreibung und Darstellung aus paläopedologischer Sicht recht unbefriedigend. - Zum gegenwärtigen Kenntnisstand bietet die altpleistozäne Löß-Boden-Abfolge des Profils von Chashmanigar mehr paläoklimatische Informationen bezüglich kalt-trockener Phasen mit Lößakkumulation und feuchteren Warmzeiten, repräsentiert durch intensiv ausgebildeten Paläoböden als Lößprofile in China oder bisher bekannte ∂18O-Tiefseekurven.

4.2 Versuch einer Korrelation der Löß-Paläoboden-Sequenzen Zentralasiens mit ∂¹⁸O-Tiefseekurven

Das Sauerstoffisotopenverhältnis ¹⁸O/¹⁶O (∂ ¹⁸O), das sich z. B. in den Kalkschalen von Foraminiferen speichert, ist abhängig von der Größe der polaren Eisschilde: ihre Ausdehnung während der Eiszeiten führte zu höheren ∂ ¹⁸O-Werten (EMILIANI 1955, SHACKLETON & OPDYKE 1973). Somit spiegeln ∂ ¹⁸O-Tiefseekurven insbesondere Temperaturkurven wider, wobei niedrige ∂ ¹⁸O-Werte einer Warmzeit, hohe ∂ ¹⁸O-Werte einer Kaltzeit entsprechen.

Damit liegt es nahe, ∂¹⁸O-Tiefseekurven Löß-Paläoboden-Sequenzen gegenüberzustellen, auch wenn letztere neben einer Temperaturkurve auch einen Wechsel im Feuchteregime - trockene Lößkaltzeiten im Wechsel mit feuchteren Warmzeiten während der Bodenbildung - widerspiegelt. Ein

erster Vergleich der mittel- und jungpleistozänen Abfolge in Luochuan mit der astronomisch angepaßten SPECMAP-Kurve (IMBRIE et al. 1984) war im Ganzen bereits recht befriedigend (BRONGER & HEINKELE 1989a: Fig. 2). Ein früherer Versuch, die SPECMAP-Kurve auch mit der stärker gegliederten jung- und mittelpleistozänen Abfolge von Karamaydan zu vergleichen (BRONGER, et al. 1995: Figs. 3, 4, S. 79) ergab eine noch bessere Übereinstimmung. Die weiter verbesserte ∂18O-Kurve von Bassinot et al. (1994) mit aus zyklischen Schwankungen der Erdbahnparameter abgeleiteten präzisen astronomischen Zeitangaben ermöglicht den Versuch einer noch genaueren Korrelation mit der mittel- und jungpleistozänen Löß-Boden-Abfolge des Referenzprofils von Karamaydan (Kap. 4.1). Wie für die pedostratigraphische Zuordnung zwischen den Abfolgen von Luochuan und Karamavdan (s. o.) dienen als Kontrollpunkte die Brunhes/Matuyama-Grenze sowie die Zuordnung des S 1-Pedokomplexes und des PK I mit dem ∂18O-Stadium 5 (vgl. auch SHACKLETON et al. 1995), wobei der jeweils basale Boden der beiden Pedokomplexe dem Substadium 5.5 zugeordnet wird (vgl. Abb. 1). Allerdings wird die Brunhes/Matuyama-Grenze bei Bassinot et al. (1994) in den unteren Teil des Stadiums 19 gestellt, während sie in den Profilen Tadjikistans und des chinesischen Lößplateaus im allgemeinen im Löß zwischen den PK IX und PK X bzw. zwischen dem S 7 und dem S 8 (PK) gefunden wurde (s. o.), der aller Wahrscheinkeit nach dem Stadium 20 entspricht (vgl. Abb. 1).

Dieser Versuch einer Korrelation erlaubt nun sogar eine Zuordnung von Böden innerhalb eines Pedokomplexes des Referenzprofils von Karamaydan zu Substadien der 2018O-Kurve, für die genaue Angaben ihrer jeweiligen Modellalter (s. o.) vorliegen. Nur einige wenige der von Bassinor et al. (1994, Tab. 2) berechneten Altersangaben wurden hier ihrer ∂^{18} O-Kurve beigegeben (s. Abb. 1). Daraus läßt sich beispielsweise ablesen, daß die Bildung des unteren Bt-Horizontes des PK I entsprechend dem Substadium 5.5 bzw. dem Eem-Interglazial (i.e.S.) nur gut 10.000 Jahre gedauert hat, was z. B. mit den Ergebnissen von Jahresschichtenzählungen kombiniert mit Pollenanalysen an der eemzeitlichen Kieselgur von Bispingen (MÜLLER, 1974) übereinstimmt. Nach unseren paläopedologischen Untersuchungsergebnissen einer etwas höheren Tonbildungsrate verbunden mit deutlicher Tonverlagerung in dem basalen Bt-Horizont des PK I, verglichen mit dem holozänen Boden (s. Kap. 3) war das Klima des

letzten Interglazials in diesem Teil Zentralasiens wahrscheinlich etwas feuchter als gegenwärtig. -Dagegen erstreckte sich die Bildung der beiden Bt-Horizonte sowie des (A)B-Horizontes des PK II - unterbrochen durch zwei Abschnitte verstärkter äolischer Zufuhr - über etwa 50.000 Jahre, die der beiden Böden des PK III über ca. 15.000 bis 20.000 Jahre. - Im Stadium 11 bzw. 11.3, dem nach mehreren Autoren wärmsten Interglazial der letzten 1 Mill. Jahre (SHACKLETON 1987: 187) finden sich im PK IV in Karamaydan sogar ein Bt-, darüber ein B-Horizont. Die pedogene Tonbildungsrate von über 20%, die deutlich höher als die des rezenten Bodens ist (s. Kap. 3; Details in BRONGER & WINTER & SEDOV 1998, Fig. 4) dürfte wahrscheinlich ein Summeneffekt beider Bodenbildungsphasen, unterbrochen durch eine kurze Lößakkumulationsphase sein, die insgesamt mindestens 20.000 Jahre gedauert hat.

Anscheinend lassen sich z. B. auch die B- bzw. Bt-Horizonte des PK VI und des PK V gut mit den Substadien der Stufen 15 und 13 korrelieren. So ist z. B. der basale Bt-Horizont im PK VI einerseits nicht stärker verwittert als der holozäne Boden (s. Kap. 3, Abb. 3, 4). Andererseits ist dieser Boden(rest) mit mehr als 2,5 m Mächtigkeit für einen monogenetischen Boden viel zu mächtig. Unser Versuch einer Korrelation mit den Ergebnissen von Bassinot et al. (1994) zeigt, daß sich dieser basale Bt-Horizont polygenetisch, wahrscheinlich unterbrochen durch eine äolische Zufuhr (möglicherweise im Substadium 15.4) in einem Zeitraum von ≥ 20.000 Jahren entwickelt hat. Auch unser Korrelationsversuch des kompliziert aufgebauten PK V mit den Substadien der Stufe 13 deutet darauf hin, daß sich dieser Pedokomplex mit drei Bt- bzw. B-Horizonten in einem Zeitraum von etwa 50.000 Jahren - unterbrochen jeweils durch äolische Zufuhr - gebildet hat (s. Abb. 1 und Abb. 4). - Die beiden Stadien 12 und 16, die nach SHACKLETON (1987: 187) extremen Glazialen entsprechen, sind im Profil von Karamaydan durch die beiden mächtigsten Stockwerke von typischen Lössen repräsentiert.

Noch problematisch ist dagegen eine Korrelation der altpleistozänen Löß-Paläoboden-Sequenz von Chashmanigar mit entsprechenden Abschnitten von ∂^{18} O-Tiefseekurven: dort wurde die Vorstellung der Dominanz von Kaltzeit-Warmzeit-Zyklen von 41.000 Jahren besonders für die Zeit >1,2 Mill. Jahren - im Unterschied zur Dominanz der 100.000-Jahres-Zyklen im Mittel- und Jungpleistozän - entwickelt (RUDDIMAN, RAYMO & ME. INTYRE, 1989, BERGER u. WEFER 1992). Entsprechend werden für die Matuyama-Epoche (2,6-0,78 Mill. Jahre) die Stadien 104 bis 20 denen der Stadien 19 bis 1 (Holozän) gegenübergestellt (TIEDEMANN 1991; TIEDEMANN, SARNTHEIN & SHACK-LETON 1994). Für die letzten 2,4 Mill. Jahre werden daher "zyklische Wechsel von insgesamt 55 Glazial- und Interglazial-Stadien" angenommen (TIEDEMANN 1995: 100) mit anscheinend aber geringeren Amplituden zwischen Kalt- und Warmzeiten in der Matuyama-Epoche. Diese Befunde und Schlußfolgerungen lassen sich mit unseren an der altpleistozänen Löß-Paläoboden-Abfolge in Chashmanigar (Abb. 2) (noch) nicht ohne weiteres in Einklang bringen: ähnlich wie im Mittelund Jungpleistozän sind auch im Altpleistozän die Paläoböden jedenfalls bis zum S XXVII - mit gleicher oder ähnlicher Verwitterungsintensität wie die mittel- und jungpleistozänen Böden (s. Kap. 3) - jeweils durch typische Lösse getrennt. Entsprechend unserer eingangs (Kap. 1) entwickelten Hypothese müssen andererseits die Klimaabläufe bzw. der Wechsel von Kalt- und Warmzeiten auch im Altpleistozän, dokumentiert in der Löß-Paläoboden-Abfolge bzw. in den entsprechenden Tiefseekurven, wie im Mittel- und Jungpleistozän zur Deckung gebracht werden können. Eine (nicht die einzige) Möglichkeit in Richtung auf eine Lösung könnte darin bestehen, daß wesentlich mehr altpleistozäne Paläoböden als oben vermutet (Kap. 3) polygenetische Pedokomplexe darstellen.

4.3 Vergleich mit Löß-Paläoboden-Sequenzen Mitteleuropas

Entsprechend unserer Hypothese (Kap. 1), daß sich jedenfalls im gemäßigten Klimagürtel der Nordhemisphäre Klimaschwankungen in der Zeitscheibe eines Glazial-Interglazial-Zyklus (ca. 10⁵ Jahre) und aller Wahrscheinlichkeit nach auch der Länge eines Interglazials (ca. 10⁴ Jahre) weitestgehend gleichzeitig stattfanden, soll schließlich ein pedostratigraphischer Vergleich mit Löß-Boden-Abfolgen Mitteleuropas versucht werden.

Die mittel- und jungpleistozänen Löß-Paläoboden-Sequenzen Ost- und Zentralasiens lassen sich mit denen etwa im jugoslawischen, kroatischen und ungarischen Teil des Karpatenbeckens, in Niederösterreich und Tschechien gut korrelieren, auch wenn einigen Pedokomplexen in Karamaydan "nur" (scheinbar?) ungegliederte Paläoböden entsprechen. So lassen sich pedostratigraphisch die beiden Böden des PK I in Karamaydan (bzw. des S 1-Komplexes in Luo-



Abb. 5: Mineralogische und tonmineralogische Zusammensetzung des S5-Pedokomplexes in Luochuan/China. (vgl. Abb. 1 B; Lgende s. Abb. 3)

Fig. 5: Mineralogical and clay mineralogical composition of the S5-pedocomplex in Luochuan/China. (see fig. 1 B; legend see fig. 3)

chuan) zwanglos mit dem F 2 und F 3 im Karpatenbecken (BRONGER & HEINKELE 1989 b) korrelieren, besonders, seitdem der F 3 durch TL-Untersuchungen dem ∂^{18} O-Stadium 5.5 zugeordnet werden konnte (SINGHVI et al. 1989, SINGHVI in BRONGER, 1995: 298-299). Aller Wahrscheinlichkeit nach entsprechen diese Böden dem PK II und PK III in Tschechien und Niederösterreich (zuletzt KOVANDA & SMOLIKOVA & HORACEK 1995), wobei bei der Korrelation mit dem PK II noch Diskussionsbedarf besteht (s. u.). Die Pedokomplexe PK II bis PK IV in Karamaydan entsprechen aller Wahrscheinlichkeit nach den Böden F 4, F 5a und F 5b im Karpatenbecken (s. u.) bzw. den Pedokomplexen PK IV bis PK VI in Tschechien. Die Pedokomplexe PK V und PK VI parallelisieren wir mit dem F 6-Pedokomples (früher F 6, s. unten!) in Stari Slankamen bzw. mit dem PK VII und PK VIII in Tschechien. Der S VII und der (schwach entwickelte) S VIII sowie der PK IX in Karamaydan dürften pedostratigraphisch dem F 7 und F 8 im Karpatenbecken -



Abb. 6: Mineralogische und tonmineralogische Zusammensetzung des mittelpleistozänen rubefizierten F6-Bodenkomplexes im Lößprofil von Stari Slankamen/Jugoslawien. (Legende s. Abb. 3)

Fig. 6: Mineralogical and clay mineralogical composition of mid-Pleistocene strongly rubefied F6-pedocomplex of Stari Slankamen/Yugoslavia. (legend see fig. 3)

beide noch oberhalb der Brunhes/Matuyama-Grenze (Pécsi & Pevzner, 1974, Marton 1979) bzw. den Pedokomplexen PK IX und PK X in Tschechien (s. Fig. 5 in Kovanda & Smolikova & Horacek 1995) entsprechen.

Es sei erwähnt, daß die Trennung des F 5-Bodens in einen F 5a und F 5b im Karpatenbecken nur in den Lößprofilen von Neštin und Mende zu beobachten war (z. B. BRONGER & HEINKELE 1989 b, Fig. 1). Oberhalb seines "BA"-Bodens - unser F 4 weicht die Löß-Boden-Stratigraphie ungarischer Aufschlüsse von Pécst von der unsrigen ab. Allerdings finden sich im sehr bekannten Lößprofil von Paks in Pécst & Schwettzer (1995: 308-309) drei recht verschiedene Darstellungen. An anderer Stelle (PÉCSI & RICHTER 1996: 107 und 150) unterscheiden sich die beiden Darstellungen des Profils von Paks wesentlich. Das ist für die chronostratigraphische Einordnung der Ergebnisse von TL-Untersuchungen, zusammengestellt in der zuletzt genannten Arbeit (a.a.O., S. 150), die jüngst um eine umfangreiche Studie erweitert wurde (FRECHEN & HORVATH & GABRIS 1997) sehr problematisch.

Unsere Schlußfolgerung aus den (ton)mineralogischen Untersuchungen an zwei holozänen Böden sowie zahlreichen Lössen und Paläoböden der Profile von Karamaydan und Chashmanigar (BRONGER & WINTER & SEDOV 1998; Beispiele in Abb. 3, 4), daß die Klimate der Interglaziale im Jung-, Mittel- und Altpleistozän im Ganzen ähnlich wie das des Holozäns waren (Kap. 3) scheint im Widerspruch früherer Schlußfolgerungen für das südöstliche Mitteleuropa zu stehen (BRONGER 1976, BRONGER & HEINKELE 1989b): aus zwar gleicher Art, aber wesentlich größerem Ausmaß der Mineralverwitterung und Tonmineralbildung eines mittelpleistozänen und einiger altpleistozäner rubefizierter erdiger Braunlehme im Vergleich zu holozänen klimaphytomorphen Lößböden wurde auf ein wärmeres, wahrscheinlich subtropisches Klima in diesem Raum geschlossen. Als Beispiel zeigt der mittelpleistozäne F6-Boden (s. o.) in Stari Slankamen eine wesentlich stärkere pedochemische Verwitterung und Tonmineralbildung als die holozänen Böden - Tschernoseme bis Phaeozeme - der Umgebung: mehr als 40% der Feldspate und fast 80% der Glimmer in den Schluff-Fraktionen sind abgebaut worden (s. Abb. 6); in Dünnschliffen sind nur noch Muskovite, keine Biotite mehr zu finden. Die Bildung von Illiten und besonders Smectiten ist erheblich höher als in holozänen Böden; die pedogene Kaolinitbildung blieb dagegen gering. Später (BRONGER & HEINKELE 1989b) wurde dieser F 6-Boden mit dem S 5-Pedokomplex in Luochuan pedostratigraphisch korreliert, dieser hier mit dem PK VI und dem PK V in Karamaydan (Kap. 4.1 und Abb. 1B). Selbst im mächtigen basalen Bt-Horizont des PK VI ist die Mineralverwitterung und Tonmineralbildung nicht oder unwesentlich höher als in den holozänen Böden; das gleiche gilt für den basalen Bt-Horizont des PK V (vgl. Abb. 3, 4).

Auch Art und Ausmaß der Mineralverwitterung und Tonmineralbildung im S 5-Pedokomplex in Luochuan, selbst im oberen, stärker rubefizierten Bt-Horizont (Abb. 5) bleibt im Rahmen der der holozänen Böden dieses Raumes (BRONGER & HEINKELE 1989a, HEINKELE, 1990). Zusammenfassend läßt sich folgern, daß das viel größere Ausmaß der pedochemischen Verwitterung und Tonmineralbildung im F 6 von Stari Slankamen nicht die Folge eines wärmeren Klimas, sondern in erster Linie des bodenbildenden Faktors Zeit ist: dieser Boden entspricht aller Wahrscheinlichkeit nach chronostratigraphisch - via dem S 5-Pedokomplex in Luochuan - mindestens fünf B- bzw. Bt-Horizonten, zusammengefaßt zu den Pedokomplexen VI und V in Karamaydan. Unter Zuhilfenahme der ∂18O-Kurve von Bassinot et al. (1994; vgl. Kap. 4.2) läßt sich folgern, daß die Pedokomplexe VI und V in einem Zeitraum von ca. 140.000 Jahren gebildet wurden, wobei die Zeiten der Bodenbildung mehrfach durch Zeiten der Lößakkumulation unterbrochen waren. Insgesamt standen für die Bildung des F 6, besser bezeichnet als F 6-Bodenkomplex ein Mehrfaches der Zeit des Holozäns zur Verfügung, was die viel höhere Rate der pedochemischen Mineralverwitterung und Tonmineralbildung erklärt.

Aus dem Vergleich mit der detaillierten altpleistozänen Löß-Boden-Abfolge von Chashmanigar, die wahrscheinlich bis etwa zum Olduvai-Event reicht, aber sicher nicht vollständig ist (Kap. 4.1, 4.2), mit Böden, deren Verwitterungsintensität im Rahmen der des Holozäns liegt (Kap. 3) folgt einmal, daß die altpleistozänen Löß-Boden-Sequenzen im Karpatenbecken äußerst lückenhaft sind. Das hat seine Ursache in der sehr labilen morphotektonischen Struktur dieses Raumes (zus.fass. BRONGER 1976). Aller Wahrscheinlichkeit nach müssen die rubefizierten erdigen Braunlehmreste F 9, F 10, und F 11 in Stari Slankamen als Reste ehemaliger Pedokomplexe angesehen werden. - In Niederösterreich sind dagegen die altpleistozänen Löß-Boden-Abfolgen wesentlich detaillierter erhalten, dazu paläomagnetisch "datiert", vor allem in Krems-Schießstätte und in Stranzendorf (KOVANDA & SMOLIKOVA & HORACEK 1995); im letzteren Profil sind sogar in der Gauss-Epoche drei "Rotlehme", getrennt durch zwei Lösse erhalten (a. a. O., Abb. 3). Sowohl in der prä-Olduvai-zeitlichen Abfolge in Stranzendorf wie auch in der Abfolge in Krems, die vom Olduvai-Event bis in den untersten Abschnitt der Brunhes-Epoche reicht, werden die Paläoböden stets als "Braunlehme", z. T. später rubefiziert, gelegentlich als "Rotlehme" angesprochen. Hierfür wurde ein Teil der Böden mikromorphologisch charakterisiert; weitere analytische, z. B. granulometrisch oder (ton)mineralogische Untersuchungen vermißt man sehr. Auch weil die Löß-Boden-Abfolge des oberen Altpleistozäns in Krems-Schießstätte (s. o.) deutlich weniger gegliedert ist als die in Chashmanigar bleibt die Frage, ob die vor allem im Vergleich mit den holozänen Böden dieses Raumes - anscheinend viel stärker ausgeprägten Paläoböden in Krems nicht jeweils das Ergebnis länger andauernder Bodenbildungsphasen, möglicherweise unterbrochen durch Lößakkumulation gewesen sind, vielleicht ähnlich der Bildungsgeschichte des F6-Komplexes (s. o.). -Auch der paläoklimatische Aussagewert der Ferretto-Böden könnte eine andere Deutung zulassen: diese weitverbreiteten rotbraunen Böden (5 YR in der MUNSELL-Skala) aus Sanden bis Schottern werden in Südmähren dem "siallitischallitischen" Verwitterungstyp zugeordnet (SMOLI- KOVA & ZEMAN 1982). Sie bildeten sich zuletzt im "Comer-Interglazial", das in seinem Klimaoptimum um 4° wärmer war als das Holozän"; diese Böden "haben im Mittel- und Jungpleistozän keine Analogie mehr" (a. a. O., S. 81). Auch hier könnte der bodenbildende Faktor Zeit, nicht ein wärmeres Klima der wesentliche Faktor gewesen sein, zumal das "Cromer-Interglazial" d. h. der Cromer-zeitliche Interglazialkomplex ("Cromerium", zus.fass. URBAN 1997) von der ∂¹⁸O-Stufe 21 bis Stufe 13, vielleicht sogar bis zur Stufe 11 (ZAGwUN 1992, Fig. 9), d. h. insgesamt mindestens 350.000 Jahre gedauert hat.

Abschließend soll erwähnt werden, daß für kleinere Zeitscheiben eine Korrelation von Löß-Paläoboden-Sequenzen mit der 218O-Tiefseekurve bzw. ein kontinentaler Vergleich dieser Sequenzen noch auf Schwierigkeiten stößt. Das gilt z. B. für das Frühwürm, das in den Sauerstoff-Isotopenkurven durch die Substadien 5.3 und 5.1 (bzw. 5c und 5a) gekennzeichnet ist. In verschiedenen Teillandschaften Mitteleuropas einschließlich der Niederlande und Belgiens sind in diesem Zeitabschnitt in zahlreichen Aufschlüssen drei "Humuszonen" entwickelt (zus.fass. SEMMEL 1989). In Mainz-Weisenau waren die beiden basalen "Mosbacher Humuszonen" sogar entkalkt, mit Ausbildung eines Ck-Horizontes (SEMMEL 1995, Bibus et al. 1996). Nach pollenanalytischen und malakkologischen Untersuchungen konnten die drei Humuszonen nach den zuletzt genannten Autoren jeweils als Interstadiale mit wahrscheinlich einem kühlgemäßigt kontinentalen Klima charakterisiert werden, in denen sich wieder Wald ausgbreitet hatte. Nach TL-Untersuchungen (ZÖLLER 1995: 154, FRECHEN & PREUSSER 1996: 58 ff, jeweils mittlere Alter) fiel die Bildung der Böden in den Zeitraum zwischen etwa 110.000 bis etwa 65.000 Jahre v. h. Wahrscheinlich entsprechen diese drei Böden pedostratigraphisch dem oberen Ah-Horizont des PK III (der nicht zum liegenden interglazialen Bt-Horizont gehört) sowie den beiden ebenfalls entkalkten Ah-Horizonten des PK II (s. o.) in Dolni Vestonice /Südmähren (vgl. BRONGER 1976: 146-149); ihr TL-Alter konnte kürzlich zwischen ca. 102.000 und ca. 55.000 Jahre eingegrenzt werden (SINGHVI in BRONGER 1995: 228). Dagegen ist in den Lößaufschlüssen des Karpatenbeckens in dieser stratigraphischen Position nur ein Boden, der F 2 (s. o.) vorhanden: seine intensivere Ausprägung, die oft an die des letztinterglazialen F 3-Bodens bzw. an die des holozänen klimaphytomorphen Bodens dieses Raumes heranreicht, ist wahrscheinlich auch eine Folge einer längeren Bildungszeit. Wie oben kurz dargelegt, ist oberhalb des letztinterglazialen Bodens in Luochuan und weiteren Aufschlüssen des chinesischen Lößplateaus, sowie z. B. in Karamaydan (vgl. Abb. 1 A) auch jeweils nur ein Boden vorhanden. Dagegen sind im zentralasiatischen, ebenfalls winterfeuchten Kashmir Valley oberhalb des letztinterglazialen Bt-Horizontes wie im westlichen Mitteleuropa - drei gut ausgebildete Humuszonen bzw. Ah-Horizonte, z. T. mit Tonverlagerung, dann Aht-Horizonte, aber nur in 30-50 cm Mächtigkeit erhalten (BRONGER & PANT & SINGHVI 1987). Ihre Bildungszeit fällt nach TL-Untersuchungen (ebenfalls) in den Zeitraum zwischen ca. 80.000 und 50.000 Jahre v. h. (SINGHVI et al. 1987).

Für diese unterschiedlichen Löß-Boden-Abfolgen im Frühwürm in benachbarten Räumen einerseits, großer Ähnlichkeit in sehr weit voneinander entfernt liegenden Räumen recht verschiedener Klimate andererseits, die sich in den Tiefseekurven (noch) nicht ausreichend abbilden, besteht noch einiger Erklärungsbedarf. Für größere Zeitscheiben von ca. 105 Jahren zeigt unser Versuch einer engen Korrelation von Löß-Paläoboden-Sequenzen mit der 218O-Tiefseekurve, daß wir der tatsächlichen Abfolge von Kalt- und Warmzeiten für das Mittel- und Jungpleistozän wahrscheinlich recht nahe gekommen sind. Sie müssen im gemäßigten Klimabereich der Nordhemisphäre weitestgehend gleichzeitig stattgefunden haben. Von der entsprechenden näheren Kenntnis einer Klimageschichte der Matuyama-Epoche bzw. des Altpleistozäns sind wir noch ein gutes Stück entfernt.

Danksagung

Für die finanzielle Unterstützung der Geländeuntersuchungen, der mikromorphologischen sowie der Laborarbeiten des Projektes "Quartär Tadjikistan" (Br 303/26-1 bis 3) bin ich der DFG sehr dankbar. Entsprechende frühere Untersuchungen im Projekt "Quartäre Klimaentwicklung - China" (Br 303/20-1 und 2) wurden ebenfalls dankenswerterweise von der DFG finanziell unterstützt.

Schriftenverzeichnis

- BARSHAD, I. (1967): Chemistry of Soil Development. In: Bear, F.E. (Ed.): Chemistry of the Soil, New York -Reinhold: 1-70.
- 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.

- BIBUS, E., BLUDAU, W., BROSS, C., RÄHLEN, W. (1996): Der Altwürm- und Rißabschnitt im Profil Mainz - Weisenau. Frankfurter Geowiss. Arb. D 20: 21-52.
- BREWER, R. (1964): Fabric and Mineral Analysis of Soils. New York: John Wiley & Sons. 470pp.
- BRONGER, A. (1976): Zur quartären Klima- und Landschaftsgeschichte des Karpatenbeckens auf paläopedologischer und bodengeographischer Grundlage. Kieler Geographische Schriften, 45: 1-268. 13 Abb., 24 Farbbilder.
- (1991): Argillic horizons in modern loess soils in an ustic soil moisture regime? Comparative studies in forest- steppe and steppe areas from Eastern Europe and the USA. Advances in Soil Science, **15**: 41-90. (incl. 2 soil maps).
- (1995): Introduction Some chronostratigraphical problems in eastern Central Europe. In: Schirmer, W. (Ed.): Quaternary field trips in Central Europe, Vol. I: 298-305, München.
- & HEINKELE, TH. (1989 a): Micromorphology and genesis of paleosols in the Luochuan loess section, China: Pedostratigraphic and environmental implications. Geoderma, 45: 123-143.
- & HEINKELE, TH. (1989 b): Paleosol sequences as witnesses of Pleistocene climatic history. In: A. ronger & J.Catt (Eds.): Paleopedology - Nature and Application of Paleosols. Catena Supplement, 16: 163-186.
- & HEINKELE, TH. (1990): Mineralogical and Clay Mineralogical Aspekts of Loess Research. Quaternary International, 7/8: 37-51.
- KALK, E. & SCHRÖDER, D. (1976): Über Glimmer- und Feldspatverwitterung sowie Entstehung und Umwandlung von Tonmineralen in rezenten und fossilen Lößböden. Geoderma, 16: 21-54.
- PANT, R. K. & SINGHVI, A. K. (1987): Pleistocene Climatic Changes and Landscape Evolution in the Kashmir Basin, India: Paleopedologic and Chronostratigraphic Studies. - Quaternary Research, 27: 167-181.
- WINTER, R., DEREVJANKO, O. & ALDAG, S. (1995): LOESS-Palaeosol-Sequences in Tadjikistan as a Palaeoclimatic Record of the Quaternary in Central Asia. Quaternary Proceedings, 4: 69-81.
- WINTER, R. & HEINKELE, TH. (1998): Pleistocene Climatic History of East and Central Asia based on paleopedological indicators in Loess Paleosol Sequences. Catena, 34: 1-17.
- WINTER, R. & SEDOV, S. (1998): Weathering and clay mineral formation in two holocene soils and in buried palaeosols in Tadjikistan: Towards a Quaternary Paleoclimatic Record in Central Asia. Catena, 34: 19-34.
- DING, Z., RUTTER, N. & LIU, T.S. (1993): Pedostratigraphy of Chinese Loess Deposits and Climatic Cycles in the last 2,5 Myr. Catena, 20: 73-91.
- DODONOV, A. E. (1979): Stratigraphy of the Upper Pliocene- Quaternary Deposits of Tajikistan (Soviet Central Asia). Acta Geologica Academiae Scientarum Hungaricae, **22 (1-4):** 63-73.
- (1984): Stratigraphy and Correlation of Upper Pliocene-Quaternary deposits of Central Asia. In: Pecsi, M. (Ed.): Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols, Budapest: 201-211.

- (1986): Stratigraphy and Paleogeography of Loess in Middle Asia. Annales Universitatis Mariae Curie-Sklodowska Lublin-Polonia, Vol. XLI,1: 1-14.
- (1991): Loess of Central Asia. Geojournal, 24(2): 185-194.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. Journal of Geology, 63: 538-578.
- FORSTER, TH. & HELLER, F. (1994): LOESS deposits from the Tajik depression (Central Asia): Magnetic properties and paleoclimate. Earth and Planetary Science Letters, **128**: 501- 512.
- FRECHEN, M., HORVARTH, E. & GABRIS, G. (1997): Geochronology of Middle and Upper Pleistocene Loess Sections in Hungary. Quaternary Research, 48: 291-312.
- DODONOV, A. E. (1998): Loess chronology of the Middle and Upper Pleistocene in Tadjikistan. Geol. Rundsch. 87: 2-20.
- PREUSSER, F. (1996): Kombinierte Lumineszenz Datierungen am Beispiel des Lößprofils Mainz - Weisenau. Frankfurter Geowiss. Arb. D 20: 53-66.
- HEINKELE, T. (1990): Bodengeographische und paläopedologische Untersuchungen im zentralen Lößplateau von China - ein Beitrag zur quartären Klimaund Landschaftsgeschichte. Schriftenreihe Inst. f. Pflanzenernährung und Bodenkunde d. Universität Kiel, **9:** 1-120.
- HELLER, F. & LIU, T. S. (1982): Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. Nature, 300: 431-432.
- & Liu, T. S. (1984): Magnetism of Chinese loess deposits. Geophys. J. R. Astron. Soc., 77: 125-141.
- IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX, A. C., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W. L. & SHACKLETON, N. J. (1984): The Orbital Theory of Pleistocene Climate: Support from a Revised Chronologie of the Marine ∂¹⁸O Record. In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. & Saltzman, B. (Eds.): Milankovitch and Climate: 269-305.
- ISSS-ISRIC-FAO (1994): World Reference Base for Soil Resources (Draft). (Compiled and edited by O.C. Spaargaren). Wageningen, Rome. 161pp.
- KOVANDA, J., SMOLIKOVA, L., HORACEK, I. (1995): New Data on four classic loess sequences in Lower Austria. Anthropozoikum, 22: 63-85. Praha.
- LAZARENKO, A. A. (1984): The LOESS of Central Asia. In: Velichko: Late Quaternary Environments of the Soviet Union, Minneapolis: University of Minnesota Press: 125-131.
- LIU, T. S. et al. (1985): Loess and the Environment. Beijing. 251p.
- Liu, X. M., LIU, T. S., SHAW, J., HELLER, F., XU, T. & YUAN, B. (1991): Paleomagnetic and paleoclimatic studies of Chinese loess. In: Liu, T.S. (Ed.): Loess, Environment and Global Change, Beijing: Science Press: 61-81.
- LOMOV, S. P. (1985): Soils of the major typical landscapes of Hissar nature economic field. Dushanbe (Donish Publishers), Tadjik. Academy of Sciences.
- MAISCH, M. (1995): Alpine Traverse. In: Schirmer, W. (Ed.): Quaternary field trips in Central Europe, Vol. II: 655-705, München.

- MARTON, P. (1979): Paleomagnetism of the Paks brickyard exposures. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. **22 (1-4):** 445-449.
- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eemzeitlichen Kieselgur von Bispingen / Luhe. Geol. Jahrb., A 21: 149-169.
- PÉCSI, M. & SCHWEITZER, F. (1995): The development of the Hungarian Lowland and Upland section of the Danube valley. In: Schirmer, W. (Ed.): Quaternary field trips in Central Europe Vol. I: 305- 317, München.
- — & PEVZNER, M. A. (1974): Paleomagnetic measurements in the loess-sequences at Paks and Dunaföldvar, Hungary. Földr. Közlem.: 215-219.
- & RICHTER, G. 1996. Löss. Herkunft, Gliederung, Landschaften. Z. Geomorphologie, N.F., Suppl.Bd 98: 1-391. Berlin, Stuttgart.
- PENKOV, A.V. & GAMOV, L. N. (1977): Paleomagnetic Datums in Pliocene-Quaternary Strata of Southern Tajikistan. Abstracts of the IGCP International Symposium on the Neogene-Quaternary Boundary: 46-47. Moscow.
- GAMOV, L. N. (1980): Paleomagnetic datums in the Pliocene to Quaternary strata of southern Tajikistan. The Neogene-Quaternary boundary (IGCP Project Nr.41), Nauka, Moscow, 189-194.
- RUDDIMAN, W.F., RAYMO, M., MCINTYRE, A. (1989): Matuyama 41,000- year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. Earth Planet. Sci. Letters, 80: 117-129.
- SCHRÖDER, D. (1992): Bodenkunde in Stichworten. Berlin, Stuttgart: Hirtverlag.
- SEMMEL, A. (1989): Paleopedology and Geomorphology: Examples from the western part of Central Europe. In: A. BRONGER & J. CATT (Eds.): Paleopedology -Nature and Application of Paleosols. Catena Supplement, **16**: 143-162.
- (1995): Stop 14: Quarry of the Portlandzementwerke Heidelberg at Mainz-Weisenau. In: SCHIRMER, W. (Ed.): Quaternary field trips in Central Europe, Vol. I: 452-454, München.
- SHACKLETON, N. J. (1987): Oxygen isotopes, ice volume and sea level. Quat.Sci.Reviews, Vol. 6: 183-190.
- & OPDYKE, N. D. (1973): Oxygene Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperature and Ice Volumes on a 10⁵ and 10⁶ Year Scale. Quaternary Research, **3**: 39-55.
- AN, Z., DODONOV, A. E., GAVIN, J., KUKLA, G. J., RA-NOV, V. A. & ZHOU, L. P. (1995): Accumulation Rate of Loess in Tadjikistan and China: Relationship with Global Ice Volume Cycles. - Quat. Proc., 4: 1-6.
- SINGHVI, A. K., BRONGER, A., SAUER, W. & PANT, R. K. (1989): Thermoluminescence dating of loess-paleosol sequences in the Carpathian Basin (East-Central Europe): A suggestion for a revised chronology. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), 73: 307-317.

- SMOLIKOVA, L. (1967): Polygenese der fossilen Lößböden der Tschechoslowakei im Lichte mikromorphologischer Untersuchungen. Geoderma, 1: 315-324.
- (1971): Gesetzmäßigkeiten der Bodenentwicklung im Quartär. Eiszeitalter u. Gegenwart, 22: 156-177.
- (1990): Problematika paleopedologie. Regionalni paleopedologie. In: NEMECEK, J., SMOLIKOVA, L. & KU-TILEK, M. (EDS.): Pedologie a paleopedologie, Praha: 381-479.
- ZEMAN, A. (1982): Bedeutung der Ferretto-Böden für die Quartärgeographie. Anthropozoikum, 14: 57-93. Praha.
- SOIL SURVEY STAFF (1975): Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys (Agriculture Handbook No. 436). Washington, D.C.:U.S. Govt. Printing Office. U.S.D.A. Soil Conservation Service.
- (1996): Keys to Soil Taxonomy (7th Edition). USDA, Soil Conservation Service - U.S. Government Printing Office.
- STANINKOVITCH, K. (1968): Geobotanic zonation of Tadjikistan. Atlas of Tajik SSR. Academy of Sciences of Tajik SSR.
- TIEDEMANN, R. (1991): Acht Millionen Jahre Klimageschichte von Nordwest-Afrika und Paläo-Ozeanographie des angrenzenden Atlantiks: Hochauflösende Zeitreihen von ODP-Sites 658-661. Berichte-Reports d. Geol.-Paläont. Inst. d. Univ. Kiel, 46: 1-190. Kiel.
- (1995): Meeressedimente Zeugen der Ozeanund Klimageschichte. Geograph. Rundschau, 47: 97-104.
- SARNTHEIN, M., SHACKLETON, N. J. (1994): Astronomic time scale for the Pliocene Atlantic ∂¹⁸O and dust flux records of Ocean Drilling Program site 659. Paleoceanography, Vol. 9, No. 4: 619-638.
- URBAN, B. (1997): Grundzüge der eiszeitlichen Klimaund Vegetationsgeschichte in Mitteleuropa. In: WAGNER, G.A. & BEINHAUER, K.W. (Eds.): Homo heidelbergensis von Mauer. Das Auftreten des Menschen in Europa, 241-263, Heidelberg.
- ZAGWIJN, W. H. (1992): The Beginning of the Ice Age in Europe and its major subdivisions. Quatern. Sci. Rev., Vol. 11: 583-591.
- ZAPRIAGAEVA, V.I. (1964): Wildgrowing fruits of Tajikistan. 695p. Moscow, Leningrad (russ.).
- (1968): Map of wildgrowing fruits, 1:1,5 Mill. Atlas of Tajik SSR, Academy of Sciences of Tajik SSR, Moscow, Leningrad, (russ.).
- ZÖLLER, L. (1995): Würm- und Rißlöß. Stratigraphie und Thermolumineszenz-Datierung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten. Habil.schrift.Fak. Geowiss. Univ. Heidelberg (unveröff.).

Manuskript eingegangen am 14. Juli 1998

Initial ice movement directions from the East and South South East during a late Weichselian readvance in NE Germany

JOACHIM ALBRECHT*)

Abstract: Two gravel pits (Kavelpaß and Wusseken), in the hinterland of the Pomeranian ice margin in NE Germany, have been investigated. Both sites possess glacifluvial sediments in the lower part of the available exposures, and a till in the upper part. Sedimentological studies and studies concerning ice movement directions have been carried out. There is a clear evidence that the initial ice movement direction was from E and SSE, which contrasts with the expected regional movement direction from NE through NNE. An explanation by the marginal dome concept is proposed in this paper.

Kurzfassung: Im Hinterland der Pommerschen Endmoräne in Nordostdeutschland sind zwei Kiesgruben (Kavelpaß und Wusseken) untersucht worden. Beide weisen glazifluviale Sedimente im unteren, sowie Geschiebemergel im oberen Teil der Lagerfolge auf. Sedimentologische Studien und Studien zur Eisbewegungsrichtung sind durchgeführt worden. Es ist deutlich, daß das Eis zu Beginn des Vorstoßes von Ost nach West, bzw. von Südsüdost nach Nordnordwest geflossen ist, und somit die Eisfließrichtung als abweichend von der erwarteten regionalen nordost-südwestlichen Bewegungsrichtung betrachtet werden muß. Eine Erklärung dieses Phänomens unter Zuhilfenahme des Marginaldomkonzeptes wird in dieser Arbeit vorgeschlagen.

Introduction

During the last glaciation, the Weichselian ice sheet reached its maximum extension during the Brandenburg Phase (Fig. 1). Thereafter it retreated to the Frankfurt marginal line, where it stagnated. After this Frankfurt Phase the ice margin retreated at least 200 kilometres into the Baltic Sea basin and readvanced during the Pomeranian Phase to the Pomeranian marginal zone. This course resulted in two different till beds, the Brandenburg till and the Pomeranian till, which can be distinguished from each other by the lithological composition of their clast contents (СЕРЕК, 1967). The Brandenburg till is characterised by a high amount of Silurian shale, whereas the Pomeranian till contains additional cretaceous chalk and flintstone (CEPEK, 1972; TGL 25232). After the Pomeranian Phase the ice sheet retreated successively with only short periods of standstill or possibly minor oscillations, which resulted in the formation of small recessional moraines. In recent years an additional third Weichselian till has been distinguished, the so-called Mecklenburg till (e.g. RÜHBERG & KRIENKE, 1977; EIERMANN, 1984; RÜH-BERG, 1987). It is characterised by its low thickness, a high sand/silt ratio and low clay content, and poor consolidation. Another characteristic is its remarkably high CaCO₃-percentage.

The expected directions of ice movement during these Phases are from the north-west through north, i.e. perpendicular to the ice margin. However, PETERSS (e.g. 1989, 1990) observed a number of till fabrics and stress joints, which deviate from the expected regional direction, but they were not discussed in detail.

General description

The localities described in this paper are situated in the eastern part of Mecklenburg/Vorpommern, approximately 50 to 60 km north of the Pomeranian ice margin. According to the Geological Map of Mecklenburg/Vorpommern 1:500 000 (1995), an ice margin of the Mecklenburg Sub-Stage (Rosenthal ice margin - W3R (REINHARD 1965; KLIE-WE, 1965; SCHULZ, 1965; RÜHBERG, 1987) runs a few kilometres south of the area in question. This margin corresponds roughly with the transition between flat moraine terrain to the north and hummocky moraine terrain to the south. The glaciolimnic basin of the "Haffstausee" (KLIEWE, 1965) is situated to the east of the actual area. To the north and to the west flat cover moraine areas (AARIO, 1977; ANDERSSON, 1998) dominate.

The surrounding landscape is rather flat, only slightly irregularly undulating. However, river valleys cut deep into the ground, up to 20 metres below the plain. Holocene sediments (sand and peat) are commonly occupy the valley floor. Tills are the dominating surficial sediment type in the

^{*)} Anschrift des Verfassers: MSC J. ALBRECHT, Dept. of Quaternary Geology, University of Lund, Sölvegatan 13, S-222 62 Lund, Sweden



Fig. 1: Geological overview. The Weichselian ice margins are shown. The framed area is shown in Fig. 2.

Abb. 1: Geologische Übersicht. Die Randlagen der Weichsel-Vereisung sind dargestellt. Das eingerahmte Gebiet wird in Abb. 2 gezeigt.

area. Some hollows are scattered throughout the landscape; although it is unknown if they were formed by dead ice or if they simply are marl pits.

Methods

Field work

56

Field work was carried out during several periods in 1995 and 1996, and an additional complementary field season in 1997.

The thoroughly cleaned sections were photographically documented and described. Overview sketches were drawn in addition to the photographs.

One or several representative places were chosen for sediment logging. At these places the sedimentary units, their structures and their internal contacts were documented layer by layer. Representative sediment samples were taken from each unit, both for gravel analysis and grain-size analysis. The diamicton samples were preferably taken where fabric analysis had been carried out.

Glacial striae and other forms of glacial erosion on cobbles and boulders were measured.

Fabric analysis

Closely spread pebble fabric analyses were carried out every half meter and in cases even closer in the diamict units. For each analysis, the trend and plunge (Twiss & Moores, 1992) of the a-axes (i.e. the longest axis) of 25 elongated particles were measured. 25 particles is a sufficient amount for statistical certainty (KRÜGER, 1994). The criteria for a measurable particle, as described by KJÆR & KRÜGER (1998) were: 1. The a-axis should be at least 1.5 times longer than the b-axis, and 2. The particle should be matrix-supprted. Horizontal shelves were dug into the section wall and the



Fig. 2: The investigation area with the key localities (Kavelpaß and Wusseken) described in this paper. Abb. 2: Das Untersuchungsgebiet mit den Schlüssellokalen (Kavelpaß und Wusseken), die in dieser Arbeit beschrieben werden.

measurable particles carefully uncovered with a knife. An important criterion was that the vertical distribution of the paricles does not exceed a few centimetres.

The data were plotted into a equal angle stereo net and the S1- and V1-values were calculated according to MARK (1973, 1974). Each analysis has its own designation, where K means Kavelpaß and W Wusseken. The number corresponds to the depth in cm above the contact to the underlying sediments.

If possible, even glacitectonical elements, such as fold data (dip and dip direction of fold axes and fold planes) and thrust planes were measured to reconstruct the direction of movement of the ice sheet.

Paleo-current directions were determined in the glaciofluvial units.

Lithological composition

The fraction between 2,8 an 10 mm was used to determine the lithological composition of the diamicton and gravel samples. This fraction was subdivided into subfractions (2,8-4 mm, 4-5,6 mm, 5,6-8 mm and 8-10 mm). For the examination of the clast a binocular microscope with a 6-50 x magnification was used. Each subfraction was counted separately. Every single particle was determined as detailed as possible in means of its rock type. The number of analyzed clasts in each sample varied between 400 and 900.

The determination of the different rock types and the division into groups and subgroups was based upon a modified German standard on lithological analysis (TGL 25232). According to CEPEK (1969) special weight has been attached to the dolomites.

The recognized rock types (subgroups within brackets) are:

Crystalline rocks (acid granites and gneisses, gabbros, diabases and dolerites, amfibolites); *Paleozoic limestones* (grey, red, glauconitic, sandy); *Dolomites; Paleozoic shales and alumshales; Sandstones* (red, purple, glauconitic, quartzitic, calcareous, siltstones, other) and quartzites; *Flintstones; Cretaceous limestone* (white, sandy, glauconitic); *Other* (eg coal, charcoal, limonite, iron clay stone, recent CaCO₃ precipitations).

The results of the analysis of the lithological composition are presented in horizontal bar diagrams. The different samples are plotted in their sedimentological order.

In some sections certain samples did not contain any calcareous matter, whereas other samples contained a lot of recent calcium carbonate precipitations. In those cases the recent precipitations were not taken into account.

Information about rock sources are taken from geological maps, e.g. Geologisk kort over den danske undergrund (1992) and FLODÉN (1977).

The magmatic and metamorphic rock types originate from the Baltic Shield and the Caledonides, whereas the paleozoic limestones and shales have their source in the central Baltic Sea. Cretaceous limestones and flintstones are components of the local bedrock. Sandstones and quartzites can be both long- and short-transported. The amount of their individual subgroups is often non-significant though.

Grain-size analysis

The grain size of both the diamictic and the sorted sediments were analyzed. For the coarse fractions (sand and gravel) sieving analysis was applied. The fractions correspond to the international Phi-scale. The finer fractions were analyzed with the hydrometer method (GANDAHL, 1952). The recieved values were recalculated and correlated to the Phi-scale. Results are presented as cumulative curves.

Site descriptions and local interpretations

Kavelpaß

The gravel pit at Kavelpaß is situated four kilometres north of Friedland (Fig. 2). The pit is cut into the southern edge of a relatively flat drumlinoid landform (1,5 x 1 km). The exposed section is about 80 m in length.

The stratigraphy consists of two main units (Fig. 3), glacifluvial sediments (unit 1) and a diamicton (unit 2). The section starts with 5-6 metres of glacifluvial sediments, mainly sand and gravel, but also some silt and some cobbles and boulders. These sediments are heavily deformed. Folds are common, mainly recumbent isoclinal and tight folds, boxfolds, etc. Faults are almost absent.

The transition to the next unit is represented by a very distinct and sharp erosive horizontal contact. A remarkable amount of boulders are situated at the contact. All of them show glacial striae on their upper side (Fig. 4). Grooves have been found in connection to these boulders (Fig. 5). Additional striated boulders have been found not in situ in the pit.

Above this contact follows a 3 to 4 metre thick diamicton (unit 2). This diamicton is homogeneous, massive, matrix-supported and contains only a very few gravel- or boulder-sized clasts. Its colour



Fig. 3: The section at Kavelpaß. Note the boulder assemblage at the distinct contact between the two sedimentary units.

Abb. 3: Der Aufschluß in Kavelpaß. Bemerkenswert ist die Ansammlung von Blöcken im Bereich der deutlichen Grenze zwischen den beiden sedimentären Einheiten.



Fig. 4: A boulder from the contact. The glacial striae are well-developed. Note the distinct stossand lee side.

Abb. 4: Ein Stein von der Grenze zwischen Einheit 1 und 2 mit deutlich entwickelten Gletscherschrammen. Stoß- und Leeseite sind deutlich zu sehen.

is brown. The matrix consists of sand and silt. In its lower part some deformed sand lenses exist. There is a poorly developed fissility visible in the lowermost 1-2 m. At the level of 2-2,5 m above the contact streaks of sand and silt occur. The uppermost meter of the diamicton is weathered. Calcareous components have been leached out. CaCO₃ has precipitated at the level 0,75 to 1,8 metres be-



Fig. 5: In connection with a vast majority of the boulders found at the contact grooves have been observed.

Abb. 5: In Verbindung mit der großen Mehrheit der Steine und Blöcke sind Grooves beobachtet worden.

low the surface at the sand and silt streaks mentioned above.

Signs of wind erosion have been observed on several boulders at the surface, eg on the so-called "Blücherstein", a huge erratic, which is situated just outside the pit. Such erosion can also be seen on numerous boulders in the pit, which are not in situ.

Results

The results of fabric analysis and lithological analysis are illustrated together with a simplified log through the section at Kavelpaß (Fig. 6).

Flow indicators: Stress indicators were measured in both the glacifluvial sediments (glaciotectonical elements) and in the diamicton (glacial striae and clast fabric).

The directions of the glacial striae were measured on 25 boulders and stoss and lee-side were determined in many cases. All the striae extend in a nearly exact east-west direction, with only a few degrees deviation. The stoss sides imply a movement direction from the east. Additional striated boulders and cobbles, which show the same direction of ice movement, have been observed at several other occasions. The grooves which are connected to the boulders indicate the same ice movement direction from the east.

In the diamicton very tight fabric analyses were carried out, 50 cm apart in a vertical profile. In the critical zone close to unit 1, the analyses have been done even tighter, 4 analyses within a space of 25 cm.

The first analysis (K 5) shows a hardly preferred orientation pattern. A certain east-west directed stress can be seen, but some measurements lie perpendicular to this east-west distribution, which lower the S1-value.

The next analysis (K 10) shows a similar but more preferred orientation pattern. The east-west stress direction is more marked and there are fewer perpendicularly situated particles.

20 cm above the contact (K 20) the orientation pattern has strengthened. The measurements are clustered around 80 degrees \pm 60 degrees with a dip of around 10 to 30 degrees.

At K 25 a remarkable change in the stress direction occurs. The direction of V1 has switched towards north-north east. S1 is fairly strong. This pattern continues more or less through the next



Fig. 6: A simplified log through the section at Kavelpaß. The results of both fabric analysis and lithological analysis are plotted in relation to their stratigraphical level.

Abb. 6: Ein vereinfachtes Profil durch den Aufschluß bei Kavelpaß. Die Ergebnisse von sowohl der Richtungsanalyse als auch der lithologischen Analyse (Kleingeschiebezählung) sind im Verhältnis zu ihrer stratigraphischen Position dargestellt.

two levels (K 75 and K 125), but thereafter S1 decreases, even if it is still preferred. The V1-values remain more or less the same between north through north-northeast throughout the remaining part of unit 2.

The dip and the dip direction of 15 fold axes and the vergence of the folds were analyzed in the glacifluvial sediments. The fold planes of four major folds have a vergence towards the west, i.e. the stress direction was from the east. The other folds are minor folds that verge towards the south.

Lithological composition: Four samples were taken in the diamicton and one in the underlying glacifluvial sediments. The most remarkable feature is the complete lack of calcareous material in the uppermost sample, whereas the sample beneath contains a lot of calcium-carbonate precipitations, which in some cases are difficult to distinguish from chalk.

The content of Precambrian crystalline rocks remains more or less the same throughout the succession, only somewhat higher values in the lowest diamicton sample and the sorted sediments. They amount to 30 to 50 % in all samples. The second largest group are paleozoic limestones, with around 30 % in each sample except the uppermost one, which does not contain any calcareous matter.

The other rock groups occur in minor amounts. It may be worth mentioning that Paleozoic shales are relatively abundant in the uppermost sample, whereas sandstones are relatively rare in the lowermost diamicton sample. The group "others" consists nearly solely of iron clay stone.

The gravel fraction consists therefore of both long-transported material and more local material (above all chalk and flintstone), but the impact of weathering makes it hard to draw any conclusions about the original composition.

Grain-size analysis: There are no significant differences between the samples taken in unit 2.

Interpretations

Unit 1

The glacifluvial sediments of unit 1 may have been deposited as an outwash plain or another type of glacifluvial supra-aquatic landform. They





have been glacitectonized by an ice advancing from the east. The glacier has eroded the upper part of the unit. With increasing ice thickness erosion ceased and deposition started (BOULTON, 1974; SUDGEN & JOHN, 1976). Cobbles and boulders were lodged and striated. Finally sedimentation of till (unit 2) started.

Unit 2

Very important are the differences in stress direction measured in the clast fabric analyses and indicated by the glacial striae. The glacial striae (along with the fold data) leave no doubt that the initial ice movement direction was from the east, which the fabric measurement results confirm. In the critical zone between the contact and 25 cm above the switch from eastern directions to the expected north-eastern directions takes place. The three lowermost measurements (K 5, K 10 and K 20) imply a stress direction from the east. K 20 possibly indicates a transition to a more northeastward direction.

At K 25 the movement direction has changed completely to the expected regional ice movement direction from the north north east. The orientation is preferred. This north north east direction continues throughout the remaining part of the till.

The uppermost analysis (K 275) is less preferred and may represent a flow till succession.

The lower part of the diamicton (up to approximately two meters from the contact) is regarded as a lodgement till. This interpretation is based upon its compactness, fissility, the erosive contact, deformed sand lenses, and the strong S1values of the fabric measurements. The upper part of the diamicton possibly consists of basal melt out till and flow till. The lower degree of con-

62

Wusseken

solidation of the till, the sand streaks, which are cemented with precipitated lime and the somewhat lower S1-values support this interpretation.

The ice advanced from the east, rode over preexisting glacifluvial sediments, deformed and eroded them. Boulders were striated at the erosion level. The lowermost 20 cm of the till bed were deposited from the east. Later the ice changed its movement direction. The new direction was from the north north east. This direction remained the same throughout the rest of the sequence. Lodgement till was deposited, which was possibly followed by a basal melt out till and a flow till during the final deglaciation. Despite the two different directions the continous sedimentation of the till bed implies a single ice advance.

The advance from the north north east caused a second generation of deformation structures in the glacifluvial sediments. Because of the increasing thickness of till the pore water pressure increased in the underlying sediments, which caused a lowering of the effective normal strain and thus caused deformation.

The diamicton looks the same throughout the whole section, except for some differences in color, which can be explained by the leaching and re-precipitation of lime. There are differences in the lithological compostion of the sediment, e.g. the lack of calcareous matter in the upper part. This lack is likely a result of weathering. The leached lime has then been precipitated at the light-streaked level within the diamicton. Both cretaceous limestone and sandstone/quartzite are unevenly distributed, whereas the other components are present in roughly the same percentage throughout the section.

According to the TGL 25232 the lithological composition of the till suggests a Weichselian age. This is in agreement with the present interpretation that the till represents the latest glaciation in the area. Its relatively high content in cretaceous chalk and flint may suggest a Pomeranian age. On the other hand, if the Mecklenburg Sub-Stage is represented by an own till, this Mecklenburg till should be the youngest and consequently unit 2 should be the Mecklenburg till, which is additionally indicated by the high lime content. This is in agreement with RÜHBERG (1987).

The lithological relationship between unit 1 and unit 2 is unclear. The differences in their lithological composition may imply different events. However, such differences may also be explained by different physical conditions of transport and sedimentation in running water and ice. The large gravel pit Wusseken is situated 9 kilometres NNW of Kavelpaß, ca. 10 kilometres SSW of Anklam (Fig. 2). The quarried glacifluvial sediments extend over a large area.

The stratigraphy, subdivided into two main units, looks similar to that of Kavelpaß: glacifluvial sediments at the bottom (unit 1) and a diamicton on the top (unit 2). The contact is erosive. Boulders with glacial striae are common at the contact. The lower part of the section is shown in fig. 8.

The glacifluvial sediments (unit 1) consist mainly of sand and fine gravel, and the outcropped part of them reaches an approximate thickness of 5 metres. Average grain sizes appears larger in the lower part than in the upper part. Dominating bedforms are tilted beds (tilt angle around 20°), which transist laterally into ripples. Folds are rare and sets of normal faults occur.

The upper part consists of the same type of sediment as the lower part, but on average the grain size appears smaller than below. Planar parallel laminated sands and fine gravel are dominating, but ripples and trough cross bedding are also common. The degree of deformation increases towards the top. Folds are common, often they are non-cylindrical. Some minor normal faults also occur.

The contact between unit 1 and unit 2 is distinct and clearly erosive, but not as horizontal as in Kavelpaß. It is slightly undulating. In general, the boulders at the transition between the two units are larger than in Kavelpaß, up to 1 metre in diameter (Fig. 9), but there are a lot of cobbles as well. They show glacial striation, but also other features of glacial erosion, such as crescentic fractures. In some cases there are two generations of striae or crescentic fractures from different directions exposed. Additional two-generation-marks are found on several boulders not in situ in the pit.

The diamicton (unit 2) is homogeneous, massive and matrix supported. The thickness varies between 1 metre and 4 metres, with an approximate medium size of 2 metres. The clasts are rounded. The upper meter of the sequence is weathered.

In places there is a distinct facies difference between the lower and the upper part of unit 2. The lower part is massive, over-consolidated and shows a distinct fissility, whereas the upper part is stratified, not consolidated and lacks fissility.



Fig. 8: Section through the sorted sediments (unit 1) in Wusseken. The diamicton (unit 2) has been removed by the excavator.

Abb. 8: Schnitt durch die sortierten Sedimente (Einheit 1) in Wusseken. Das Diamikton (Einheit 2) ist abgeschoben worden und deshalb nicht zu sehen.

Results

At the contact between unit 1 and unit 2, the numerous boulders show glacial striae and crescentic fractures. They indicate two different directions, one from the north east and another from the south-south east, which is implied by both stoss and lee sides and the orientation of the crescentic fractures. Two boulders show glacial striae (from both directions) and crescentic fractures (from the south south east). Stoss and lee side are well-developed. The north east striae are younger than the south south east striae. Additonally, c. ten more boulders have been found not in situ with two directions of striae with the same angle inbetween the two sets of striae.

The areal distribution of the boulders is depicted in Fig. 10.

The results of fabric analysis and lithological analysis are illustrated together with a simplified log through the section at Wusseken (Fig. 11).

Flow indicators: A number of analyses were carried out to determine the paleostress conditions, both in the glacifluvial sediments (unit 1) and the diamicton (unit 2).

In the diamicton, fabric analyses were carried out in a vertical profile, 50 cm apart from each other. Close to the contact between the two sedimentary units, additional 4 analyses were made within 25 cm.

The lowermost analysis, at the level between 2 and 4 cm above the contact (W 2-4), shows a strongly preferred orientation from the south south east, which is roughly the same value as the glacial striae on the boulders.

At the next level, W 5, all directions except the sector between 180 to 270 degrees are present. Particles lie more or less horizontally.



Fig. 9: A large striated boulder found at the contact between unit 1 and unit 2. Stoss and lee side are very well-developed. Scale: around 1 m in diameter.

Abb. 9: Ein großer geritzter Block, gefunden an der Grenze zwischen Einheit 1 und Einheit 2. Stoß- und Leeseite sind gut ausgebildet. Maßstab: ca. 1 m im Durchmesser.



Fig. 10: The areal distribution of the striated boulders from the interface between unit 1 and unit 2. The boulders are not in scale.

Abb. 10: Die Verteilung der geritzten Blöcke zwischen Einheit 1 und Einheit 2. Die Blöcke sind nicht maßstäblich dargestellt.

At W 10, the south south east - north north west component becomes weaker and the north east component becomes dominant. At W 25, the measurements are clustered around north north east with a dip between 0 and 30 degrees. This pattern continues with very small variations up to the W 200. The analyses in the uppermost part of the diamicton (W 250 and W 300) show a less preferred pattern.

In both the lower and the upper part of unit 1, the direction of sediment transport has been determined. Sedimentary structures indicate a mean flow direction from the north east.

In unit 1, the vergence of a couple of folds and the dip and dip direction of the fold axes were measured. The fold axes extend roughly in north south direction. They dip in both directions, but their dip angel is normally quite low. The folds verge normally to the west.

Litbological analysis: Two samples were taken in the glacifluvial sediments (unit 1). In the diamicton, four samples were taken in a vertical profile, one directly above the contact between unit 1 and unit 2, the next 50 cm above and the remaining two one meter apart, respectively.

The lithological composition does not vary very much throughout the section. The amount of crystalline rocks (gneisses, granites, amphibolites etc.) exceeds mostly 40%, but does not reach



Fig. 11: Simplified log through the section at Wusseken. The results of both fabric analysis and lithological analysis are plotted in relation to their stratigraphical level.

Abb. 11: Ein vereinfachtes Profil durch den Aufschluß bei Wusseken. Die Ergebnisse von sowohl der Richtungsanalyse als auch der lithologischen Analyse (Kleingeschiebezählung) sind im Verhältnis zu ihrer stratigraphischen Position dargestellt.

50 %. The percentage of paleozoic limestone is nearly of the same figure, maybe somewhat lower than crystalline. The remaining 15 to 20 % consist mainly of sandstone and quartz. Chalk and flintstone do not exceed 2 % (except in unit 1 with 3-4 %) and neither do palezoic shales. Dolomites and cretaceous limestones are very rare, almost absent in all of the samples.

The lithological composition of all samples is thus dominated by long-transported material. The local bedrock (cretaceous and tertiary rocks) is represented in very low amounts.

Grain-size analysis: The samples taken in unit 2 appear to be without significant differences. They contain a large amount of sand and are poorly sorted (Fig. 12).

Interpretation

Unit 1

The sediments in unit 1 are deposited in a glacifluvial environment, maybe as a proglacial outwash plain. Deformation structures are rare in the lower part of unit 1, but there are some normal faults indicating melting of buried dead ice somewhere in the ground. As unit 1 is deposited from the north east, it should be connected to the main ice sheet and not to the advance from the south south east.

The boulders at the contact can be the remains of an eroded coarse-grained bed. They show crescentic fractures and glacial striae with two different directions. Boulders with two different directions gave the opportunity to determine the relative age between the two sets of striae and crescentic fractures. On those boulders the striae from the south south-east are the older ones. The boulders with striae from the south south east may have been covered by till at an early stage, which prevented the erosion of the striae. Maybe even the other boulders were striaed from the south south-east, but those striae have been eroded by the new ice movement direction from the northeast.

Unit 2

Despite different ice movement directions the till represents a single ice advance. It is a complete till succession with a compact and overconso-




Abb. 12: Korngrößenkurven der Proben von Wusseken

lidated lodgement till with fissility at the bottom, followed by a less consolidated, stratified melt out till and finally a flow till on top.

As already explained, the till may first have been deposited in small depressions in the landscape, and preserved the signs of initial ice movement directions in those depressions. In such a depression the series of clast fabric analyses was carried out, which show an initial ice movement direction from the south south-east and a transition towards the normal north-east direction occurs within a vertical space of 10 cm. The lowermost fabric analysis shows the same stress direction from the south south-east as the striae on the boulders. The following analysis (W 5) represents the transition between the south south eastern and the north eastern direction of ice flow.

In the following six fabric levels (W 10, W 25, W 50, W 100, W 150, W 200) a clear north-east stress direction prevails. As this part of the till succession can be interpreted as a lodgement till and



Fig. 13: Ternary plot according to TGL 23252 Fig. 13: Dreieckdiagramm nach der TGL 23252



Fig. 14: Possible regional interpretation. The advancing glacier surges into a basin. On top of the flat glacier tongue a marginal dome builds up, which has a movement pattern independent from the main ice sheet. Movement direction can thus become perpendicular (Kavelpaß) or nearly opposite (Wusseken) to the regional movement pattern. When the ice sheet overrides the marginal dome, the ice movement becomes normal again.

Abb. 14: Mögliche regionale Interpretation. Der vorstoßende Gletscher fließt in ein proglaciales Becken aus. Auf der flachen Oberfläche der entstandenen Gletscherzunge wird ein Marginaldom aufgebaut, der ein vom Haupteis abweichendes Bewegungsmuster hat. Die Bewegungsrichtungen können somit rechtwinklig (Kavelpaß) oder sogar entgegengesetzt (Wusseken) zur regionalen Fließrichtung werden. Wenn der Hauptgletscher schließlich den Marginaldom überfährt, normalisiert sich die Eisbewegungsrichtung wieder. a basal melt-out till, this northeast direction can be regarded as the movement direction of the ice sheet when this succession was deposited.

The uppermost two fabric analyses (W 250 and W 300) show a significantly less preferred distribution pattern, which together with the characteristics mentioned above can be interpreted as a flow till pattern.

The conclusion is that during its advance from the south south east the ice has overridden probably proglacial sediments, eroded them to a certain amount, striated boulders and cobbles and finally deposited till. Then the ice changed its movement direction to a north-eastern direction. The ice eroded the uncovered erosion marks on the boulders and maybe deformed the upper part of the sediments. underlying The boulders were striated once again from this new north-eastern direction and lodgement till was deposited. Only in depressions the older striae and the previously deposited till are preserved. Lodgement till was deposited at first, then the ice stagnated and melt out till formed. Finally a flow till sequence with random clast fabric directions was formed at the top, which filled out the depressions in the landscape, explaining the variations in thickness of the diamicton.

A chronological interpretation of the sequence is difficult to make. According to the TGL 25232 the lithological composition of the till (and the glacifluvial sediments as well) should be of Saalian age, which is very unlikely because of its stratigraphical position. In this case the two or three younger tills would be missing. Instead the till certainly represents the youngest glaciation in the area. The glacier can have picked up material from the underlying glacifluvial sediments. This interpretation is also supported by the presence of the rounded clasts in the till. Thus the lithological composition of the till reflects the lithological composition of the older sediments beneath.

Discussion and conclusions

The tills in Kavelpaß and Wusseken can be correlated with each other. Both represent the youngest glacial event in the area. The two sites are close to each other. There is no end moraine between them. Both tills display an anomalous initial ice movement direction. The ternary diagram of the TGL 25232 (Fig. 13) is contradictory, however. It shows a Saalian age for the till in Wusseken, which is not likely. The ice has probably picked up material from the underlying sediments. The till reflects thus the lithological composition of the underlying sediments. Hence, the standard plot may be used with caution.

Anomalous ice movement directions are not especially uncommon. Similar phenomena have been reported from other parts of central Europe (e.g. MALMBERG-PERSSON & LAGERLUND, 1994; LAGER-LUND et al., 1995; PETTERSSON, 1997).

Surges can explain variations in ice movement (Fig. 14). A large ice sheet can surge into a waterfilled depression because of various reasons (LA-GERLUND, 1987; SHARP, 1988a; SHARP, 1988b; SHARP et al., 1988). The thermal regime of the glacier, the nature of the subglacial hydrological system and the character of the subglacial bed are important parametres (SHARP, 1988a). It is almost impossible to reconstruct both the thermal regime of the glacier and the subglacial hydrological system, but a water- or ice-filled basin in front of an advancing glacier could trigger a surge. The present-day basin of the Stettiner Haff and the lowland around it could have acted as such a basin. The movement direction from the east in Kavelpaß can be explained by such a surge into the Stettiner Haff basin. However, explaining the movement from the south south east in Wusseken remains a problem. An ice movement direction from the south south east is nearly 180° opposite to the expected regional ice movement direction. Even if a surge could possibly explain such a direction, other alternative possibilities must be taken into account. The marginal dome concept proposed by LAGER-LUND (1987) is one of those likely interpretations. In Fig. 11 the idea of a glacial surge is developed further more: The surge causes a flat ice surface to form. Because of the high albedo of the ice sheet, a very strong high pressure developes above the ice sheet, which forces the low-pressure systems along a track at the margin of the ice sheet. Precipitation is released predominantly at the margin of the glacier. On the flat surface of the surged ice tongue a lot of that precipitation accumulates, which causes the tongue to increase in thickness. Eventually the pressure melting point is reached at the base and the created local ice dome becomes activ independently from the major ice sheet. Movement directions are thus perpendicular towards the edge of the dome and deviate in this way from the regional direction. Even completely unusual and hard-explained directions may occur. Finally, the advancing glacier overruns the local ice dome, incorporates it and the movement direction changes to the normal direction from the north east.

There are other possibilities to explain anoumalous ice movement directions. Topographic obstacles, like pronounced hills or bedrock, in front of the advancing ice sheet could cause a change of the ice movement direction. In the actual area this possibility seems to be unlikely.

The course described above probably occurs during the main retreat of the Weichselian ice sheet and represents a minor readvance. According to the Geological map (1995) the tills could be Mecklenburg Sub-Stage tills. Thus the glacifluvial deposits should be connected to the Pomeranian deglaciation, even if their lithological composition suggests a Saalian age.

Acknowledgements

This study was supported by a grant from the Swedish Natural Science Research Council.

I would like to thank my supervisor Erik Lagerlund for the support and the discussions in the field and at home. Thanks to Lena Adrielsson and Per Möller, who critically read the manuscript, to Ian Snowball who corrected the language, and to all who helped me during my work.

References

- AARIO, R. (1977): Classification and termology of morainic landforms in Finland. - Boreas 6: 87-100; Oslo.
- ANDERSSON, G. (1998): Deglaciation pattern and dynamics in the Bolmen area, southwestern Sweden. -Lundqua Thesis 42; Lund.
- BOULTON, G.S. (1974): Processes and patterns of glacial erosion. - In: COATES, D.R. (Hrsg.): Glacial geomorphology: 81-87; New York.
- CEPEK, A.G. (1967): Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. - Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A 12, 3/4: 375-404, 4 Abb., 1 Tab.; Berlin.

- (1969): Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in den Grundmoränen im Nordteil der DDR. - Geologie, 18: 657-673, 5 Abb., 4 Tab.
- (1972): Zum Stand der Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit in der DDR. - Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, XXI, math.-nat. R., 1: 11-21, 5 Abb.; Greifswald.
- EIERMANN, J. (1984): Ein zeitliches, räumliches und genetisches Modell zur Erklärung der Sedimente und Reliefformen im Pleistozän gletscherbedeckter Tieflandsgebiete - ein Beitrag zur Methodik der mittelmaßstäbigen naturräumlichen Gliederung. - In: RICHTER, H. und AURADA, K. (Hrsg.): Umweltforschung. Zur Analyse und Diagnose der Landschaft: 169-183; Gotha.
- GANDAHL, R. (1952): Hydrometermetoden. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 74, 4: 497-512.
- FLODÊN, T. (1977): Beskrivning till berggrunddskarta över Sveriges omgivande havsområden. - Geol. Inst., University of Stockholm.
- HICOCK, S. R., GOFF, J. R., LIAN, O. B. and LITTLE, E. C. (1996): On the interpretation of subglacial till fabric. - Journal of Sedimentary Research, 66, 5: 928-934, 5 Abb.
- KLÆR, K. & KRÜGER, J. (1998): Does clast size influence fabric strength? - Journal of Sedimentary Research, 68, 5: 746-749, 2 Abb.
- KLIEWE, H. (1965): Das Pommersche Stadium nördlich des Mecklenburgischen Grenztales. - In: GELLERT G. F. (Hrsg.): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. 261 S.; Akademie-Verlag Berlin.
- KRÜGER, J. (1994): Glacial processes, sediments, landforms and stratigraphy in the terminus region of Myrdalsjökull, Iceland. - Folia geographica Dania, XXI: 22-27.
- MALMBERG-PERSSON, K. & LAGERLUND, E. (1994): Glacial dynamiks and transport of debris during the final phases of the Weichselian Glaciation, southwest Skåne, Sweden. - Journal of Quaternary Science, 9, 3: 245-256, 13 Abb., 1 Tab.
- LAGERLUND, E. (1987): An alternative glaciation model, with special reference to the glacial history of Skåne, South Sweden. - Boreas, 16: 433-459, 12 Abb.
- MALMBERG-PERSSON, K., KRZYSZKOWSKI, D., JOHANSSON, P., DOBRACKA, E., DOBRACKI, R. and PANZIG W.-A. (1995): Unexpected ice flow directions during the late Weichselian deglaciation of the south Baltic area indicated by a new lithostratigraphy in NW Poland and NE Germany. - Quaternary International, 28: 127-144, 13 Abb.
- MARK, D. M. (1973): Analysis of axial orientation data, including till fabrics. - Geological Society of America Bulletin, 84: 1369-1374

- (1974): On the interpretation of till fabrics. Geology, 2, 2: 101-104, 2 Abb.
- PETERSS, K. (1989): Zur Ermittlung der Eisbewegungsrichtungen im Nordteil der DDR. - Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, 38, math.-nat. R., 1-2: 42-52, 14 Abb.; Greifswald.
- (1990): Strukturtektonische Untersuchungen glazigener Sedimente im Raum Stoltera-Kühlung. - Z. geol. Wiss., 18: 1093-1103, 10 Abb.; Berlin.
- PETTERSSON, G. (1997): Unexpected ice movement directions during the last deglaciation in Ujscie, NW Poland - stratigraphical investigations. - Quaternary Studies in Poland, 14 (in press): 12 Abb., 2 Tab.; Poznan.
- REINHARD, H. (1965): Das Pommersche Stadium südlich des Mecklenburgischen Grenztales. - In: GELLERT, G.F. (Hrsg.): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. 261 S.; Akademie-Verlag Berlin.
- RÜHBERG, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. - Z. geol. Wiss., 15, 6: 759-767, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin
- & KRIENKE, H.D. (1977): Zur Geschiebeführung der Weichselgrundmoräne im westlichen Odermündungsgebiet. - Z. geol. Wiss., 5, 6: 805-813, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- SCHULZ, W. (1965): Die Stauchendmoräne der Rosenthaler Staffel zwischen Jatznick und Brohm in Mecklenburg und ihre Beziehung zum Helpter Berg. -Geologie, 14, 5/6: 564-588, 12 Abb.; Berlin.
- SHARP, M. (1988): Surging glaciers: behaviour and mechanisms. - Progress in Physical Geography, 12: 349-370, 5 Abb.
- (1988): Surging glaciers: geomorphic effects. Progress in Physical Geography, 12: 533-559, 4 Abb.
- Lawson, W. & Anderson, R.S. (1988): Tectonic processes in a surge-type glacier. - Journal of Structural Geology, 10, 5: 499-515, 16 Abb.
- SUGDEN, D. E. & JOHN, B. S. (1976): Glaciers and landscape. - Edward Arnold Ltd., London.
- TGL 25232 (1980): Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. - Zentrales Geologisches Institut: 26 S.; Berlin.
- TWISS & MOORES (1992): Structural Geology. H. W. Freeman and Company, New York.
- Geologische Karte von Mecklenburg/Vorpommern, Übersichtskarte 1:500 000 (1994) - Geologisches Landesamt Mecklenburg/Vorpommern; Schwerin.

Manuskript eingegangen am 17. August 1998

70

Lithostratigraphy and paleoenvironmental development recorded in the coastal cliffs of SE Usedom, Germany

71 - 83

9 Abb., 2 Tab.

KÄRSTIN MALMBERG PERSSON*)

- glacial sediments, coastal cliffs, paleoenvironment, Usedom, Germany -

Abstract: The glacial sediments in the coastal cliffs on Usedom, NE Germany, were studied with emphasis on reconstructing the paleoenvironmental development. In the lower part of the sections, the strongly sheared Langerberg till crops out. It is part of what is probably a marginal push moraine complex, deposited during a readvance, possibly from the northwest.

After the readvance, a large marginal downwasting sediment-and-ice complex remained, where the Ückeritz sand was deposited on the ice, partly in waterfilled basins. Supraglacial debris was deposited as diamicton beds in the sand and as a sporadic diamicton bed on top of the sand. The investigated sequence represents the final Weichselian deglaciation in the area. The units can be correlated to the youngest glacial deposits on western Wolin, NW Poland.

[Lithostratigraphie und Entwicklung des Paläomiljeus in den Küstenkliffen von SE Usedom, Deutschland]

Kurzfassung: Die glazialen Sedimente der Küstenkliffe von Usedom, NE-Deutschland, sind unter besonderer Berücksichtigung der Rekonstruktion der Entwicklung des Paläomiljeus untersucht worden. Im unteren Teil des Anschnittes ist der stark gescherte Langerberg-Till aufgeschlossen. Dieser ist wahrscheinlich Teil eines marginalen Stauchmoränenkomplexes, der während eines Eisvorstoßes, vermutlich aus dem NW, abgelagert worden ist. Der Vorstoß hinterließ einen weitflächigen marginalen Eiszerfallskomplex, auf den der Ückeritz-Sand, zum Teil in wassergefüllten Becken aufgeschüttet wurde. Supraglazialer Schutt wurde sowohl in Form von Diamiktit-Lagen im Sand, als auch als sporadische Diamiktdecke auf dem Sand abgesetzt. Die untersuchte Sequenz entspricht der letzten weichselzeitlichen Deglaziation in diesem Gebiet. Die Einheiten können mit den jüngsten glazialen Ablagerungen im Westteil von Wolin, NW-Polen, korreliert werden.

Introduction

Recent investigations in NW Poland have resulted in a new lithostratigraphy for the Weichselian deposits in that area (MALMBERG PERSSON & LAGERLUND 1994; LAGERLUND et al. 1995). The new stratigraphy has important implications for the reconstruction of the glacial dynamics during the late phases of the Weichselian glaciation and the deglaciation in the southern Baltic area. Indications of a late readvance from the NW in northwestern Poland suggest that the traditional deglaciation model (e.g. ANDERSEN 1981) needs revision. In the present study the Quaternary lithostratigraphy in the coastal cliffs on the German island of Usedom (Fig. 1) was investigated, with emphasis on reconstructing the environmental development, to find out if it can be correlated with the new results from NW Poland. No attempts have been made to make correlations with the German stratigraphy.

The uplands of central Usedom have been described as part of a push end moraine (Stauchendmoräne), deposited during a Late Weichselian readvance: the North Rügen - East Usedom Stage (Nordrügen-Ostusedomer Staffel) by KLIEWE (in: NIEDERMEYER et al. 1987). According to MÜLLER et al. (1995) the higher-lying parts of central and north Usedom consist of glaciolacustrine sand, deposited in depressions between blocks of dead ice.

Lithostratigraphic investigations on Usedom have recognised an upper till, characterised by moderate rates of Palaeozoic limestone and up to 10% Cretaceous chalk and flint in the gravel fraction, overlying a sand bed, in turn overlying a lower till with little or no Cretaceous chalk but with abundant Palaeozoic limestones (SCHULZ 1959). The main part of the lower till is found under the Baltic sea level (SCHULZ 1959). The two lower units display strong deformations, interpreted as icemarginal glaciotectonics by SCHULZ (1959) and as gravitational and loading structures in a periglacial environment by RUCHHOLZ (1979).

MULLER et al. (1995) consider the deformations in the sand to be caused by loading and subsequent slumping when the sediments were overridden by the last glacier in the area, during the Mecklenburg advance, when the upper (W3) till was deposited. The lower till is tentatively correlated

^{*)} Address of the author: Dr. K. MALMBERG PERSSON, Geological Survey of Sweden, Kiliansgatan 10, SE-223 50 Lund, Sweden

SWEDEN The Baltic Sea The Baltic Sea Rügen Rügen Rügen Rewal GERMANY SWEDEN The Baltic Sea Streckeisberg Subbenfelde Subbenfelde Subbenfelde USEDOM USEDOM JOKEN JOKEN JOKEN

Fig. 1: Location map. Abb. 1: Übersichtskarte.

to the Saalian by MÜLLER et al. (1995).

In NE Germany two Weichselian till beds have been identified by CEPEK (1969,1972) who found that the lower W1 till contains high rates of Palaeozoic shale and extends to the Brandenburg marginal zone. After a recession up to the Baltic Sea, the ice readvanced to the Pomeranian marginal zone, depositing the overlying W2 till, which has significantly higher rates of Cretaceous chalk and flint. According to MÜLLER et al. (1995) the W2 till in parts of NE Germany consists of two separate till beds (which are not represented in the Usedom cliffs) and also an upper W3 till exists.

The stratigraphy on Usedom can at present not be correlated north-westward with the stratigraphy on Rügen (PANZIG 1991, 1997) where at least five Weichselian till beds have been recognised. However, according to PANZIG (1998, pers. comm.) the lower diamicton in the Usedom cliffs may correspond to the m2m-2 till on Rügen.

The stratigraphy further to the east, in Poland, has not been correlated with the German stratigraphy. In Poland, the Pomeranian stage is considered to be a mainly recessive stage and no major oscillation of the ice sheet is recorded (Kozarski 1981, 1987, Karczewski 1990, 1994). The Late Weichselian should therefore be represented by only one till unit, and recent investigations in the Rewal area (Fig. 1) have confirmed this (Lager-LUND et al. 1995). However, in the western part of Wolin island, just east of the German border, the youngest Weichselian till is rich in chalk and deposited by ice coming from the NW-W (LAGERLUND et al. 1995).

In order to find out if this stratigraphy can be extended to areas further to the west, the coastal cliffs of SE Usedom were studied with mainly sedimentological methods, supplemented with petrographical analyses of the 3-8 mm gravel fraction in diamicton samples. Some preliminary results from this study and a tentative correlation to the stratigraphy on Wolin were given by LAGER-LUND et al. (1995).

Geologic setting

The island of Usedom is built up of core areas consisting of Pleistocene glacial sediments, forming uplands with high and irregular relief. Some of these areas are being strongly eroded at the coast, where up to 50 m high cliffs exist. The surrounding lowland areas consist mainly of young fluvial sediments and cover moraine, often draped by eolian sand. The bedrock consists of Cretaceous limestone. In this study, the field work was concentrated to the cliffs at Langerberg, which provided the best sections, but reconnaissance studies were also made at the cliffs between Ückeritz and Stubbenfelde and at Streckelsberg (Fig. 1).

Description of the sections

The main facies making up the coastal cliffs is a well-sorted fine to medium sand, which often

reaches from the beach up to the top of the cliffs (Fig. 2). On top of the sand, a sporadic diamicton unit is sometimes found. In the uppermost part of the cliffs, eolian sand is often exposed, sometimes with a more or less well-developed organic horizon below, representing a former ground surface. In the lower part of the sections a strongly deformed diamicton crops out in a few places.

The Langerberg till - the lower diamicton

The lower diamicton crops out at the base of the cliffs in a few places. It is intensely deformed and often anticlinal and diapir-like structures form protrusions at the base of the cliffs (Fig. 3).

The diamicton is very hard and mostly massive, but in places it displays a foliation made visible by colour differences between diamicton laminae with different petrographic composition. The grain-size composition varies strongly. The clay content was between 12 and 29% in six samples of the lower diamicton. In some places folded beds and contorted lumps of sedimentary clay, silt and sand were found in the diamicton.

The petrographic composition and colour vary



Fig. 2: The section at Langerberg. Fabric analyses 1-8 are shown as black dots. Arrows indicate glaciotectonic pressure directions. Facies codes are: Dmm - diamicton, matrix-supported, massive; Dms diamicton, matrix-supported, stratified; Gmm - gravel, matrix-supported, massive; Gcm - gravel, clastsupported, massive; Sm - sand, massive; Spp - sand, planar parallel-laminated, Stc - sand, trough crosslaminated; Sr(A) - sand, ripples typ A; Sil - silt, laminated; C - clay.

Abb. 2: Der Aufschluß am Langerberg. Geschiebeeinregelungsmessungen 1-8 sind durch schwarze Punkte gekennzeichnet. Pfeile markieren glaziotektonische Druckrichtungen. Die Fazienkodes sind: Dmm - Diamikton, matrixgestützt, massiv; Dms - Diamikton, matrixgestützt, geschichtet; Gmm - Kies, matrixgestützt, massiv; Gcm - Kies, komponentengestützt, massiv; Sm - Sand, massiv; Spp - Sand, planparallel laminiert; Stc - Sand, trogkreuzgeschichtet; Sr(A) - Sand, Rippeln Typ A; Sil - Schluff, laminiert; C - Ton.



Fig. 3: Deformed Langerberg till overlain by sand at the base of the cliff at Stubbenfelde. Abb. 3: Deformierter Langerberg-Till mit darüberliegendem Sand an der Basis des Stubbenfelder Kliffs.

strongly in the unit (Fig. 4A). Samples were taken in a light grey diamicton type with high clay and silt rates (29 and 51% respectively of the matrix) where the fine gravel fraction contained 48% Cretaceous chalk (sample 5, Table 1 & Fig. 5). Another sample consisted of very dark grey diamicton which was folded together with the chalkrich type at 1050 - 1100 m (Figs. 2, 4B). The clay and silt rates were 23 and 33% respectively and the petrographic composition (sample 4, Table 1 & Fig. 5) was predominated by crystalline rocks and Palaeozoic limestone. No Cretaceous chalk but 10 % of Cretaceous marl was found. The dark colour was most likely due to the presence of black coal fragments (3% in the fine gravel fraction). Coal was not found in any other sample. Fold axes in the lower diamicton were measured in three places at the Langerberg section (Fig 2). The vergence of the folds implies deformation from a NW direction (290°, 322° and 335°).

Clast fabric was measured in 3 places in the lower diamicton at Langerberg. At analysis 7 (Fig. 2), the fabric was weak with one mode in NNW and one in E, at analyses 6 and 8, the fabrics were moderately strong, one with a NE-SW orientation and one with the maximum clustering in ESE (Table 2).

The strongly folded diamicton at 1080 - 1130 m in the Langerberg section (Fig. 2) has a roughly horizontal upper surface, which is draped by undisturbed, horizontal beds of stratified diamicton (Fig. 4B), with similar petrographical composition as the underlying folded diamicton. The diamicton beds are interlayered with beds of gravel and massive and laminated sand, silt and clay. A 15 cm thick tabular bed of gravel with planar cross-stratification had foresets dipping towards 330°.

In other places the protruding parts of the lower diamicton are surrounded by massive sand, sometimes containing deformed slabs of diamicton, showing that the till and sand were deformed together in those places.

The Ückeritz sand

The thickest stratigraphic unit in the coastal cliffs at Usedom is the Ückeritz sand, of which up to 50 m is displayed in the sections. It consists mainly of well-sorted fine and medium sand in planar par-



Fig. 4A: Langerberg till with tectonic lamination at about 1100 m in the Langerberg section. The dark and light grey laminae have different petrographical composition.

Abb. 4A: Langerberg-Till mit tektonischer Lamination bei 1100 m des Aufschlusses am Langer-berg. Die dunklen und hellen Laminen haben unterschiedliche petrographische Zusammensetzung.



Fig. 4B: Folded Langerberg till overlain by undeformed diamicton, sand and gravel. Abb. 4B: Gefalteter Langerberg-Till, der von undeformiertem Diamiktit, Sand und Kies überlagert wird. Table 1: Petrographical analyses and calculated means and standard deviations for diamicton samples from Langerberg.

Tab. 1: Petrographische Analysen sowie berechnete Mittelwerte und Standardabweichungen für die Diamiktit-Proben vom Langerberg.

Sample no.	Crystalline rocks (%)	Sandstone (%)	Shale (%)	Palaeozoic limestone (%)	Cretaceous rocks (%)	Quartz (%)	Others (%)
Upper diamid	cton						
11	33	4	7	31	17	4	4
10	36	5	5	36	11	4	3
9	42	5	5	42	2	2	2
8	45	15	2	35	0	2	1
7	29	4	8	31	16	5	7
6	40	5	5	38	5	4	3
mean	37,5	6,3	5,3	35,5	8,5	3,5	3,3
s.d.	6,0	4,3	2,1	4,2	7,2	1,2	2,1
Lower diamie	cton						
5	18	2	3	22	48	4	3
4	33	3	1	37	10	10	6
3	35	5	5	44	2	6	3
2	28	4	1	65	1	1	0
1	64	6	3	23	1	3	0
mean	35,6	4,0	2,6	38,2	12,4	4,8	2,4
s.d.	17,2	1,6	1,7	17,7	20,3	3,4	2,5



Fig. 5: Petrographical analyses of diamicton samples from Langerberg. Sample 1 - 5 are from the Langerberg till (lower diamicton), samples 6 - 11 are from the upper diamicton.

Abb. 5: Petrographische Analyse der Diamiktitproben vom Langerberg. Die Proben 1-5 stammen vom Langerberg-Till (untere Diamiktit), die Proben 6-11 vom oberen Diamiktit. Table 2. Calculated main vectors and eigenvalues for fabric analyses from Langerberg.

Tab. 2: Berechnete Hauptvektoren und Eigenwerte für die Geschiebeeinregelungsmessungen vom Langerberg.

Analysis no	V1 azimuth/ plunge	S 1	\$3
1 (upper diamicton)	45/20	0.545	0.116
2	26/8	0.806	0.047
3	39/6	0.770	0.052
4	213/30	0.804	0.058
5	51/10	0.699	0.065
6 (lower diamicton)	98/11	0.669	0.057
7	323/19	0.487	0.109
8	33/7	0.672	0.092

there is some evidence of transport towards the SSE.

Beds of silt and diamicton occur in the sand, mainly in the lower part. The silt is mainly deposited as A and B ripples, sometimes with clay drapes (Fig. 8). Some horizontally laminated silt and clay beds also occur. Dish structures and convolutions are common in the silt. Up to 50 cm thick beds of stratified clayey diamicton, sometimes with thin sand laminae, were found in the sand, e.g. at 1090 - 1130 m (Figs. 2, 6). The upper ten meters of the sand unit contains, in some places, 5-10 cm thick gravel beds.

The primary structures are often destroyed due to intense faulting. The faults are mainly steep or vertical and a number of faults and dipping bed-



Fig. 6: Four representative logs from the Langerberg section. The locations of the logs are indicated in Fig. 2. The facies codes are explained in Fig. 2.

Abb. 6: Vier repräsentative Profile vom Aufschluß am Langerberg. Die Lage der Logs ist in Abb. 2 gekennzeichnet. Die Fazieskodes sind in Abb. 2 erklärt.

allel lamination, trough cross lamination, planar cross lamination and A and B type ripples. Representative logs are shown in Fig. 6. Paleocurrent directions were measured on ripples at Langerberg, Stubbenfelde and Streckelsberg, and most of them showed transport towards the west and north-west (Fig. 7). In the lower part of the sand ding planes have been measured (Fig. 7). No consistent trend was seen in the orientations of the planes.

The lowermost part of the sand, surrounding the Langerberg till, is in places homogenised and deformed.



Fig. 7: Measurements from the cliffs at Langerberg, Stubbenfelde and Streckelsberg. A. Faults in the sand and upper diamicton. B. Dipping bedding planes in the sand and upper diamicton. C. Paleocurrent measurements on ripples in the Ückeritz sand.

Abb. 7: Messungen von den Kliffen am Langerberg, Stubbenfelde und Streckelsberg. A: Störungen im Sand und im oberen Diamiktit. B: Geneigte Schichtflächen im Sand und im oberen Diamiktit. C: Paläoströmungsrichtungsmessungen im Ückeritzer Sand.



Fig. 8: Rippled fine sand draped by laminated silt and clay at the Streckelsberg cliff. Abb. 8: Rippeln in Feinsand, die mit laminiertem Schluff und Ton drapiert sind am Streckelsberger Kliff.

The upper diamicton

In the upper part of the sections, at the eastern part of the Langerberg cliff, an up to 4 m thick diamicton bed is displayed in places. The extremely sporadic nature of the upper diamicton can also be seen on the geological map of the Streckelsberg area (DIESING 1996). The diamicton bed is thickest where the cliffs are low, whereas at topographically high areas the sand usually reaches up to the ground surface. The contact to the underlying sand is generally sharp, in some places depositional and in others erosive, often with bowl-slide shaped surfaces. It can also consist of



Fig. 9A: The interlayered contact between the upper diamicton and the Ückeritz sand at log 1, Langerberg section.

Abb. 9: A: Die Schichtgrenze mit Wechsellagerungen zwischen dem Ückeritzer Sand und dem oberen Diamiktit am Profil, Aufschluß am Langerberg.



Fig. 9B: Laminated silt, sand and diamicton deformed under a dropstone, close to log 1, Langerberg section.

Abb. 9B: Unter einem "dropstone" deformierter laminirter Schluff, Sand und Diamiktit nahe Profil 1, Aufschluß am Langerberg.

a zone of interlayered sand and diamicton beds (Fig. 9A).

The diamicton is built up of 0.5 - 50 cm thick beds with varying textural and structural properties. Individual beds can be massive or stratified. Some thin beds display normal grading. The clay content in six analysed samples was 12 - 16%. Some beds contain small (1-2 mm) intraclasts of clay. Between the diamicton beds, thin beds of massive or laminated silt and sand often occur. The uppermost part of the diamicton is often a mainly massive diamicton bed, 1-2 m thick.

At 70 - 80 m (Fig. 2), thin diamicton beds alternate with beds of laminated sand and silt with some clay laminae (log 1, Fig. 6). The diamicton beds often have sharp lower contacts and more diffuse upper contacts, where the sediment is partly mixed with the overlying sand. In one place the beds are deformed under a dropstone (Fig. 9B).

The diamicton displays different kinds of deformation structures, the most common type being near-vertical and steep faults, both normal and reverse and in all directions. The faults frequently go through both the diamicton and the underlying sand, indicating that the deformation took place after the upper diamicton was deposited. Due to the abundance of faults, the bedding planes in the sediments are almost nowhere horizontal, but are dipping in different directions (Fig. 7). Flow folds occur in some places and the internal stratification of many diamicton beds is folded and convoluted, while the contacts between beds are generally undisturbed.

Clast fabric in the diamicton beds was measured in five places (Fig. 2). All except no. 1 have strong preferred orientations (Table 2). Most fabrics have their maxima in the NE sector except no. 4 where V_1 is in the SSW. The concordance of the measurements is however by chance, as the diamicton beds are tilted in different directions due to intense faulting. It was not possible to make corrections for this, which means that the fabric analyses in this unit only give information about fabric strength, not direction.

The individual diamicton beds are sometimes clearly visible due to colour variations of the matrix. Most beds are dark brown, but some are reddish brown or have a violet shade. This is probably due to differences in petrographical composition. Petrographical analyses of the gravel fraction were made in 6 samples in the upper diamicton (Fig. 5). The samples display quite large differences in composition. Crystalline rocks and Palaeozoic limestones are the dominating rock types in all samples and Palaeozoic shale fragments were found in all samples in moderate rates (Table 1). All samples contained Cretaceous chalk and marl, except sample 8, which was taken in a bed of reddish diamicton and contained 12 % red sandstone and unusually high amounts of red Palaeozoic limestone; about 20 % of the Palaeozoic limestone fragments were red in this sample, compared to 1 - 12% in the other samples.

The upper diamicton is often covered with eolian sand, sometimes with fossil ground surfaces within and below it. E.g. at 40 m, an up to 5 cm thick bed of black organic material with abundant plant remains was found on top of the upper diamicton. On top of this was up to 4 m of structureless well-sorted fine sand, containing discontinuous horizons of organic material.

Interpretation

The Langerberg till displays two superimposed styles of deformation. The foliation is interpreted to be caused by shearing during longitudinal extension beneath an active glacier. The folding is evidence of compressive deformation, which is most likely to take place at the ice margin. The ice marginal depositional environment suggests that the sediments may have been deposited as a push moraine (HART & BOULTON 1991).

Some of the diapir-shaped parts of the Langerberg till probably originated from injections of diamicton into the overlying sand as a response to loading by the thick sand bed. This was suggested by RUCHHOLZ (1979) and MÜLLER et al. (1995). This type of deformation was not related to active ice pressure.

The three clast fabric analyses made in the unit show weak to intermediate fabric strengths, with S_1 and S_3 values comparable to those reported for deforming bed tills (HART 1994). There is no consistent trend in the directions of the V_1 vectors, which means that no conclusion about the ice flow direction can be made from the fabric measurements. The measured fold axes, however, indicate deformation from a NW direction, which may indicate frontal push from a glacier moving from the NW.

The Ückeritz sand is interpreted as proglacial outwash, most of it deposited on a braided plain in a subaerial environment. However, some of it, especially the lower parts, was deposited in one or more ice-dammed lakes. This is shown by the laminated silt and clay and massive, parallel and ripple laminated fine sand which were deposited by density underflows. The thin diamicton beds alternating with the sand were deposited by subaqueous debris flows from surrounding stagnant ice.

The large amount of steep and vertical faults suggests that most of the unit was deposited on top of glacier ice and deformed by collapse when the ice melted. The intrabeds of diamicton also show that glacier ice was still present in the area.

The signs of glaciotectonic deformation in the lowermost parts of the unit that are in contact with the Langerberg till suggest that this part of the sand was already being formed when the ice marginal tectonics took place.

The upper diamicton was deposited by debris flow, partly in a subaqueous, partly in a subaerial environment. The subaqueously deposited parts show an alternation of diamicton beds deposited from cohesive debris flows (Lowe 1982) and sand and silt deposited from density underflows. The depositional environment was probably an ice dammed, possibly supraglacial, lake where supraglacial debris was released on the ice surface and flowed into the water.

Most of the unit is however deposited by subaerial debris flow ("till flow"). The lower stratified part is built up of thin beds representing individual debris flow events. Internal flow structures and intraclasts from redeposited sediments are common in the diamicton beds. The thin sorted beds between them are however undeformed and were deposited by meltwater sheet flow on top of the sediment surfaces (LAWSON 1989).

The massive upper part of the unit could be the result of redeposition of already deposited diamicton beds, causing mixing and homogenisation. The greater bed thickness is probably a result of lower water content (LAWSON 1979).

Fabric strength is moderate in the subaerial debris flow deposits (no. 1 and 5, Table 2), whereas in the subaquatically deposited parts of the unit, fabric was quite strong (no. 2, 3, 4, Table 2). Subaerial debris flow deposits are generally reported to have random to moderate fabric, depending on flow type (Lawson 1979). However, recently deposited subaerial debris flow deposits in Spitzbergen had strong unimodal fabrics parallel to flow with S1 values ranging from 0.63 to 0.82 (MALM-BERG PERSSON 1984, unpubl. data). The nature of fabric in subaquatic debris flow deposits is less well known, but it was suggested by DOMACK & LAWSON (1985) that strong preferred orientations may occur in strongly sheared flow deposits.

Petrographical composition of diamicton samples

The same rock types occur in samples from the upper and lower diamicton (Table 1, Fig. 5). There are large differences between the individual samples in both units, as could be seen already by the colour differences between successive diamicton beds in the sections. All of the identified rock fragments are probably derived from the Baltic depression. Some types, like the Palaeozoic limestone fragments are far-travelled, probably in an englacial position. The Cretaceous rock types represent the local and short-travelled rock types. There is however no significant difference between the two units, as shown by the very big standard deviations (Table 1). The upper diamicton is more homogeneous with respect to petrographic composition. Cretaceous chalk and Palaeozoic limestone occur in both units. A discrimination of the two units based on petrographical composition can thus not be made. They may have been deposited during the same glacial event.

Paleoenvironmental development

The Langerberg till was tectonized at the ice margin, possibly as a push moraine. It cannot be determined whether it represents the outer margin of a major ice advance or a temporary halt and a minor advance during a general recession of the ice sheet. The lower part of the large outwash field may already have been forming when an ice advance caused a push moraine to form. It was suggested by BOULTON (1986) that push moraine formation is favoured by the presence of subaerial ice-contact outwash fans.

During and after the advance which produced the folds in the Langerberg till, outwash sediment continued to be deposited. After the readvance, the Ückeritz sand was deposited on a downwasting, marginal sediment-and-ice complex. Meltout and flow processes started. The meltwater drained towards the west and north-west due to topography. Parts of the sand was deposited in supraglacial lakes, or in basins between remnants of stagnant ice. Debris flow from remaining glacier ice occurred intermittently, alternating with deposition of sand, producing diamicton beds in the sand and also the sporadic upper diamicton. The upper diamicton was deposited partly as subaquatic debris flow in ice dammed basins and partly as subaerial debris flow at a late stage, when ice-support disappeared and the diamicton was redeposited.

Melting out of the buried ice caused collapse of the sandy sediments, generating faults and an irregular topography.

If the ice margin represents a major readvance to the Usedom area, the Langerberg till could possibly pre-date the advance, i.e. be a till deposited at an earlier stage, but tectonized during the last advance in the area. It could however also originate from the advancing glacier. This is obviously the case if the ice marginal zone represents a temporary standstill and a minor readvance. In this case the whole sequence was deposited during the final part of a glacial event. The investigated sequence would thus represent the final deglaciation of the last Weichselian ice in the area.

Correlations and discussion

The lithostratigraphy on the Polish NW coast was investigated by LAGERLUND et al. (1995). The main Weichselian is in this area represented by a thick lodgement till, the Trzesacz till. This till is generally chalk-free and the main part of it was deposited by ice coming from the NE - NNE. Deglaciation took place in a stagnant-ice environment and on Wolin island a thick bed of glaciofluvial sand was deposited. In the western part of Wolin, just east of Usedom, a younger Weichselian readvance is recorded. During this readvance the chalkrich Grodno till was deposited. The ice advanced from about the west and did not reach eastern Wolin. It was the final Weichselian glaciation on western Wolin. The Grodno till is overlain by up to 50 m thick undisturbed glaciofluvial sand.

The Langerberg till on Usedom was likely deposited during the same readvance as the Grodno till. The till represents the last ice advance in Usedom and western Wolin. On Usedom it was possibly deposited as a push moraine. As only the highest anticlinal structures can be seen, the extension of the push moraine cannot be reconstructed. It is buried under the extensive Ückeritz sand. The advance is associated with deposition of extensive proglacial sandy outwash on both Wolin and Usedom. The readvance was from the W on Wolin, and there is some evidence of glaciotectonic pressure directions from the NW in the Langerberg till.

A last ice flow from the NW is not compatible with the traditional glaciation model. In the area south of the Baltic, reports on Late Weichselian ice movements from unexpected directions have been numerous in recent years (KOZARSKI & KASPRZAK 1986, LAGERLUND et al. 1995, ABER & RUSZCZYNSKA-SZENAJCH 1997, ALBRECHT 1997, PET-TERSSON 1997). Glaciotectonic deformations in anomalous directions were explained as a result of ice-lobe surges by ABER & RUSZCZYNSKA-SZENAJCH (1997) for the Elblag Upland in NE Poland.

Many of the anomalous ice flow direction seem to fit into a common pattern, however. This was explained by LAGERLUND et al. (1995) as radial flow from one or more marginal ice domes in the Southern Baltic during the Late Weichselian, which also caused ice flow from the S and SE on Sjaelland and in SW Skåne.

Acknowledgements

The following persons are gratefully acknowledged: Erik Lagerlund for critical reading of the manuscript and discussions, Wolf-Albrecht Panzig for critical reading of the manuscript and for introducing me to the area, Kaj Lyngsaae Olsen for help with field and laboratory work, Joachim Albrecht for help with field work and translations to German, Joakim Larsson and Helena Persson for help with the figures. This study was financed by a grant from the Swedish Natural Science Research Council.

References

- ABER, J. S. & RUSZCZYNSKA-SZENAJCH, H. (1997): Origin of Elblag Upland, northern Poland, and glaciotectonism in the southern Baltic region. - Sedimentary Geology 111: 119-134.
- ALBRECHT, J. (1997): Ice movement directions from the East and Southeast in northeastern Germany. - Abstract, Field symposium on glacial geology at the Baltic Sea coast in northern Germany, University of Kiel. The Peribaltic Group & Inqua Commission on Glaciation: 1.
- ANDERSEN, B. G. (1981): Late Weichselian ice sheets in Eurasia and Greenland. In: Denton, G.H. & Hughes, T.H. (eds), The Last Great Ice Sheets, John Wiley, New York: 1-65.
- BOULTON, G. S. (1986): Push-moraines and glacier contact fans in marine and terrestrial environments.
 Sedimentology 33: 677-698.
- CEPEK, A.G. (1969): Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in den Grundmoränen im Nordteil der DDR. - Geologie **18:** 657-673.
- (1972): Zum Stand der Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit in der DDR. - Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Matematisch-naturwissenschaftliche Reihe XXI: 11-21.
- DIESING, M. (1996): Pleistozän und Küstenholozän im Bereich des Streckelsberges/Usedom. - Diplomarbeit an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 123pp.

- DOMACK, E. W. & LAWSON, D. E. (1985): Pebble fabric in an ice-rafted diamicton. - Journal of Geology **93**: 577-591.
- HART, J. K. (1994): Till fabric associated with deformable beds. - Earth Surface Processes and Landforms 19: 15-32.
- & Boulton, G. S. (1991): The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment. - Quaternary Science Reviews 10: 335-350.
- KARCZEWSKI, A. (1990): Morphogenesis of the Pomeranian phase marginal zone in the Parseta lobe region in the Vistulian, middle Pomerania. - Quaestiones Geographicae 13/14: 43-68.
- (1994): Morpho- and lithogenetic diversification of the Pomeranian Phase in western and central Pomerania. - Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd. 95: 35-48.
- KOZARSKI, S. (1981): Ablation end moraines in western Pomerania, NW Poland. - Geografiska Annaler 63A: 169-174.
- (1987): Sedimentological and lithostratigraphical basis for a paleogeographic analysis of the Last Glaciation in West Central Poland. - Wissenschaftlische Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe **36**: 7-12.
- & KASPRZAK, L. (1986): Facies analysis and depositional models of Vistulian ice marginal features in northwestern Poland. - In: Gardiner, W. (ed.): International Geomorphology part II. J. Wiley & Sons, Chichester: 693-710.
- LAGERLUND, E., MALMBERG PERSSON, K., KRZYSZKOWSKI, D., JOHANSSON, P., DOBRACKA, E., DOBRACKI, E. & PANZIG, W.-A. (1995): Unexpected ice flow directions during the Late Weichselian deglaciation of the South Baltic area indicated by a new lithostratigraphy in NW Poland and NE Germany. - Quaternary International 28: 127-144.
- LAWSON, D. E. (1979): Sedimentological anlysis of the western teminus region of the Matanuska Glacier, Alaska. - United States Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire, Report **79-9**: 112pp.

- (1989): Glacigenic resedimentation: Classification concepts and application to mass-movement processes and deposition. - In: Goldthwait, R.P. & Matsch, C.L. (eds), Genetic classification of glacigenic deposits, Balkema, Rotterdam: 147-169.
- LOWE, D. R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density currents. - Journal of Sedimentary Petrology **52**: 279-297.
- MALMBERG PERSSON, K.& LAGERLUND, E. (1994): Lithostratigraphy and sedimentology of a coastal cliff, NW Poland. - Z. Geomorph. N.F. suppl.-Bd. 95: 69-76.
- MÜLLER, U., RÜHBERG, N. & KRIENKE, H.-D. (1995): The Pleistocene sequence in Mecklenburg-Vorpommern. - In: Ehlers, J., Kozarski, S. & Gibbard, P.L. (eds), Glacial Deposits in North-East Europe. Balkema, Rotterdam: 501-514.
- NIEDERMEYER, R.-O., KLIEWE, H. & JANKE, W. (1987): Die Ostseeküste zwischen Boltenhagen und Ahlbeck. -VEB Hermann Haack Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha, 164pp.
- PANZIG, W.-A. (1991): Zu den Tills auf Nordostrügen. -Zeitschrift für geologische Wissenschaften 19: 331-346.
- (1997): Descriptions to stops on Rügen. In: Piotrowski, J.A. (ed.), Excursion Guide, Field symposium om glacial geology at the Baltic Sea coast in northern Germany, University of Kiel. The Periblatic Group & Inqua Commission on Glaciation: 40-59.
- PETTERSSON, G. (1997): Unexpected ice movement directions during the last deglaciation in Ujscie, NW Poland - stratigraphical investigations. - Quaternary Studies in Poland 14: 85-94.
- RUCHHOLZ, K. (1979): Zur geologischen Entwicklung der Insel Usedom im Quartär. Exkursionsführer "Geologie und Küstenschutz", Berlin: 44-67.
- SCHULZ, W. (1959): Die Schuppenstruktur des Jungpleistozäns, im Bereich der aktiven Steilufer Mittelusedoms. - Berichte der Geologischen Gesellschaft der DDR 4: 215-232.

Manuskript eingegangen am 19. Oktober 1998

49

Pleistozän-Geologie und Palynostratigraphie in Subrosionssenken Ostwestfalens

OTFRIED DEUTLOFF & RÜDIGER STRITZKE*)

 Lower to Upper Pleistocene, subrosion depressions, typical clastic sediments, pollenanalytical dating, stratigraphy, Eastern Westphalia –

Kurzfassung: Im ostwestfälischen Bergland entstanden seit der Tertiärzeit durch Auslaugung von Salinargesteinen (Steinsalz und Anhydrit) im Untergrund zahlreiche Subrosionssenken an der Erdoberfläche. In diesen Senken sammelten sich während des Tertiärs und Quartärs verschiedenartige Lockergesteine - Sande, Silte. Tone -, die hier vor Erosion geschützt waren.

Dank systematischer Erkundung während der Neukartierung Ostwestfalens durch das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen wurden bisher rund 80 Subrosionssenken zumeist durch Bohrungen entdeckt. Zehn von ihnen werden in der vorliegenden Arbeit beschrieben, wobei acht nach palynologischer Datierung warmzeitliche Sedimente des Unterpleistozän, Cromer, Holstein und Eem beinhalten, weitere zwei solche der Kaltzeiten Saale und womöglich Elster. Die mächtigste und vollständigste Abfolge vom Waal bis zum Cromer wurde in der Subrosionssenke von Mosebeck östlich Detmold angetroffen.

[Pleistocene geology and palynostratigraphy in subrosion depressions of East Westphalia]

Abstract: In the East Westphalian mountain ridges numerous subrosion depressions were built due to partial leaching of saliniferous rocks (halite and anhydrite) since Tertiary times. They acted as sedimentary traps and accumulated mainly clastic rocks since then. In the course of modern mapping in Eastern Westphalia members of the Geological Survey of Northrhine Westphalia discovered approximately 80 subrosion depressions mainly by drilling. Ten of those are here described, where 8 contained interglacial sediments of Lower Pleistocene, Cromerian, Holsteinian and Eemian age due to palynological investigations, whereas in two of them glacial sediments of the Saalian and probably of the Elsterian were preserved. The most complete (Lower to Middle Pleistocene) and thickest sequence of Pleistocene sediments was found in the subrosion depression of Mosebeck near Detmold.

1 Einleitung

Das Hauptverbreitungsgebiet pleistozäner Schichten im nördlichen Deutschland ist der Teilbereich des Mitteleuropäischen Tieflands zwischen Oder und Niederrhein mit seinen zum Teil mächtigen kalt- und warmzeitlichen Schichtenfolgen. Die kaltzeitlichen Ablagerungen gehen dabei auf den mehrmaligen Vorstoß des skandinavischen Inlandeises zurück, das mit seinen Gletschern entlang den Flußtälern von Elbe und Saale bis weit nach Süden in die Mittelgebirgsregionen zwischen Lausitz und Thüringer Becken vordrang (Elster- und Saale-Kaltzeit). Dort wurden durch die ausgedehnten Braunkohlentagebaue mächtige, stark gegliederte pleistozäne Sedimentfolgen aufgeschlossen (EISSMANN 1994).

Auch im Bereich der nordwestdeutschen Tiefebene zwischen Elbe und Ems sowie in den Niederlanden sind entsprechende Ablagerungen anzutreffen. Sie sind dort insbesondere aus der Untersuchung tief reichender Bohrungen bekannt. Am südlich anschließenden Gebirgsrand und in den Mittelgebirgen selbst wurden Sedimente des Pleistozäns vorwiegend oder ausschließlich in den als Sedimentfallen wirksamen Subrosionssenken (= Auslaugungssenken) über leicht löslichen Salinargesteinen im Untergrund abgelagert und erhalten. Hierbei handelt es sich in der Regel um mächtige fein- bis grobklastische, teilweise humose Schichtenfolgen, welche die vielgestaltigen geologischen Prozesse während des Quartärs widerspiegeln. Derartige Sedimentfolgen wurden erstmalig durch H. WEBER (1952) aus dem Pliozän des Werragebietes in Westthüringen beschrieben, später aus dem Südniedersächsischen Bergland (z. B. BENDA et al. 1968, LÜTTIG 1969) und als unerwartete Ergebnisse von Brunnenbohrungen auch aus dem ostwestfälischen Raum mitgeteilt (MESTWERDT 1951, BECKER 1975, SCHNEIDER 1975).

Nachdem die Bedeutung der Subrosionssenken für die geologische Praxis erkannt worden war, wurden bei der Neukartierung des nordrheinwestfälischen Weserberglandes durch das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen dank systematischer Erkundung bisher insgesamt rund

^{*)} Anschriften der Verfasser: Dr. O. DEUTLOFF, Ortmannsweg 3, 47918 Tönisvorst, Dr. R. STRITZKE, Geologisches Landesamt NRW, PF 1080, D-47710 Krefeld

80 Senken mit teilweise tertiärzeitlicher, überwiegend jedoch quartärzeitlicher Sedimentfüllung bekannt. Eine erste Übersicht über die bis dahin entdeckten Subrosionssenken findet sich im Tätigkeitsbericht 1984 bis 1985 des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen (Abb. 24). Detaillierter dargestellt und beschrieben werden sie in der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen im Maßstab 1:100000, Blätter C 3918 Minden (DEUTLOFF et al. 1982) und C 3914 Bielefeld (DEUTLOFF, KÜHN-VELTEN & MICHEL 1986) sowie in den neu bearbeiteten Geologischen Karten von Nordrhein-Westfalen im Maßstab 1:25000, Blätter 3918 Bad Salzuflen (KNAUFF 1978), 4019 Detmold (FARRENSCHON 1986), 3818 Herford (DEUTLOFF 1995b), 4020 Blomberg (FARRENSCHON 1995b) und 3919 Lemgo (FARRENSCHON 1998). In etwa 20 Subrosionssenken konnten die dort angetroffenen humosen Lockergesteine mittels Pollenanalyse stratigraphisch eingestuft werden. Die Hauptschwierigkeit bei der palynologischen Einstufung lag darin, daß aus den Subrosionssenken nicht ausschließlich Seesedimente zur Verfügung standen, sondern Material verschiedener Genese.

Eine Datierung ist hierdurch naturgemäß schwierig, zumal auch aus der näheren Umgebung sichere Standardprofile fehlen.





Fig. 1: Location of the investigation area in Eastern Westphalia.



Subrosionssenke

- Bohrungen in ausgewählten Subrosionssenken (Ifd. Nr der Profilsaulen in Abb. 3 und der Senken in Tab. 2)
- 1 Mosebeck
- 2 Schlachthof Bad Oeynhausen
- 3 Iggenhausener Wald
- 4 Exter-Krutheide
- 5 Babbenhausen
- 6 Mühlenhof Möllbergen
- 7 Nordbahnhof Bad Oeynhausen
- 8 Steinbeck-Loose
- 9 Ziegelei Bergmann Hohenhausen
- 10 Großer Weserbogen Vennebeck
- Subrosionssenken, im Text genannt
- 11 Kurpark Vlotho 12 Blomberg-Hohedömsen
- 12 Biomberg-Hone 13 Holzbausen
- 14 Blutwiese Gohfeld
- 15 Hollwiesen-Horst
- 16 Nienhagen
- 10 Michingler

Stratigraphie der jeweils ältesten erbohrten Schicht

88	Eem	Oberpleistozan
sa ho e? qpm	Seale Holstein Elster? Mittelpleistozàn, ungegliedert	} Mittelpleistozán
cr bv wa	Cromer Bavel Waal	} Unterpleistozān
qp	Pleistozän, ungegliedert	
t	Tertiär, ungegliedert	
jl.	Lias, ungegliedert	
anna	Verbreitung des Steinsalzes im Zechstein.	vermutet
•	Tiefbohrung mit Zechstein-Salz	
0	Zechstein-Salz abgewandert	
0	Tiefbohrung mit carbonatisch-sulfatischer Randfazies des Zechsteins	
	Verbreitung des Steinsalzes im Oberen Bu	ntsandstein (Röt), vermute
Φ	Tiefbohrung mit Böt-Steinsalz	
	Cohiot sintl. der dramthestadialen Vereisur	internation and an and an and an and an and an

(nach SERAPHIM 1972)

Den Bohrungen wurden die Proben zur Pollenanalyse unter Berücksichtigung der Petrographie möglichst engständig entnommen, im Labor mit Kalilauge und 45%iger Flußsäure sowie nach der Acetolyse-Methode von Erdtmann aufbereitet und abschließend gesiebt (10 µm). Die Pollendichte war oft gering, so daß je Probe meist mehrere Präparate gezählt werden mußten, um statistisch ausreichende Pollenmengen zu ermitteln. Dabei geschah die Bestimmung in Anlehnung die Bestimmungsan schlüssel von MOORE et al. (1991) sowie FAEGRI et al. (1993). Die Ergebnisse der Pollenanalyse sind in Pollendiagrammen dargestellt, wobei das Programm psimpoll von BENNET (1994) verwandt wurde.

Dabei beziehen sich die prozentualen Angaben auf die Summe aller Landpflanzenpollen = 100 %. Die Abszisse hat für alle Pollen- und Sporentypen stets den gleichen Maßstab: ein Skalenstrich entspricht 20 %. Bei Werten unter 5 % wurde ein Punkt gesetzt.

Abb. 2: Lage und Alter der bisher bekannten Subrosionssenken im Arbeitsgebiet.

> Fig. 2: Location and age of the hitherto known subrosion depressions in the investigation area.

* Name der Subrosionssenke		TK 25	Höhe (m ü. NN)	Fläche (km ²)	Tiefe (m)	wichtiges und åltestes Quartär	Festgestein im Liegenden	Referenz- bohrung	Lage R H		Bohrtiefe /m u.GOK)	
1	Mosebeck	4019 Detmold	160	3,00	139	Cromer bis Waal B	Oberer Keuper	KB Mosebeck 1976	96 880	57 120	141.8	
2	Schlachthof Bad Oeynhausen	3718 Bad Oeynhausen	52	0,09	28	Bavel	Unterer Lias (Sinemur)	KB 10 / A 30 1985	87 019	86 269	50,0	
3	lggenhausener Wald	3918 Bad Salzuflen	95	0,36	60	Saale und Holstein	Unterer Lias (Hettang)	KB Iggenhausen 1989	83 800	63 560	61,0	
4	Exter-Krutheide	3818 Herford	110	2,50	53	Cromer und Bavel	Schilfsandstein	KB Exter 1989	84 920	77 800	54,0	
5	Babbenhausen	3719 u. 3819 Minden ^{u.} Vlotho	85	0,30	50	Saale und Cromer	Unterer Lias (Hettang)	Sondierung 57/80 und SB Babbenhausen 1980	89 340	85 450	14,0 24,0	
6	Mühlenhof Möllbergen	3719 u. 3819 Minden ^{u.} Vlotho	55	0,60	32	Saale und Elster	Unterer Lias (Hettang)	SB Mühlenhof 1995	94 950	84 700	38,0	
7	Nordbahnhof Bad Oeynhausen	3718 Bad Oeynhausen	56	0,12	28	Holstein	Unterer Lias	KB Nordbahnhof 1994	86 360	85 740	32,0	
8	Steinbeck-Loose	3818 Herford	120	1,60	65	Saale (Drenthe-Stadium)	Gipskeuper	KB Steinbeck 1976	84 210	74 220	67,0	
9	Ziegelei Bergmann	3819	180	0,36	25	Weichsel	Gipskeuper	Schappenbohrung	95 560	74 260	18,0	

und

Eem

Weichsel

und

Eem

Tabelle 1:	Die	wichti	gsten	Daten	der	beschrieben	nen	Subrosionssenker	٦.
Table 1:	: The	e most i	importa	int facts	s of t	the subrosion	dep	ressions described.	

* Nummern wie in Abb. 2 und 3

Hohenhausen

Großer Weserbogen

Vennebeck

10

2 Das Untersuchungsgebiet und sein geologischer Bau

Vlotho

3719

Minden

0,76

45

43

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) wird im Norden durch das Weser- und Wiehengebirge, im Süden durch den Teutoburger Wald begrenzt und umfaßt den Bereich von neun Blättern der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen im Maßstab 1:25000. Es wird von einer mesozoischen Schichtenfolge Mittlerer Buntsandstein bis Oberer Jura aufgebaut, die ganz lokal von Schichten des Tertiärs, fast flächendeckend jedoch von Lockergesteinen des Quartärs überlagert wird. Zwischen 1911 und 1938 wurden diese von der Preußischen Geologischen Landesanstalt kartierten Blattgebiete in erster Auflage veröffentlicht. Damals fand der geologische Vorgang der Subrosion keinerlei Beachtung; heute sind etwa 70 Subrosionssenken bekannt, von denen zehn hier betrachtet werden sollen (Abb. 2, Tab. 1).

KB = Kernbohrung SB = Spülbohrung

89 260 87 610

48.0

Voraussetzung für die Subrosion ist das Vorkommen auslaugungsfähiger Salinargesteine in ausreichender Mächtigkeit im tiefen Untergrund. Durch einige Tiefbohrungen im Untersuchungsgebiet (Abb. 2) und seiner näheren Umgebung wurden derartige Schichtenfolgen in vier stratigraphischen Einheiten nachgewiesen (KNAUFF 1978, DEUTLOFF 1995b, FARRENSCHON 1986, 1995b):

Bergmann 1

1989

KB/SB Großer

Weserbogen

1987

Unterer Lias

(Sinemur)

Mittlerer Keuper: bis 25 m Anhydrit und Gips

Mittlerer Muschelkalk: bis 20 m Anhydrit und Gips

Oberer Buntsandstein (Röt): bis 60 m Steinsalz, bis 40 m Anhydrit

Zechstein: bis 200 m Steinsalz, bis 100 m Anhydrit

Die äußeren Grenzen der Steinsalzverbreitung in den Schichten des Zechsteins und Röts verlaufen etwa parallel zum Nordrand der Rheinischen Masse durch das südliche Untersuchungsgebiet Tab. 2: Nachgewiesenes Pleistozän in Subrosionssenken Ostwestfalens.

Tab. 2: Proofed Pleistocene in subrosion depressions of Eastern Westphalia.

Jahre vor heute	Nord deuts	west- chland	Ostwes (Teilbe	stfalen reich)	Nachweis in Subrosions- senke:
- 10.000		Spät- glazial	Weichsel (w)	Spät- glazial	Großer Weserbogen
	Weichsel	Hoch- glazial		Hoch- glazial	Schlachthof Bad Oeynhausen
110.000		Früh- glazial		Früh- glazial	Blutwiese Gohfeld
- 110 000	Eem		E¢ (e	em e)	Ziegelei Bergmann Großer Weserbogen
- 127 000		Warthe		n.n.	
	Saale	Vorselaer	Saale (sa)	n.n.	
		Drenthe		Drenthe (D)	Steinbeck-Loose
	Hols	stein	Holstein (ho)		Nordbahnhof Bad Oeynhausen Iggenhausen
- 330 000	Elster		Elst (e'	er? ?)	Mühlenhof Möllbergen
790 000	Cro	mer	Cromer (cr)		Babbenhausen Exter-Krutheide Mosebeck
	Ba	vel	Bav (bi	vel v)	Mosebeck Exter-Krutheide Schlachthof Bad Oeynhausen
	Me	nap	Mer (m	nap e)	Mosebeck
930 000	w	aal	Waal (wa)		Mosebeck
	Ebu	iron	D.1	1.	
	Teg	elen	n.r	1 .	
- 2.4 Min	Präte	gelen	n.ı	۱.	

n.n. = nicht nachgewiesen

und begrenzen dadurch im wesentlichen das Gebiet möglicher Subrosion (Abb. 2). Der geologische Vorgang der Subrosion von Steinsalz, Anhydrit und Gips im Untergrund durch zirkulierende vadose oder auch juvenile Grundwässer wird hier als bekannt vorausgesetzt. Durch juvenile, CO₂reiche Tiefenwässer als Endausscheidungen des jungtertiären nordhessischen Basaltvulkanismus soll die Subrosion verstärkt worden sein, beispielsweise im Raum Bad Pyrmont (HERMANN 1968). Der Senkungsvorgang vermag sich durch hunderte Meter mächtige Gesteinspakete bis zur Erdoberfläche durchzupausen (HERMANN 1972).

3 Das Pleistozän Ostwestfalens 3.1 Übersicht

Die geologischen Hauptereignisse während des Pleistozäns waren im mitteleuropäischen Raum drei Vorstöße des skandinavischen Inlandeises in den Kaltzeiten Elster. Saale und Weichsel, welche durch Holstein- und Eem-Warmzeit voneinander getrennt sind. Dem Elster gingen mehrere Kaltund Warmzeiten voraus, deren Ablagerungen am vollständigsten aus dem Mündungsgebiet von Rhein und Maas in den Niederlanden (ZAGWIIN 1985) sowie aus der Subrosionssenke über dem Satzstock Lieth in Schleswig-Holstein (MENKE 1975, STEPHAN & MENKE 1994) überliefert sind. Gleichaltrige Bildungen blieben unter günstigen Bedingungen aber auch im nordwest- und mitteldeutschen Flachland sowie in den südlich anschließenden Mittelgebirgslandschaften in unterpleistozänen Entwässerungsrinnen und besonders in Subrosionssenken über den dortigen Salinargesteinsfolgen erhalten.

Die Gesamtgliederung des Pleistozäns in Nordrhein-Westfalen und die bisher in Ostwestfalen nachgewiesenen stratigraphischen Einheiten sind in Tab. 2 zusammengefaßt. Im folgenden werden diese Einheiten nach Gesteinszusammensetzung und Polleninhalt in chronologischer Reihenfolge beschrieben.

3.2 Unterpleistozän

Das Unterpleistozän Ostwestfalens wurde vor allem durch die Bohrung Mosebeck 1976 des Geologischen Landesamts Nordrhein-Westfalen in der gleichnamigen Subrosionssenke (TK 25 Blatt 4019 Detmold) erschlossen (Abb. 3 Nr. 1). Die Bohrung wurde von O. DEUTLOFF lithologisch aufgenommen, von H.-W. REHAGEN erstmals pollenstratigraphisch untersucht (REHAGEN 1980) und in den Erläuterungen zur geologischen Neuaufnahme des Blattes Detmold publiziert (FARREN-SCHON 1986: 147). Dabei stellte REHAGEN (1980) den überwiegenden Anteil der erbohrten Abfolge (57 - 134 m Teufe) in das Waal, Menap und Bavel sensu ZAGWIJN (1957, 1963) des Unterpleistozäns. Eine eindeutige Parallelisierung mit den Typlokalitäten gelang jedoch nicht. Daher wird das Pleistozän der Bohrung Mosebeck 1976 derzeit überarbeitet; detaillierte Ergebnisse sind dabei einer späteren Publikation vorbehalten.

Das Unterpleistozän der Bohrung Mosebeck soll hier lediglich am Beispiel einer 15 m mächtigen Abfolge exemplarisch dargestellt werden, die REHAGEN in das Bavel stellt (Abb. 4). Zunächst ist eine Picea-Tenga-Phase überliefert, in der Betula nur eine untergeordnete Rolle spielt. Die Picea-Quote geht im Hangenden zugunsten thermophiler Gehölze zurück. Das Klimaoptimum der Warmzeit ist durch einen ausgeprägten Eichenmischwald mit Quercus, Ulmus, Tilia und Fraxinus sowie ausgesprochen hohe Carpinus- und vor allem Tsuga-Werte gekennzeichnet. Die Eucommia-Kurve ist auf niedrigem Niveau nahezu geschlossen. Die Warmzeit endet mit einer borealen Phase, die durch Pinus und Betula bestimmt wird.

Im Jahr 1980 fand REHAGEN ähnliche pollenfloristische Verhältnisse auch in der Subrosionssenke von Exter-Krutheide in einer Bohrung für die Neukartierung des Blattes 3818 Herford vor (DEUTLOFF 1995b: 71), ferner in der Kernbohrung 10/A30 1985 (Abb. 3 Nr. 2) für die Autobahnplanung in der Subrosionssenke Schlachthof Bad Oeynhausen, Blatt 3718 Bad Oeynhausen (REHA-GEN, unveröff. Ber.).

Die Abschwemm-Massen sind in den drei Subrosionssenken petrographisch recht mannigfaltig zusammengesetzt: Die Korngrößen reichen von Ton über Silt – teilweise humos mit einzelnen Torflagen – bis zu Sand und Kies.

In der Subrosionssenke von Exter-Krutheide lieferte die Baugrundbohrung Kläranlage Vlotho-Exter aus 5,7 - 7,0 m Teufe ein Pollenspektrum mit markanten Anteilen der jungtertiären bis unterpleistozänen Gattungen *Tsuga* und *Ostrya*, während die Kartierbohrung 10/79 Pahmeier aus 14 - 18 m Teufe eine Pollenassoziation mit geringen, aber typischen Anteilen von *Tsuga*, *Eucommia* und *Pterocarya* ergab.

In der Subrosionssenke Schlachthof Bad Oeynhausen lieferte die Kernbohrung 10/A30 1985 aus dem pollenführenden Bereich von 16,3 - 18,8 m Teufe ein Pollenspektrum mit *Pterocarya, Tsuga, Carya, Eucommia* und *Ostrya.* Hier sind *Carpinus-Tsuga-*Vergesellschaftungszonen wie in der Bohrung Mosebeck typisch.

3.3 Cromer-Komplex

Das Cromer umfaßt sechs Warm- und fünf Kaltzeiten (CASPERS et al. 1995: Tab. 1). Für das südniedersächsische Nachbargebiet Ostwestfalens gibt die Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen 1:500 000 (Niedersächs.L.-Amt Bodenforsch. 1995) sechs pollenanalytisch datierte Vorkommen von Teilbereichen des Cromers an, wovon die meisten gleichfalls in Subrosionssenken gelegen sind. So wurde im Auslaugungsbereich des Münder-Mergel-Salinars (Oberer Malm) im Blattgebiet 3515 Hunteburg nordöstlich Osnabrück durch eine Forschungsbohrung des Niedersächsischen Landesamts für Bodenforschung die frühcromerzeitliche "Hunteburg-Warmzeit" pollenanalytisch nachgewiesen (HAHNE et al. 1994: 117).

Auch in Ostwestfalen fanden sich cromerzeitliche Ablagerungen in Subrosionssenken, so z. B. bei der Neukartierung der Blattgebiete 4020 Blomberg (FARRENSCHON 1995b: 86) und 3919 Lemgo (FARRENSCHON 1998). Im Stadtgebiet Blomberg liegt der unter Quartär-Geologen altbekannte Aufschluß der noch heute betriebenen Ziegeleitongrube Hohedömsen (Abb. 2 Nr. 12) mit humosen, tonig-siltigen Abschwemm-Massen des Cromers (REHAGEN 1980: 61; FARRENSCHON in SCHIRMER 1995a: 586; FARRENSCHON 1995b: 126).

In der Subrosionssenke von Babbenhausen im Stadtgebiet Bad Oeynhausen wurde Ende der 70er Jahre beim Bau des dortigen Autobahnkreuzes ein über 30 m mächtiges Pleistozän-Profil aufgeschlossen, das hauptsächlich der Saale-Zeit zuzuordnen ist (siehe unten). Unter der Sohle des zeitweiligen Aufschlusses wurden durch die Sondierbohrung 57/80 des Geologischen Landesamts NRW rund 9 m schwarzgrauer, zäher, kalkfreier, humoser, siltiger Ton mit dünnen Lagen von Feinund Mittelkies aus Keuper-Gesteinen erschlossen, durch die dicht benachbarte Spülbohrung Babbenhausen 1980 (Abb. 3 Nr. 5) das Gesamtprofil bis zum liegenden Lias-Tonstein.

Das Pollendiagramm (Abb. 5) läßt eine Warmzeit erkennen, deren Beginn nicht überliefert ist, da das Profil mit ausgeprägten Anteilen des EMW beginnt: Quercus, vor allem aber Ulmus und Tilia finden sich in größeren Anteilen. Neben diesen Gehölzen belegen Hedera und Ilex ein warmes, feuchtes Klima. Nachfolgend werden die Wälder vornehmlich von Carpinus und Pterocarya gebildet. Auch Taxus, Larix und Tsuga sind deutlich vertreten. In den oberen Partien des untersuchten Abschnitts endet der Nachweis von Hedera und Ilex. Pinus und Picea werden bedeutsamer. Das Klima wird kontinentaler. Auffallend ist ein kurzes Maximum (>10%) von Abies, die offenbar Ulmus, Tilia und Acer zurückdrängte, da deren Kurven vorher enden. Die Kurve von Abies endet dann gemeinsam mit denen von Pterocarya, Car-





Abb. 3: Geologie und Lithostratigraphie der untersuchten Bohrungen.Fig. 3: Geology and lithostratigraphy of the wells investigated.





Fig. 4: Pollen diagram of lower Pleistocene age in the well Mosebeck. Black dots indicate pollen percentages below 2%.

pinus, Quercus und Ulmus. Dies belegt wohl einen deutlichen Einschnitt im Klima- und Vegetationsablauf: Das Klimaoptimum ist überschritten. Die Bildung borealer Nadelwälder wird begünstigt. Das Ende der Warmzeit markieren die Anstiege der Betula- und Gramineen-Kurven. Die Pinus-Quoten werden stetig geringer. Es bildet sich die Tundrenvegetation eines Stadials, das jedoch nicht durch hangende Moränensedimente belegt wird, da das Profil eine Schichtlücke bis zur frühsaalezeitlichen Mittelterrasse aufweist. Eine Parallelisierung mit pleistozänen Pollenprofilen andernorts ist auch hier schwierig. Sicher ist zunächst das unterpleistozäne Alter aufgrund der deutlichen Anteile unterpleistozäner Gattungen, insbesondere Tsuga und Pterocarya. Derartig deutliche Tsuga-Anteile wie in Bad Oeynhausen-Babbenhausen sind sonst nur aus vorcromerzeitlichen Profilen bekannt, doch lassen sich die hier vorgefundenen Verhältnisse nicht mit entsprechenden Abschnitten der Bohrung Mosebeck parallelisieren, wo das Unterpleistozän zweifelsfrei vorhanden ist. Insbesondere fehlt in Bad Oevnhausen-Babbenhausen eine ausgeprägte Carpinus-Tsuga-Zone, zum anderen erreicht Pterocarva hier weitaus höhere Werte.

Abgesehen davon stimmen Details dieses Profils mit cromerzeitlichen Profilen der weiteren Umgebung, etwa Hunteburg bei Osnabrück (HAHNE et al. 1994) oder Sohlingen im Solling (HOMANN & LEPPER 1994), überein. So spielt *Abies* eine beträchtliche Rolle; *Taxus* ist gut vertreten. Der EMW ist deutlich repräsentiert; insbesondere *Tilia* erreicht relativ hohe Werte. *Ulmus* breitet sich relativ früh, *Corylus* hingegen gegenüber dem EMW verzögert aus.

In der bei DEUTLOFF (1995b: 71, 160) lithologisch ausführlich beschriebenen Rammkernbohrung





Fig. 5: Pollen diagram of Cromerian age in the well Babbenhausen. 1994) und im Solling (Sohlingen, Black dots indicate pollen percentages below 2%. HOMANN & LEPPER 1994). Vergleiche

Exter 1989 in Vlotho-Exter (Abb. 3 Nr. 4) enthielt nur die obere Hälfte der 40,5 m mächtigen Abschwemm-Massen bestimmbare Pollenfloren. Neben erkennbar umgelagerten Palvnomorphen des Frühtertiärs läßt sich ein parautochthones Pollenspektrum erkennen, das von Pinus und Picea beherrscht wird (Abb. 6). Gemeinsam mit deutlichen Betula- und Salix-Quoten wird ein weitgehend geschlossener (BP:NBP > 1), von winterharten Gehölzen bestimmter Wald dokumentiert. Thermophile Gattungen sind unbedeutend. So sind nur die Kurven von Quercus und Carpinus etappenweise auf niedrigem Niveau geschlossen. Auffällig ist eine sippenreiche, jungtertiäre/altpleistozäne Flora mit Larix, Eucommia, Pterocarva und Tsuga, die sich über das ganze Profil verteilt findet.

Aufgrund der geologischen Position ist nur ein präsaalezeitliches Alter möglich. Dabei schränken paläomagnetische Messungen an den Bohrkernen (ZUBRÄGEL 1991) das Alter auf den Cromer-Komplex ein: In 23 m Bohrtiefe wurde Brunhes/Matujama-Grenze die (790 000 Jahre vor heute) nachgewiesen, die nach ZAGWUN (1985) im unteren Cromer (Cromer I) liegt. Allerdings wurde bereits 3 m tiefer der Jaramillo-Event (930 000 Jahre vor heute) gemessen, der von ZAGWIJN in das Bavel gestellt wurde (zur Abstimmungsproblematik zwischen paläomagnetischer und pollenanalytischer Datierung siehe FROMM 1994: 252). Das Bavel scheint aber in Ostwestfalen-Lippe durch wesentlich höhere Tsuga-Werte gekennzeichnet zu sein, so daß der beschriebene Abschnitt der Bohrung Exter in das untere Cromer gehören dürfte. Die näch-(Hunteburg GE 58, HAHNE et al. HOMANN & LEPPER 1994). Vergleiche



Abb. 6: Pollendiagramm der Bohrung Exter. Schwarze Punkte markieren Pollenprozente unter 2%.

Fig. 6: Pollen diagram of the well Exter. Black dots indicate pollen percentages below 2%.

mit ihnen sind auch deshalb schwierig, da der untersuchte Abschnitt der Bohrung Exter nur einen früh- oder spätwärmezeitlichen Abschnitt repräsentiert. Mögliche Parallelen ergeben sich im Vergleich mit höheren Abschnitten des Profils in Sohlingen, die sich ebenso durch dominierende winterharte Gehölze und geringe Anteile thermophiler Gattungen sowie von *Eucommia* und *Pterocarya* auszeichnen.

3.4 Elster-Kaltzeit

Die bisher beschriebenen waal- bis cromerzeitlichen Sedimentfüllungen von Subrosionssenken dokumentieren ganz lokale geologische Vorgänge innerhalb der pleistozänen Entwicklungsgeschichte des Weserberglandes. Zu Beginn des Elsters veränderte dann der erste Inlandeisvorstoß aus Skandinavien die mitteleuropäische Landschaft grundlegend, indem flächenhaft Staubecken-, Schmelzwasser- und Gletscherschuttsedimente abgelagert wurden.

Aus dem mitteldeutschen Hauptverbreitungsgebiet mit seinen aus-Tagebauaufschlüssen gedehnten liegen darüber moderne zusammenfassende Darstellungen von EISSMANN (1994) und KNOTH (1995) vor. Für die vorliegende Arbeit ist der dortige Befund wichtig, daß die elsterzeitlichen Grundmoränen außer in Rinnen auch in Subrosionssenken Mächtigkeiten bis 70 m erreichen (KNOTH 1995: 154). Östlich des Untersuchungsgebietes Südniedersachsen verläuft in gemäß der genannten Übersichtskarte die Außengrenze der Elster-Vereisung vom Leinebergland nördlich Northeim (Subrosionssenke von Ahlshausen (JORDAN & SCHWARTAU 1993) durch das Wesertal zwischen Bodenwerder und Hameln (Weserlaufverlegung, ROHDE 1994) in das Emmertal bis zur Landesgrenze bei Lügde. Diese Aussage widerspricht den Erkenntnissen



Abb. 7: Pollendiagramm eines holsteinzeitlichen Abschnitts in der Bohrung Iggenhausen. Schwarze Punkte markieren Pollenprozente unter 2%.

Fig. 7: Pollen diagram of Holsteinian age in the well Iggenhausen. Black dots indicate pollen percentages below 2%.

von SKUPIN, SPEETZEN & ZANDSTRA (1993: 68), wonach in Nordrhein-Westfalen stratigraphisch gesicherte elsterzeitliche Moränenvorkommen fehlen.

- * Möglicherweise könnten sich im Verbreitungsgebiet der saalezeitlichen Vereisung südlich des Weserund Wiehengebirges (Abb. 2) gla-
- ² zigene Gesteine des Elsters nicht oberflächlich, aber in den Sedimentfallen der Subrosionssenken erhalten haben. Allerdings blieb trotz intensiver Bohrtätigkeit bis 1995 der Nachweis elsterzeitlichen Geschiebemergels auf nicht eindeutige Befunde in Subrosionssenken des Blattgebietes 3918 Bad Salzuflen beschränkt (Jäger in KNAUFF 1978: 56, DEUTLOFF 1995b: 73).

Im Jahre 1995 wurden in der Subrosionssenke Mühlenhof Möllbergen (Blattgebiete 3719 Minden und 3819 Vlotho) rund 6 km südlich der Porta Westfalica durch die Spülbohrung Mühlenhof 1995 (Abb. 3 Nr. 6) zwei Geschiebemergel erschlossen, die durch 23 m Sediment voneinander getrennt werden. Der obere entkalkte Geschiebemergel wird von Vorschüttkiessand, Beckenton und 7 m mächtigen, siltigen Abschwemm-Massen unterlagert, die dem Drenthe-Stadium zugeordnet werden können. Im Liegenden folgt ein 11 m mächtiger, kalkhaltiger, bunter Kiessand, der Muschelkalk-Gerölle des wenige km südlich gelegenen Kalldorfer Sattels enthält. Er ist außerhalb der Subrosionssenke in einer Bachuferböschung aufgeschlossen und wurde von Röhm (1985) als Mittelterrassenkörper einer "Ur-Kalle" identifiziert, die von Süden her dem damaligen Weserlauf zufloß.

Der unterlagernde untere Geschiebemergel ist ein 4 m mächtiger hell- bis dunkelgrauer, nach unten zunehmend kalkreicherer stark sandiger, toniger Silt mit nordischen Geschieben. Bis zur QuartärBasis folgt ein 2 m mächtiger, dunkelgrauer, stark kalkhaltiger Vorschüttkiessand, der ebenfalls nordisches Material enthält. Nach den Kriterien von KALTWANG (1992: 13) ist damit der untere Geschiebemergel als Grundmoräne des Elsters anzusprechen. Dieser vermutlich erste in-situ-Nachweis einer elsterzeitlichen Grundmoräne südlich der Porta Westfalica bedarf sicherlich ergänzender Untersuchungen (Kernbohrungen).

In dieses Bohrergebnis fügt sich der Fund einer isolierten Geschiebemergel-Scholle mit einer für das Elster typischen Geschiebezusammensetzung in der drenthezeitlichen Kame-Terrasse bei Möllenbeck (Blatt 3820 Rinteln, R 01300, H 81000) ein (WELLMANN 1990).

3.5 Holstein-Warmzeit

Nach dem Ende des Elsters wurden in einigen Subrosionssenken Ostwestfalens erneut humose, pollenführende, siltig-tonige Sedimente abgelagert. Einen ersten palynologischen Nachweis des Holsteins lieferte bei der Neubearbeitung des Blattes 3918 Bad Salzuflen die Kernbohrung Holzhausen 1970 des Geologischen Landesamts NRW in der gleichnamigen Subrosionssenke (Abb. 2 Nr. 13) (Pollenanalyse durch H.-W. REHA-GEN). Sie erschloß eine 15,5 m mächtige Wechselfolge von Niedermoortorf, Tongyttja, dunkelgrauem humosem Ton und Kiessand (KNAUFF 1978: 57,119).

In der Subrosionssenke Iggenhausener Wald in Lage-Pottenhausen durchteufte die Rammkernbohrung Iggenhausen 1989 (Abb. 3 Nr. 3) unter der rund 8 m mächtigen Grundmoräne des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit 47.7 m Abschwemm-Massen. Diese bestehen zu über 60 % aus kalkhaltigem, stark tonig-sandigem Fein- und Mittelkies mit einem Geröllbestand aus Teutoburger-Wald-Gesteinen ohne nordische Komponente. Aus den eingelagerten, stark humosen Silten und Tonen zwischen 44 und 58 m Teufe konnte eine Pollenflora isoliert werden, die gleichförmig von Pinus und Alnus beherrscht wird (Abb. 7). Picea zeigt ein ausgesprochenes Maximum. Der EMW ist bis auf Quercus, deren Kurve fast geschlossen ist, bedeutungslos. Ebenso verhält es sich mit Corylus, Abies und Carpinus. Diese Charakteristika sprechen für eine Einstufung in die Holstein-Warmzeit. Die vorgefundenen Gegebenheiten lassen sich gut mit denen des Profils Munster-Breloh in der Lüneburger Heide (H. MÜL-LER 1974) vergleichen.

In der Subrosionssenke Nordbahnhof Bad Oeynhausen, Blatt 3718 Bad Oeynhausen, lieferten 1983 ein Baugrubenaufschluß und 1994 die ingenieurgeologische Kernbohrung Nordbahnhof 1994 (Abb. 3 Nr. 7) ein gesichertes pollenstratigraphisches Profil dieser Warmzeit. Die Bohrung durchteufte unter Vorschüttsand des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit rund 18 m humosen Silt, in den geringmächtige Feinsande und Tone eingeschaltet sind. Der palynologische Befund spricht für eine Einstufung in das Holstein. Neben dominierenden Kiefern- und Birkenanteilen sind vor allem hohe Haselanteile sowie der Nachweis jungtertiärer Florenelemente wie *Pterocarya* und *Nyssa* markant.

3.6 Saale-Kaltzeit

In der Saale-Kaltzeit kam es zu mindestens zwei Vorstößen des nordeuropäischen Inlandeises während des Drenthe- und des Warthe-Stadiums. Diese sind durch die Vorselaer-Wärmeschwankung voneinander getrennt. Ins ostwestfälische Untersuchungsgebiet gelangte nur der Drenthe-Vorstoß, dessen äußerste Reichweite nach SERA-PHIM (1972) und den Neukartierungen des Geologischen Landesamts Nordrhein-Westfalen in Abbildung 2 dargestellt wird.

Zu Beginn der Saale-Kaltzeit verstärkte sich als Auswirkung des Periglazialklimas die mechanische Verwitterung der mesozoischen Festgesteine, und ihr Schutt wurde in den während der Elster-Kaltzeit stark eingetieften Tälern in der Position von Mittelterrassen abgesetzt. Diese Kicssandkörper wurden später durch den Vorschüttsand des heranrückenden Gletschers überdeckt und anschließend von diesem überfahren, so daß die Terrassenkonturen verwischt wurden und das Gesteinsmaterial sich mit den glazigenen Sedimenten vermengte. In den Seitentälern der Weser blieb der frühdrenthezeitliche Mittelterrassenkörper lediglich in Sedimentfallen erhalten.

So wurde ein zeitweiliger Werrelauf von Bad Salzuflen über Exter, Babbenhausen und Rehme zur damaligen Weser in den Subrosionssenken von Steinbeck-Loose, Exter-Krutheide, Babbenhausen und Großer Weserbogen anhand seines Geröllanteils an Teutoburger-Wald-Gesteinen identifiziert (LOHSE 1988, DEUTLOFF 1995b:74).

In der Subrosionssenke von Babbenhausen (Blatt 3719 Minden) kam im Hangenden dieser Werre-Mittelterrasse sogar Niedermoortorf mit Holzresten zur Ablagerung, der jedoch nur eine nicht datierbare boreale Pollenflora enthielt. Als älteste glazigene Ablagerung des Drenthe-Stadiums blieben in dieser Senke feingeschichtete Beckensilte



Abb. 8: Pollendiagramm des eemzeitlichen Abschnitts im Profil Ziegelei Bergmann. Schwarze Punkte markieren Pollenprozente unter 2%.

Fig. 8: Pollen diagram of Eemian age in the section Brickyard Bergmann. Black dots indicate pollen percentages below 2%.

des sogenannten Rintelner Eisstauseesystems erhalten (KULLE 1985, LOHSE 1988), über denen geringmächtiger Vorschüttsand und Geschiebemergel folgen. Im Blattgebiet 3818 Herford erschloß die kombinierte Schappenund Kernbohrung Steinbeck 1976 (Abb. 3 Nr. 8) in der Subrosionssenke von Steinbeck-Loose die mit 65 m bisher mächtigste und vollständigste in Ostwesterbohrte drenthezeitliche falen Schichtenfolge, näher beschrieben bei DEUTLOFF (1995b: 162). In die-Senke folgte danach die ser Auslaugung des Zechsteinsalzes während der Saale-Kaltzeit, wie es beispielsweise DUPHORN (1986:113) für den Salzstock Gorsleben in Niedersachsen beschrieben hat.

3.7 Eem-Warmzeit

Ablagerungen aus der Eem-Warmzeit innerhalb des drenthezeitlichen Vereisungsgebiets lassen sich nicht nur durch ihre charakteristische Pollenflora, sondern auch durch ihre Position im Hangenden der glazigenen Sedimente sowie eine markante nordische Komponente in ihrer Kiesfraktion identifizieren, jedoch sind Tagesaufschlüsse im Weserbergland sehr selten. Nur zwei derartige pollenanalytisch datierte Schichtenfolgen wurden bisher beschrieben, nämlich der Steiluferaufschluß an der Werre bei Nienhagen, Blatt 4018 Lage (Schütrumpf 1980: 70) sowie eine geringmächtige Abfolge von Torf. Mudde und humosem Silt über drenthestadialen Sedimenten in einer Sandgrube östlich Buer, Blatt 3716 Melle (MEYER K.-D. & MEYER, K.-J. 1992: 81). Kernbohrungen, die 1996 abgeteuft worden waren, erbrachten den Nachweis, daß der erstgenannte Aufschluß in einer Subrosionsenke (Subrosionssenke von Nienhagen, Abb. 2 Nr. 16) gelegen ist, deren mindestens 26 m mächtige Abschwemm-Massen auch holsteinzeitliche und unterpleistozäne Sedimente enthalten (MANTHEY 1997).

Günstigere Erhaltungsbedingungen boten wiederum die Sedimentfallen der Auslaugungssenken. Die wichtigste ist diejenige der Ziegelei Bergmann in Kalletal-Hohenhausen (Blatt 3819 Vlotho), die im Grenzbereich der drenthezeitlichen Vereisung liegt. In dieser Ziegeleitongrube wurde zur Zeit der Erstkartierung ein dunkelgrauer zäher, humoser Ton mit Torflagen abgebaut, den NAUMANN (1922) als terrestrisches, Braunkohlen führendes Miozän ansprach. Durch neuere Untersuchungen wurde die Schichtenfolge als Pleistozän-Füllung einer Auslaugungssenke erkannt, und 1989 lieferten zwei Schappenbohrungen für Grundwassermeßstellen geeignetes Probenmaterial für die Pollenanalyse. Das knapp 7 m mächtige torfhaltige bis humose Profil (Abb. 3 Nr. 9) mit siltigen sowie sandig-kiesigen Partien zeigt eine Florenabfolge des ausgehenden Eems (Abb. 8). Der anfangs dominierende Eichenmischwald, in dem auch Carpinus stockte, wurde infolge einer Klimaabkühlung durch Nadelgehölze (Pinus, Abies) in zunehmendem Maße verdrängt. Typisch für das Eem sind auffallend hohe Tilia-Anteile im Eichenmischwald sowie hohe Abies-Ouoten unter den Nadelgehölzen.

Weder die sandig-kiesigen Lagen innerhalb des eemzeitlichen Profils noch der geringmächtige Keuper-Kies der unterlagernden Westerkalle-Mittelterrasse enthalten allerdings nordische Gesteine.

Innerhalb des drenthezeitlichen Vereisungsgebiets liegt die Subrosionssenke Großer Weserbogen (Blatt 3719 Minden), die 1987 durch eine kombinierte Spül- und Rammkernbohrung erkundet wurde, nachdem bei der Naßauskiesung dort eine extrem hohe Mächtigkeit der Weser-Niederterrasse angetroffen worden war. Die Bohrung Großer Weserbogen 1987 (Abb. 3 Nr. 10) erschloß im Liegenden der 28 m mächtigen Hochflut- und Niederterrassenablagerung 15,8 m überwiegend siltig-tonige, humose, jedoch kalkhaltige bis kalkreiche Abschwemm-Massen, die nur in den obersten 4 m eine ausreichend repräsentative Pollenflora lieferten: aus 28,50 m Teufe ein Pollenspektrum der Kiefern-Zeit, aus 31,9 m Teufe ein solches der Kiefern-Fichten-Tannen-Zeit innerhalb des Eems (Bearb.: H.-W. REHAGEN Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Die Pollengemeinschaften können mit den Zonen VII und VI des Profils von Rederstall in Dithmarschen, Schleswig-Holstein (MENKE & TYNNI 1984) parallelisiert werden.

Die Geröllanalyse der eingeschalteten Kiese ergab eine starke Vormacht von Weserberglandgesteinen (74-90%) vor nordischen (bis 18%), während Material des Wesertals fehlte (LOHSE 1988). Dieses Ergebnis stützt die pollenstratigraphische Datierung.

3.8 Weichsel-Kaltzeit

Während des Weichsels gehörte das Untersuchungsgebiet zum Periglazialbereich weit südlich des Eisrandes. In den Tälern sedimentierten Kiese und Sande der Niederterrassenkörper. Weitflächig wurde siltig-feinsandiger Löß aufgeweht, und in den Hanglagen bildeten sich Fließerden aus pleistozänen Lockergesteinen und Festgesteinsschutt. Nach den bisherigen Bohrbefunden im Untersuchungsgebiet entstanden keine Subrosionssenken neu, doch senkten sich einige bereits vorhandene erneut ein und wurden mit Sediment gefüllt. Dabei entstanden vor allem besonders mächtige Schotterkörper der Niederterrassen im Weser- und Werretal.

In der Subrosionssenke Großer Weserbogen wurde 23,0 m mächtiger Niederterrassen-Kies erbohrt: Zuunterst lagert 8,0 m sandiger Fein- bis Grobkies mit Lagen von tonigem Silt, darüber folgen 8,0 m feinkiesiger Mittelkies und schließlich 7,0 m sandiger Fein- und Mittelkies. Nur die beiden oberen Abschnitte weisen einen deutlichen Kalkgehalt auf. Im Geröllspektrum herrschen Buntsandstein und paläozoisches Material des Wesertals gegenüber mesozoischen Gesteinen des Weserberglands vor, der Anteil nordischer Geschiebe schwankt zwischen 3 und 9 % (LOHSE 1988).

Die Niederterrassen-Mächtigkeit im Großen Weserbogen ist zwar die größte bisher im nordrheinwestfälischen Abschnitt des Wesertals zwischen Rinteln und Porta Westfalica nachgewiesene, doch wird sie von der Füllung einer ausgedehnten Subrosionssenke im Raum Hameln in Niedersachsen weit übertroffen. Dort und weseraufwärts bis Bad Karlshafen sind entsprechende Untersuchungen derzeit im Gang (J. LEPPER und W. THIEM, mdl. Mitt.).

In der Subrosionssenke Schlachthof Bad Oeynhausen werden die bavelzeitlichen Abschwemm-Massen von 14,8 m Fein- bis Grobsand mit eingeschalteten dünnen Kieslagen der Werre-Niederterrasse überlagert, die dort ihre größte bisher im Stadtgebiet bekanntgewordene Mächtigkeit besitzt. Im Geröllspektrum herrschen heimische Gesteine aus Weserbergland und Teutoburger Wald gegenüber nordischen wiederum stark vor, doch erreichen letztere jeweils Anteile zwischen 13 und 20 % (LOHSE 1988).

Am Nordrand des Werretales wurden in der wohl eemzeitlich eingesunkenen Subrosionssenke Blutwiese in Löhne-Gohfeld (Abb 2 Nr. 14) zwischen zwei Niederterrassen-Kieskörpern und im Liegenden davon pollenführende Silte und Tone erbohrt (HENKE 1990), die nach H.-W. REHAGEN (unveröff. Bericht Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) wahrscheinlich dem Odderade- bzw. dem Moershoofd-Interstadial des Weichsel-Frühglazials zuzuordnen sind.

Weichselzeitlicher Löß fand sich in der für das Blattgebiet 3818 Herford maximalen Mächtigkeit zwischen 7,6 und 8,6 m in den Subrosionssenken von Hollwiesen-Horst und Steinbeck-Loose (DEUTLOFF 1995b: 88).

4. Ergebnis

Mit den beschriebenen Schichtenfolgen aus 10 Subrosionssenken werden erstmals die aus diesen Sedimentfallen gewonnenen neuen Erkenntnisse über die geologische Geschichte Ostwestfalens während des Pleistozäns im Zusammenhang vorgestellt. Diesen Ereignissen ging in den ältesten Subrosionssenken eine langfristige tertiärzeitliche Entwicklung voraus, die beispielsweise in der Senke Kurpark Vlotho, Blatt 3819 Vlotho (Abb. 2 Nr. 11), im Unteroligozän begann (DEUT-LOFF 1995a). Andererseits dauerten die Senkungsbewegungen in einigen Strukturen auch während des Holozäns an oder setzten nach Ende des Weichsels von neuem ein, so in den Subrosionssenken von Exter-Krutheide und Steinbeck-Loose, Blatt 3818 Herford (DEUTLOFF 1995: 91 u. Tab. 11) beziehungsweise Hücker Moor, Blatt 3817 Bünde (FREUND 1994).

Aus den gewonnenen Erkenntnissen läßt sich folgern, daß

1. die Subrosion in Ostwestfalen spätestens zu Beginn des Oligozäns einsetzte und das gesamte jüngere Tertiär und das Quartär hindurch andauerte, allerdings mit unterschiedlicher Intensität.

2. in den Subrosionssenken die Abschwemm-Massen fast ausschließlich im limnisch-fluviatilen Milieu sedimentiert wurden. Nur selten kam es zum Aufwuchs von Niedermooren während Ruhepausen der Absenkung. Daher schwankt der Anteil organischen Materials in den Sedimenten innerhalb weiter Grenzen, wodurch die pollenanalytische Altersbestimmung allzuoft stark eingeschränkt wird.

3. das pleistozäne Subrosionsgeschehen seinen Höhepunkt während des Cromer-Komplexes erreichte.

4. entgegen einer früher verbreiteten Meinung die Subrosionsprozesse auch während der pleistozänen Kaltzeiten andauerten, wie das Beispiel der Bohrung Steinbeck 1976 für die Saale-Zeit beweist. Um so auffälliger ist die Abwesenheit glazigener Ablagerungen aus der vorangegangenen Elster-Kaltzeit in sämtlichen ostwestfälischen Subrosionssenken außer derjenigen von Mühlenhof Möllbergen nahe der Porta Westfalica.

5. der Nachweis oberpleistozäner Sedimente in Subrosionssenken des Weser- und Kalletals eine Nordwanderung der Subrosionsvorgänge anzudeuten scheint, doch fehlen für eine zuverlässige Aussage noch entsprechende Untersuchungen im südlichen Weser- und Wiehengebirgsvorland.

Danksagung

Da die meisten der beschriebenen Forschungsbohrungen durch das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen ausgeführt wurden, waren an deren Bearbeitung zahlreiche Kolleginnen und Kollegen beteiligt, denen hiermit gedankt sei. Besonders erwähnt sei Herr Dipl.-Ing. J. Ro-THER, der bei den Bohrungsbearbeitungen tatkräftig und zuverlässig mitwirkte.

Prof. Dr. GRÜGER/Göttingen sei für palynostratigraphische Diskussionsbeiträge herzlich gedankt.

5 Schriftenverzeichnis

- BECKER, L. (1975): Das Vahlhäuser Senkungsfeld, eine mittelpleistozäne Subrosionssenke im Meinberger Graben (östlich Detmold). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 150: 373 - 388, 3 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- BENDA, L.; GAERTNER, H. R. VON; HERRMANN, R.; LÜTTIG, G.; STREIF, H.; WUNDERLICH, H. G. (1968): Känozoische Sedimente in tektonischen Fallen und Subrosionssenken in Süd-Niedersachsen. - Z. dt. Geol. Ges., 117: 713 - 726, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BENNET, K. D. (1994): PSIMPOLL version 2.23: a C program for analysing pollen data and plotting pollen diagrams. - Newsl. INQUA Working Group Data Handling Methods, **11**: 1-3; Oxford.
- CASPERS, G.; JORDAN, H.; MERKT, J.; MEYER, K.-D.; MÜLLER, H.; STREIF, H. (1995): Niedersachsen. - In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 23 - 58, 9 Abb., 1 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger). - [Internat. Kongr. Quart.-Vereinig. <4., 1995, Berlin>].
- DEUTLOFF, O. (1995a): Forschungsbohrung Kurpark Vlotho 1993. - In: Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben. Tätigkeitsbericht 1993/94: 89 - 91, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover (Niedersächsisches Landesamt Bodenforschung).
- (1995b), mit Beitr. von DUBBER, H.-J.; JÄGER, B.; MI-CHEL, G.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 3818 Herford. - Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, Erl., **3818**, 2. Aufl: 182 S., 13 Abb., 17 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KÜHN-VELTEN, H.; MICHEL, G.; SKUPIN, K. (1982): Erläuterungen zu Blatt C 3918 Minden. - Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100 000, Erl., C 3918: 80 S., 17 Abb., 2 Tab.; Krefeld.

- KÜHN-VELTEN, H.; MICHEL, G. (1986): Erläuterungen zu Blatt C 3914 Bielefeld. - Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100 000, Erl., C 3914: 104 S., 19 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- DUPHORN, K. (1986): Das subrosive Sicherheitsrisiko bei der geplanten Endlagerung von radioaktiven Abfällen im Salzstock Gorleben aus quartärgeologischer Sicht. - Z. dt. geol. Ges., **137:** 105-120, 5 Abb.; Hannover.
- EISSMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). - Altenburger naturwiss. Forsch., 7: 55 - 135, 35 Abb., 5 Tab., 12 Taf.; Altenburg.
- FAEGRI, K.; IVERSEN, J. (1993): Bestimmungsschlüssel für die nordwesteuropäische Pollenflora. - 85 S., 453 Abb.; Jena.
- FARRENSCHON, J. (1986), mit Beitr. von DAHM-AHRENS, H.; MICHEL, G., VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4019 Detmold.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., 4019, 2. Aufl.: 172 S., 13 Abb., 15 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- (1995a): Loam pit "Bergmann" in Blomberg-Hohedömsen. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Quaternary field trips in Central Europe. 1; Regional field trips 10: Central Upland Margin Traverse, Stop 26: 586 - 587, 1 Abb.; München (Pfeil-Verl.).
- (1995b), mit Beitr. von HOFFMANN, M.; MICHEL, G.;
 WARSTAT, M.: Erläuterungen zu Blatt 4020 Blomberg.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, Erl., 4020,
 2. Aufl.: 155 S., 9 Abb., 13 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- (1998), mit Beitr. von Betzer, H.-J.; Jäger, B.; MICHEL,
 G.: Erläuterungen zu Blatt 3919 Lemgo.- Geol. Kt.
 Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3919**, 2. Aufl.: 150 S.,
 8 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- (1998): Ursachen und Folgen großräumiger Hohlraumbildungen durch Salinarkarst und Salzabwanderung im tiefen Untergrund des Lippischen Berglandes. - Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskde., 67: 283-308, 7 Abb., 3 Tab.; Detmold.
- FREUND, H. (1994): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung im westlichen Weserbergland. - Abh. Westf. Mus. Naturkde., 56: 3-103, 35 Abb., 6 Tab.; Münster.
- FROMM, K. (1994): Paläomagnetische Bestimmungen an Quartärsedimenten in Nordwest-Deutschland. -Geol. Jb., A, 134: 229 - 257, 13 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT NORDRHEIN-WESTFA-LEN [Hrsg.] (1986): Tätigkeitsbericht 1984 bis 1985.-86 S., 71 Abb., 12 Tab.; Krefeld.
- HAHNE, J.; MENGELING, H.; MERKT, J.; GRAMANN, F. (1994):
 Die Hunteburg-Warmzeit ("Cromer-Komplex") und Ablagerungen der Elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeit in der Forschungsbohrung "Hunteburg GE 58" bei Osnabrück. - Geol. Jb., A, **134**: 117 - 165, 21 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- HENKE, J.-H. (1990): Die Niederterrassenablagerungen der Werre in der Flur "Blutwiese", Löhne-Gohfeld. -Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **31:** 71 - 83, 4 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.

- HERRMANN, R. (1968): Auslaugung durch aufsteigende Mineralwässer als Ursache von Erdfällen bei Bad Pyrmont. - Geol. Jb., 87: 265 - 284, 8 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- (1972): Über Erdfälle äußerst tiefen Ursprungs (Die "Wolkenbrüche" bei Trendelburg und die "Meere" bei Bad Pyrmont). - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 100: 177 - 193, 5 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HOMANN, M.; LEPPER, J. (1994): Das Cromer-Profil von Sohlingen (Süd-Niedersachsen). - Geol. Jb., A, 134: 211 - 228, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- JORDAN, H.; SCHWARTAU, W. (1993): Das Lößprofil von Ahlshausen und weitere tiefe Quartäraufschlüsse entlang der Bundesbahn-Neubaustrecke bei Northeim, Südniedersachsen. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 43: 110 - 122, 9 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- KALTWANG, J. (1992): Die pleistozäne Vereisungsgrenze im südlichen Niedersachsen und im östlichen Westfalen. - Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover, **33**: 161 S., 7 Abb., 38 Tab., 49 Kt.; Hannover.
- KLOSTERMANN, J. (1995): Nordrhein-Westfalen. In: BENDA L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 59 - 94, 6 Abb., 8 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).- [Internat. Kongr. Quart.- Vereinig. <4., 1995, Berlin>].
- KNAUFF, W. (1978):, mit Beitr. von DEUTLOFF, O.; JÄGER,
 B.; MICHEL, G.; WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt
 3918 Bad Salzuflen.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf.
 1:25 000, Erl., **3918**, 2. Aufl.: 143 S., 17 Abb., 18
 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- KNOTH, W. (1995): Sachsen-Anhalt. In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 148 - 170, 5 Abb., 4 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).- [Internat. Kongr. Quart.- Vereinig. <4., 1995, Berlin>].
- KULLE, S. (1985): Drenthestadiale (pleistozäne) Staubeckensedimente und ihr Lagerungsverband in zwei Aufschlüssen im Wesertal zwischen Rinteln und Hameln. - Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 82 S., 18 Abb., 8 Tab., 4 Taf., 3 Anl.; Hannover. - [Unveröff.]
- LOHSE, D. (1988): Quartärgeologische Auswertung von Flachbohrungen im Raum Bad Oeynhausen - Vlotho, mit einer Kartierung am Westhang des Buhn. -Dipl.-Arb. u. -Kart. Univ. Hannover: 58 S., 11 Abb., 3 Tab., 30 Prof. im Anh., 2 Prof. u. 2 Kt. in Anl.; Hannover. - [Unveröff.]
- LÜTTIG, G. (1969): Abnorme Quartärprofile im nordwestdeutschen Bergland. - Geol. Jb., **88:** 13 - 34, 5 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- MANIA, D. (1967): Das Jungquartär aus dem ehemaligen Ascherslebener See im Nordharzvorland. - Petermanns geogr. Mitt., **111:** 257 - 273, 11 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Gotha, Leipzig.
- MANTHEY, S. (1997): Quartärgeologische Kartierung westlich von Detmold zwischen Werre und Teutoburger Wald. - Dipl.-Kart. Univ. Münster: VII+62 S., 20 Abb., 4 Tab., 4 Anl., Anh.; Münster. - [Unveröff.]
- MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. - Geol. Jb., A, 26: 3 - 151, 9 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Hannover.

- TYNNI, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. - Geol. Jb., A 76: 3-120, 18 Abb., 7 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- MESTWERDT, A. (1951): Zur Entstehung des Hücker Moores. - Festschr. z. 800-Jahrfeier der Gemeinden Hücker - Aschen, Kreis Herford, 1951: 7 S.; Herford.
- MEYER, K.-D.; MEYER, K.-J. (1992): Das Eem-Interglazial von Buer bei Melle/Osnabrück. - Osnabrücker naturwiss. Mitt., 18: 81 - 90, 5 Abb., 1 Tab.; Osnabrück.
- MOORE, P. D.; WEBB, J. A. COLLINSON, M. E. (1991): Pollen Analysis. - 216 S.; Oxford.
- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holsteinzeitlichen Kieselgur von Munster-Breloh. - Geol. Jb., A 21: 107 - 140, 10 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- NAUMANN, E. (1922): Erläuterungen zu Blatt Vlotho. -Geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-Staaten 1 : 25 000, Erl., 3819: 54 S., 1 Abb.; Berlin.
- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFOR-SCHUNG (1995): Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen 1 : 500 000.-Bearb. HINZE C.; HÖFLE, H.-C.; JORDAN, H.; MENGE-LING, H.; MEYER, K.-D. (Redaktion), ROHDE, P.; STREIF, H.; Hannover.
- REHAGEN, H.-W. (1980): Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem Pleistozän in Ostwestfalen- Lippe. - Westf. geogr. Stud., **36:** 57 - 64, 2 Tab.; Münster/Westf. [Tagung Arb.-Gem. Nordwestdeutscher Geologen <46., 5.-8.Juni 1979, Münster>].
- RÖHM, H. (1985): Bau und Zusammensetzung Saale-Eiszeitlicher Sedimentkörper im Raum Hausberge -Veltheim/Weser. - Dipl.-Arb. u. -Kart. Univ. Hannover: 107 S., 53 Abb., 7 Anl.; Hannover. - [Unveröff.]
- ROHDE, P. (1994): Weser und Leine am Berglandrand zur Ober- und Mittelterrassen-Zeit. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **44**: 106-113, 2 Abb.; Hannover.

- SCHNEIDER, H. (1975): Subrosionssenken im nordwestfälischen Bergland. - Münstersche Forsch. Geol. Paläont., 35: 71 - 88, 5 Taf.; Münster/Westf.
- SCHÜTRUMPF, R. (1980): Das Interglazial im Werre-Profil bei Nienhagen (Detmold). - Westf. geogr. Stud., 36: 65 - 70, 5 Abb.; Münster/Westf. [Tagung Arb.-Gem. Nordwestdeutscher Geologen <46., 5.-8.Juni 1979, Münster>].
- SERAPHIM, E. TH. (1972): Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. -Geol. Jb., A, 3: 85 S., 14 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland: Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und anschließender Gebiete. - 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- STEPHAN, H.-J.; MENKE, B. (1994): Das Pleistozän in Schleswig-Holstein. - GLA SH, 3: 19-62, 8 Abb., 33 Tab.; Kiel (Geol. L.-Amt).
- WEBER, H. (1952): Pliozän und Auslaugung im Gebiet der oberen Werra. - Geologica, 8: 136 S., 17 Abb., 4 Fototaf.; Berlin.
- WELLMANN, P. (1990): Aufbau und Genese des Saale-eiszeitlichen Sedimentkörpers von Krankenhagen-Möllenbeck. - Dipl.-Arb. u. -Kart. Univ. Hannover: 84 S., 45 Abb., 1 Tab., 13 Anl.; Hannover. - [Unveröff.]
- ZAGWIJN, W. H. (1957): Vegetation, climate and timecorrelations in the early Pleistocene of Europe. -Geol. en Mijnb., N. S., **19:** 233 - 244, 4 Abb., 2 Tab.; 's-Gravenhage.
- (1985): An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. - Geol. en Mijnb., 64: 17 - 24, 5 Abb.; Dordrecht.
- ZUBRÄGEL, A. (1991): Paläomagnetische Untersuchungen an Sedimenten einer Subrosionssenke im Salzetal. - Dipl.-Arb. Univ. Münster: 77 S., 41 Abb., 4 S. Anl.; Münster. - [Unveröff.]

Manuskript eingegangen am 19. April 1999

Die "Riesenhirschfundstelle" von Endingen: geowissenschaftliche und archäologische Untersuchungen an einem spätglazialen Fundplatz in Vorpommern¹)

KNUT KAISER, PIM DE KLERK & THOMAS TERBERGER*)

– elk, giant deer, Bölling, Alleröd, palynostratigraphy, sedimentation, Vorpommern, Northeastern Germany –

Inhalt

- 1 Einführung
- 2 Ältere stratigraphische Beobachtungen
- 3 Geologisch-bodenkundliche Verhältnisse
- 4 Vegetationsrekonstruktion
- 5 Radiokarbondaten
- 6 Archäologische Ergebnisse
- 7 Megaloceros giganteus im Spätglazial des nördlichen Mitteleuropa
- 8 Zusammenfassende Diskussion
- 9 Schriftenverzeichnis

Kurzfassung: Vorgestellt werden Neuuntersuchungen an einem 1899 beim Sandabbau entdeckten spätglazialen Fundplatz im Kr. Nordvorpommern. Die z. T. Bearbeitungsspuren aufweisenden Knochenartefakte stammen zum größten Teil vom Elch, je einmal sind Riesenhirsch und Pferd vertreten. Lithische Artefakte sind nicht überliefert. Der in das frühe Alleröd datierende Elchjägerplatz Endingen VI repräsentiert den ältesten absolut datierten Nachweis einer menschlichen Besiedlung in Nordostdeutschland. Die Fundschicht selbst ist offenbar vollständig zerstört worden. Unmittelbar benachbarte Profile weisen eine Abfolge basaler Geschiebemergel, fluvialer Sand des Pleniglazials, spätglaziale Silikatmudde und fluvialer Sand der Jüngeren Dryas auf. Ein Pollendiagramm aus der Silikatmudde zeigt eine Palynostratigraphie vom "Bölling" (neu: "Hippophaë-Phase") bis zum mittleren Alleröd. Die Sedimentbildung und die Vegetationsentwicklung am Fundplatz werden erläutert sowie spätglaziale Nachweise des Riesenhirsches im nördlichen Mitteleuropa diskutiert.

[The "giant deer-site" of Endingen: geoarchaeological investigations at a Lateglacial site in Vorpommern (Northeastern Germany)]

Abstract: This text introduces recent investigations of a Lateglacial archaeological site in the district Nordvor-

pommern (NE Germany), which was discovered in 1899 in a sandpit. The bones, which partly show traces of human use, originate mainly from elk; single finds belong to giant deer and horse. Stone artefacts have not been found. This elk-hunter-camp Endingen VI, which is dated in the early Alleröd, represents the oldest known absolutely dated human settlement in NE Germany. The findlayer itself probably has been completely destroyed. Neighbouring profiles show a succession of basal till, Pleniglacial fluvial sands, Lateglacial muds and fluvial sands of the Younger Drvas. A Pollendiagram from the muds shows a palynostratigraphy ranging from the "Bölling" (new: "Hippophaë-phase") up to the middle Alleröd. Sedimentation and vegetational development of the site are discussed, as well as Lateglacial evidence of giant deer in northern Central-Europe.

1 Einführung

In einem Grundmoränenbecken westlich von Stralsund unweit des Gutes Endingen, Kr. Nordvorpommern, kamen 1899 beim Sandabbau teilweise bearbeitete Faunenreste zum Vorschein (Abb. 1, 2). Nach einer knappen Vorlage des Materials durch DEECKE (1900a, b) und ersten geowissenschaftlichen Arbeiten durch GROSS (1938, 1954) mit dem Ergebnis einer Datierung des Endinger Materials vor die spätweichselzeitliche "Vegalster Staffel" wurde durch WOLDSTEDT (1955) ein "Interglazial von Endingen" postuliert. Das Material und die Fundstelle gerieten danach aber weitgehend in Vergessenheit und so fehlte bislang eine verläßliche Bearbeitung des geowissenschaftlich interessanten Fundplatzes. Aus archäologischer Perspektive erhält dieser seine überregionale Bedeutung durch die Seltenheit absolut datierbarer archäologischer Inventare aus dem Spätglazial. Im Rahmen eines Projektes innerhalb des DFG-Schwerpunktprogrammes "Wandel der Geobiosphäre während der letzten 15.000 Jahre" (vgl. BILLWITZ et al. 1998) konnte der Fundplatz in den vergangenen Jahren umfassend neu untersucht werden. Die Arbeiten galten einer archäologischen und archäozoologischen Neubearbei-

Herrn Prof. Dr. Wolfgang Janke/Greifswald zum 65. Geburtstag gewidmet.

^{*)} Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geogr. K. KAISER, Dipl.-Geogr. P. DE KLERK, Universität Griefswald, Geographisches Institut, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16, D-17487 Greifswald, Dr. Th. TERBERGER, Universität Greifswald, Historisches Institut, Lehrstuhl für Ur- und Frühgeschichte, Hans-Fallada-Straße 1, D-17489 Greifswald
Die "Riesenhirschfundstelle" von Endingen: geowissenschaftliche und archäologische Untersuchungen an einem spätglazialen Fundplatz in Vorpommern



Abb. 1: A = Lage des Fundplatzes Endingen VI, B = Quartärgeologie im nördlichen Vorpommern (Quelle: Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1:500 000, Schwerin 1994, verändert), C = vereinfachte geologische Kartierung des Endinger Bruchs und seiner Umgebung.

Fig. 1: A = location of site Endingen VI, B = Quaternary geology in northern Vorpommern, C = simplified geological map of the area around the site.





Fig. 2: Fundplatz Endingen VI with corings, exploration pits, sections and Lateglacial mud-areas.

tung sowie radiometrischen Datierungen der Altfunde, der Lokalisierung der Fundschicht und Untersuchungen zur Stratigraphie der Fundstelle. Nach Vorlage der archäologischen Ergebnisse durch TERBERGER (1996a) und STREET (1996) stehen im folgenden die geowissenschaftlichen Aspekte im Vordergrund.

2 Ältere stratigraphische Beobachtungen

Ein durch DEECKE (1900a: 2f) aufgenommenes Profil bestand aus einem hangenden, z. T. kiesigen Sand mit Geschiebeblöcken und einem liegenden "nicht durchsunkenen, aber ziemlich mächtigen… Torfschlick und schwärzlich blauen Ton" (Abb. 3). Die Riesenhirschreste, die Knochen von Hecht und Ente sowie die botanischen Reste stammen aus dem "Torfschlick", die Elchreste sollen aus den hangenden Sanden stammen. Nach einem modernen Verständnis des Wortes "Torfschlick" könnte es sich bei diesem Sediment um eine Gyttja bzw. eine Mudde im Sinne eines Flachwasserabsatzes handeln.

Für die Datierung des Profils und der Funde nutzte DEECKE (1900a: 3) geologische Argumente und deutete den hangenden Kiessand als Produkt "der Thätigkeit von Gletscherbächen": Die Bildungen müssten demnach an der Grenze von Diluvium und Alluvium stehen, also altalluvial sein." Unter Berücksichtigung der damaligen Nachweise des Riesenhirsches wird auch ein, wenngleich nach DEECKES eigenen Worten kaum glaubhaftes "interglaciales" Alter diskutiert (DEECKE 1900 a: 9). Durch GRoss (1938) wurde ein Profil mit der Abfolge liegender toniger Sand, Dy-Tongyttja und hangender blockführender Kies auf der Ostseite im nördlichen Teil der Sandgrube untersucht. Nach TRAUTZSCH (1958) ging ein offenbar vorhandener umfangreicher Untersuchungsbericht von GROSS inklusive Pollenprofil durch Kriegseinwirkungen verloren. Faßt man die Angaben von GROSS (1938, 1954, 1958) zusammen, werden für die Endinger Riesenhirschfundstelle folgende Aussagen getroffen: Das untersuchte Dy-Tongyttjavorkommen im Nordosten der Sandgrube ist Bestandteil eines größeren spätglazialen Gewässers, wobei die eigentliche Faunen-Fundstelle von 1899 jedoch im Süden der Grube vermutet wird. Die Mudde der Fundschicht wird zunächst in die Ältere Dryas/den Übergang zum Alleröd, später hingegen in die Älteste Dryas datiert. Das Hangende wird, der späteren Datierung folgend, als grober Vorschüttsand der Velgaster Staffel angesprochen. Dieser Interpretation der Endinger Stratigraphie folgt auch WOLDSTEDT (1955: 223).2) Durch TRAUTZSCH (1958: 34, Abb. 12) wurde im Südbereich der Sandgrube ein etwa 40 x 30 cm großes, von kiesigen Sanden überlagertes und von Geschiebemergel unterlagertes Vorkommen einer wenige Dezimeter mächtigen "graugrünen stark sandigen und kalkhaltigen Gyttja" erbohrt. Das Gyttja-Vorkommen wurde chronologisch "an den Beginn des Gotiglazials in die waldlose Periode des Spätglazials" gestellt und die hangenden Kiessande allgemein der "subarktischen Periode" des Spätglazials zugewiesen.

3 Geologisch-bodenkundliche Verhältnisse

Im Bereich der Fundstelle wurden 62 Peilstangenund Rammkernbohrungen sowie 23 Sondagen niedergebracht (Abb. 4). Die Aufnahme der Profile, die bodenkundliche Terminologie und die Vorschriften für Laboranalysen folgen der AG BODEN (1994) und SCHLICHTING et al. (1995). Alle %-Angaben der Bodenanalysen beziehen sich auf Gewichtsprozent (Abb. 5).

Unter einer z. T. mehrere Meter mächtigen, zumeist kiesig-sandigen Deckschicht zeichnen sich, im Gegensatz zu GROSS (1938) und TRAUTSCH (1958), zwei getrennte Areale spätglazialer Silikatmudden ab. Teilweise formt die Deckschicht einen stark vom Sandabbau veränderten Flachhügel: eine jüngere, schwach ausgeprägte Vollform folgt einer älteren Hohlform (Abb. 4, mittlerer Schnitt). Während das nördliche Muddevorkommen von ca. 22 x 19 m durch die Vielzahl von Bohrungen und Sondagen exakt abgrenzbar ist, muß die südliche und westliche Ausdehnung des südlichen Vorkommens offen bleiben. Hier kann aber im Bereich der Sandgrube von einer ehemaligen Ufersituation ausgegangen werden. Für den Fundplatz VI ergibt sich nach den neuen Untersuchungen folgende Lithostratigraphie: Über Geschiebemergel (Einheit 1) folgen pleniglaziale fluviale Sande (Einheit 2), daran schließen sich spätglaziale Stillgewässerablagerungen an (Einheit 3), den Abschluß bilden spätglaziale, sandig-kiesige bzw. sandige Deckschichten fluvialer Genese (Einheit 4).

²) "Interglazial von Endingen. Im Wald von Endingen (Kreis Franzburg-Barth) liegt eine Dytongyttja unter geschichteten groben Sanden und Kiesen mit kopfgroßen Geschieben. Diese Gyttja ist nach der pollenanalytischen Untersuchung von GRoss (unveröffentlicht) in einer baumlosen Tundrenzeit abgelagert worden. In ihr wurden Reste von Riesenhirsch (angeblich bearbeitet) und Elch gefunden. Das Hangende dieser Gyttja wird wahrscheinlich von Vorschüttsanden der Velgaster Staffel gebildet." (WOLDSTEDT 1955: 223)



Abb. 3: Stratigraphie des Fundplatzes Endingen VI nach verschiedenen Autoren.Fig. 3: Stratigraphy of site Endingen VI after various authors.



Abb. 4: Geologische Schnitte am Fundplatz Endingen VI. Fig. 4: Geological sections at site Endingen VI.

Einheit 1 -Geschiebemergel

Der sehr schlecht sortierte Geschiebemergel besteht aus stark lehmigem Sand bis mittelsandigem Lehm und weist einen Carbonatgehalt von 7-13% auf. Räumlich könnte der sehr sandige Geschiebemergel der Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes in Nordostdeutschland, dem "Mecklenburger Vorstoß" (= "W3", vgl. RUHBERG et al. 1995), entsprechen. Auch in aktuellen Kartenveröffentlichungen (GEOLOGI-SCHES LANDESAMT M-V 1995) wird das oberste Geschiebemergelstockwerk in der Umgebung des Endinger Bruchs als "W3" ausgewiesen. Zur Überprüfung dieser stratigraphischen Einstufung wurden an den Profilen VI/S4 (CaCO₃ = 13%, unverwittert) und VI/S23 $(CaCo_3 = 7\%, \text{ evtl. ange-})$ wittert) Kleingeschiebezählungen nach TGL 25232 (1971) durchgeführt. Mit Geschiebesummen von 836 bzw. 551 Stück pro 5 kg (entspricht 127 bzw. 110 G/kg) ist der deutlich zu hohe Geschiebebestand nicht oder nur mit Vorbehalt interpretierbar. Im Auswertedreieck ergibt sich eine Zuordnung als saalezeitlicher Geschiebemergel. uncharakteri-Absolut stisch verhält sich bei den Endinger Proben der Quotient aus Nordischem Kristallin und Paläozoi-Kalksteinen mit schen Werten von 4,4 bzw. 11,2 gebenüber $\leq 1,0$ in 75 % aller untersuchten "W3"-



Abb. 5: Sedimentologie, Pedologie und Chronologie der Profile VI/S1, VI/S4 und VI/S23 (GVr = reduzierter Glühverlust = Abzug von 0,1% des GV je 1% Ton).

Fig. 5: Sedimentology, pedology and chronology of profiles VI/S1, VI/DS4 and VI/S23 (GVr = reduced loss on ignition).

Proben (vgl. RÜHBERG 1987). Auch weitere Quotienten weisen deutliche Abweichungen auf. Die Proben lassen sich daher keinem definierten Geschiebemergel zuordnen; wahrscheinlich liegt ein Problem der Till-Ausprägung vor (lokale Aufnahme fluvialen Materials?).

Einheit 2 - glazifluviale Sande

In 10 - 70 cm Mächtigkeit werden die spätglazialen Stillwasserablagerungen von geschichteten, mittel bis sehr schlecht sortierten, z. T. kies- und kalkhaltigen Sanden verschiedener Korngröße (lehmiger Sand bis Grobsand) unterlagert. Teilweise kommen, wie z. B. in VI/S4, Steine und Blöcke vor. Fehlende organische Substanz, fehlende Fossilien und die stratigraphische Position verweisen auf ein pleniglaziales Alter der Sande.

Einheit 3 - Stillgewässerablagerungen

Es konnten zwei Typen spätglazialer Mudden festgestellt werden. Im nördlichen Teil der Fundstelle (vgl. Abb. 2) eine ca. 35 cm mächtige feingeschichtete dunkelbraune Organo-Silikatmudde (Profil VI/S1: Schluff = 71 - 72 %, GV = 7 - 25 %, CaCo₃ = 0), im südlichen Teil eine ca. 25 cm mächtige, dunkelgraue Silikatmudde (Profil VI/S4: Schluff = 57 - 59 %, GV = 2 - 4 %, CaCo₃ = 9 - 10 %). Ein weiteres sandig-schluffiges limnisches Sediment unter der Organo-Silikatmudde in Profil VI/S1 ist pollenfossilfrei und datiert in den Zeitraum vor die Älteste Dryas. Diatomeenpräparate aus den Mudden zeigen in VI/S1 Kleinstschill und Nadelreste sowie in VI/23 stark korrodierte und zumeist unbestimmbare Diatomeenreste. Die wenigen bestimmbaren Diatomeen (Analyse: W. JANKE/Greifswald) lassen auf ein flaches und pflanzenreiches Kleingewässer schließen in das silikatische Komponenten schwacher Ufer- und Oberflächenerosion eingetragen wurden. In beiden Muddearealen setzt die spätglaziale limnische Sedimentation in der Hippophaë-Phase ein (vgl. Abschnitt 4). Die Mudden enden im Profil VI/S4 in der Älteren Dryas, im Profil VI/S1 dagegen erst im Alleröd. Das frühere Ende in VI/S4 dürfte auf eine fluviale Erosion der ehemals vorhandenen Alleröd-Sedimente während der Jüngeren Dryas zurückgehen: In VI/S1 schiebt sich zwischen die parallelgeschichtete Mudde des mittleren Alleröds und den hangenen Kiessand eine 6 cm schmale Lage aus verlagerter Mudde und belegt den fluvialen Abtrag des jüngeren Sedimentes. Die unterschiedliche lithologische Ausprägung der vertikal ca. 1 m voneinander entfernten Mudden in VI/S1 und VI/S4 ist auf unterschiedliche Sedimentationsbedingungen zurückzuführen (Wassertiefe und -bewegung, Makrophytenbesatz, Umgebungseinfluß).

Eine topographisch denkbare ehemalige Verbindung beider Muddeareale ist möglicherweise der fluvialen Erosion in der Jüngeren Dryas zum Opfer gefallen (vgl. Abb. 4, oberer Schnitt). Als 1899 fundlieferndes Sediment kommt nach lithologischen und chronologischen Gesichtspunkten das nördliche Muddevorkommen (Organo-Silikatmudde in VI/S1) in Betracht. Die Schichtung, der torfige Habitus sowie die Datierung der jüngsten Teile der Mudde und eines Riesenhirschrestes in das Alleröd (s. u.) ergeben eine offensichtliche Übereinstimmung mit dem "bänderthonartigen Torfschlick" DEECKES (1900a: 2f).

Einheit 4 - fluviale Deckschichten

Die Deckschichten können nur indirekt, d. h. durch liegende allerödzeitliche Sedimente, in die Jüngere Dryas datiert werden. Flächig dominieren schlecht bis sehr schlecht sortierte, geschichtete, kiesige Mittelsande (Abb. 5, Profile VI/S1 und VI/S4). Der Kiesanteil beträgt 7 - 51 %. Im Bereich von Profil VI/S23 sind auch schwach lehmige und tonige Sande an der Überdeckung liegender Mudden beteiligt. Hier erbringt eine mesolithische Fundschicht (jüngeres Boreal/älteres Atlantikum) einen alt- bis mittelholozänen terminus ante quem der Überdeckung (Abb. 5). In den mehr oder weniger homogenen kiesigen Sanden finden sich regellos gestreut Steine und z. T. auch Blöcke (max. 40 x 25 cm); GROSS (1938) beobachtete Blöcke von 70 x 35 cm. Für den Transport der Blöcke in den Randbereich des Endinger Bruchs kommt nur die direkte Wirkung von fließendem Wasser in Frage. Weder Hangprozesse noch Eisschollendrift stellen aufgrund der topographischen Verhältnisse alternative Interpretationen dar. Fünf Schichtrichtungsmessungen in den kiesigen Sanden, eine höhere Anzahl konnte aufgrund der Aufschlußsituation nicht erbracht werden, zeigen eine Schüttungsrichtung nach Südwesten bis Westen (Einfallsrichtung 238 - 284°, Einfallswinkel 5 - 29°). Es ergibt sich eine Übereinstimmung mit der rezenten Fließrichtung der ca. 1000 m entfernt gelegenen Barthe. Als kritische Erosionsgeschwindigkeit für einen angenommenen Korndurchmesser von 50 cm kann aus dem HJULSTRÖM-Diagramm (in TUCKER 1985: 25) eine Fließgeschwindigkeit von ca. 5 - 9 m/s entnommen werden. Auch wenn es sich am Fundplatz VI wahrscheinlich um eine "Schlammstromsedimentation" mit einem entsprechend geringeren Energieaufwand zum Transport der Blöcke gehandelt hat, sind Fließgeschwindigkeiten ähnlicher Dimension in der Barthe und ihren Nebenbächen nur unter kaltzeitlichen Bedingungen vorstellbar. Erklärbar ist der Transport der Steine und Blöcke sowie der kiesigen Sande durch zwei, eventuell kombinierbare Hypothesen:

1. Ereignishaft gelangte eine enorm hohe Wassermenge (z. B. zur Schneeschmelze im Frühjahr) während der Jüngeren Dryas aufgrund eines frostversiegelten Untergrundes (Permafrost oder lange jährliche Bodengefrornis) zum Abfluß und damit in das Becken.

2. Die Wassermenge wurde durch eine plötzliche natürliche Beckenentleerung oberhalb des Endinger Bruchs - im Sinne einer katastrophalen Ausflußvertiefung oder eines "Dammbruchs" bereitgestellt. Die topographischen Voraussetzungen dafür waren bartheaufwärts aufgrund mehrerer höhergelegener Becken gegeben. Insgesamt deutet die Sedimenstruktur und -textur der Deckschichten am Fundplatz VI, wie auch in anderen Profilen vom Rand des Endinger Bruchs, auf ein fluviales Maximalereignis in der Jüngeren Dryas.

4 Vegetationsrekonstruktion

Methodische Vorbemerkungen

Nach JANSSEN (1966) sind die Zunahme der Entfernung von einer Pollenquelle lokaler, extralokaler und regionaler Pollenniederschlag zu unterscheiben. So lassen sich Vegetationsmuster durch Analyse mehrerer Kerne mit unterschiedlicher Distanz zu den Pollenquellen rekonstruieren (vgl. JANSSEN & BRABER 1987, DE KLERK et al. 1997). Das Diagramm "Fundplatz VI, Sondierung 1 (VI/S1)" spiegelt den lokalen und extralokalen Pollenniederschlag an der Fundstelle wider (Abb. 6). Das ca. 1000 m entfernt gewonnene Diagramm "Hoher Birkengraben (HBG)" aus dem Zentralteil des Endinger Bruchs reflektiert hingegen den regionalen Pollenniederschlag (Abb. 7). Die Pollenproben wurden mit HCI aufgearbeitet, in KOH (20 %) gekocht, gesiebt (120 µm) sowie mit HF behandelt und acetolisiert (vgl. FAEGRI & IVERSEN 1989). Die Diagramme beziehen sich auf eine Pollensumme von Pollentypen terrestrischer Pflanzen (linke Diagrammhälfte). Pollentypen, die möglicherweise auf Pflanzen von feuchten und nassen Standorten zurückgehen (rechte Diagrammhälfte), wie z. B. der Poaceae- und Cyperaceae-Typ, wurden ausgeschlossen, da die aufgrund (extra-)lokaler Überrepräsentation irreführend eine offene Landschaft suggerieren können (vgl. Janssen 1966, Janssen & Ijzermans-Lut-GERHORST 1973). Das Verhältnis zwischen Baumpollen (AP) und terrestrischen Kräuterpollen (NAP) zeigt die relative Offenheit der Landschaft, die Spalte "Summe" gibt die Höhe der Pollensumme wieder. Jede Pollenkurve wird mit dem tatsächlichen Prozentsatz (schwarz) sowie dem fünffach überhöhten Wert (offene Kurve mit Tiefenlinie der analysierten Proben) wiedergegeben. Die Pollentyp-Nomenklatur bezieht sich auf die morphologischen Beschreibungen von MOORE et al. (1991) (M) und FAEGRI (1993) (F). Daneben wurde der Betula nana-Typ (*) mit kleinem Vestibulum vom Betula pubescens/undiff.-Typ (*) mit großem bzw. nicht deutlich sichtbarem Vestibulum getrennt.

Die Pollenkurven sind stratigraphisch geordnet, um die Vegetationssukzession klar hervortreten zu lassen. Auf Grund von Änderungen in der Pollenzusammensetzung sind die Diagramme in verschiedene biostratigraphische Zonen gegliedert, die nur der Vereinfachung der Diagrammbeschreibung dienen. Eine Korrelation beider Diagramme mit den Gliederungssystemen Mittelund Westeuropas führt zu Problemen, da diese nicht kompatibel sind (Bölling/Meiendorf-Problem; vgl. Bock et al. 1985, HOEK 1997, USINGER 1985). Aus diesem Grund wird die Korrelationstabelle durch einen Entwurf zur stratigraphischen Neugliederung des Spätglazials ergänzt (Abb. 8). Im folgenden werden nur die Ergebnisse zu Fundplatz VI vorgestellt. Eine spätere Studie wird ausführlicher die Entwicklung und räumliche Verbreitung der spätglazialen Vegetation im Endinger Bruch behandeln.

Ergebnisse

In beiden Diagrammen sind der *Artemisia-, Helianthemum-* und Chenopodiaceae-Typ sowie die *Vaccinium*-Sammelgruppe die wichtigsten NAP-Vertreter. Da die drei letzten Typen im Diagramm HBG mit höheren Werten auftreten als in VI/S1, ist davon auszugehen, daß Produzenten von diesen Pollentypen regional im Endinger Bruch eine wichtigere Rolle gespielt haben als lokal am Fundplatz VI. Sporen vom *Selaginella*-Typ - einem weiteren typischen Vertreter des Spätglazials - sind dagegen im Diagramm VI/S1 mit höheren Werten repräsentiert als in HBG, was auf eine extralokale Anwesenheit von Produzenten dieses Typs hinweist.







Fig. 6: Pollendiagram site Endingen VI, exploration pitt (VI/S1), 124-151 cm, selected pollen-curves.





Fig. 7: Pollendiagram Hoher Birkengraben (HBG), lower part, selected pollen-curves.



Abb. 8: Radiokarbondatierungen und Palynozonen der Organo-Silikatmudde in Profil VI/S1 (links) sowie Korrelation der Pollendiagramme VI/S1 und HBG mit stratigraphischen Gliederungen des Spätglazials (rechts).

Fig. 8: Radiocarbon dates and palynozones of the organic-silty mud of profile VI/S1 (left) and correlation of pollendiagrams VI/S1 and HBG with stratigraphical concepts of the Lateglacial (right).

Ein gehäuftes Vorkommen des Hippophaë rhamnoides-Typs beschränkt sich auf den unteren Abschnitt der Diagramme (Zonen HBG-A2, VI/S1-A und VI/S1-B). Eine ähnliche Phase tritt in vielen nordmitteleuropäischen Pollendiagrammen auf. Aus diesem Grunde schlagen wir vor, diesen Abschnitt als "Hippophaë-Phase" zu bezeichnen. Ungehindert von konkurrierenden Arten kann Hippophaë sich in großen Beständen ausbreiten und ein baumähnliches Wachstum annehmen (SKOGEN 1972, BOKELMANN et al. 1983). Ein Vergleich der NAP-Werte beider Diagramme zeigt, daß, obwohl regional im Endinger Bruch viele offene Stellen existieren, am Fundplatz VI die Vegetation ziemlich geschlossen war. Daher ist ein geschlossener Hipppophaë-Bestand anzunehmen. Der Rückgang von Hippophaë zu Beginn der Älteren Dryas (Dryas-II) kann möglicherweise mit einer Klimaverschlechterung in Verbindung gebracht werden, da der Sanddorn eine relativ wärmeliebende Pflanze ist (KOLSTRUP 1979). Die sehr hohen (extra-)lokalen Werte vom Juniperus-Typ, sowie die Zunahme der NAP-Pollen in den Zonen VI/S1-B, VI/S1-C1 und VI/S1-C2 zeugen von einer Ablösung des Hippophaë-Dickichts durch eine recht offene Juniperus-Strauchvegetation.

Am Ende der Älteren Dryas (HBG-A3, VI/S1-C2) ist in Profil HBG eine Abnahme des *Juniperus*-Typs zugunsten des *Betula nana*-Typs (produziert von *B. nana, B. humillis* und möglicherweise von Hybriden zwischen verschiedenen *Betula*-Arten) zu konstatieren, was auf eine regionale Ablösung des Wacholders durch die genannten *Betula*-Arten hinweist. Lokal am Fundplatz VI blieb *Juniperus* jedoch eine wichtige Komponente der Vegetation.

Auf den feuchten Standorten am Fundplatz haben Cyperaceae durchgehend eine dominierende Rolle gespielt (Wert ca. 50 - 75 %, HBG: 5 - 15 %), mit einem Maximum am Ende der Zone VI/S1-C1 (200 %). In Zone VI/S1-C2 wird der Cyperaceae-Typ von Pollen des *Potentilla*-Typs abgelöst, die aufgrund von Samenfunden wahrscheinlich auf *Potentilla palustre* zurückgehen.

Die Pollenwerte von *Betula pubescens-/*undiff.-Typ in Diagramm HBG sind ein Anzeichen dafür, daß in der ersten Phase des Alleröds (Zone HBG-B1) Baumbirken eine wichtige regionale Vegetationskomponente bildeten. Am Fundplatz VI (Zone VI/S1-D) beherrschten jedoch *Salix*-Arten wahrscheinlich Strauchweiden - die Vegetation. Zu dieser Phase dürften die archäologischen Funde gehören. Während der zweiten Phase des Alleröd (Zone VI/S1-E, HBG-2) ist *Pinus* am Fundplatz zu vermuten, deren Häufigkeit aufgrund der großen Pollenproduktion und der guten Pollenverbreitungsmöglichkeiten zu relativieren ist; auch *Juniperus* muß noch vorhanden gewesen sein. Die feuchteren Standorte wurden wiederum von Cyperaceae geprägt. Die letzte Phase des Alleröd (Zone HBG-B3) ist in Diagramm VI/S1 aufgrund einer Erosion dieser Sedimente in der Jüngeren Dryas (Dryas-III) nicht mehr vertreten.

5 Radiokarbondaten

Zum Fundplatz VI liegen zehn Radiokarbondatierungen vor (Tab. 1). Nur fünf Daten lassen sich nach der Konfrontation mit palynologischen, stratigraphischen und archäologischen Argumenten als plausibel bzw. genau genug bezeichnen. Insbesondere die konventionellen Datierungen an Gesamtsedimentproben der Organo-Silikatmudde von Profil VI/S1 lieferten sehr weite Vertrauensintervalle (± 200 bis 510 Jahre) und fielen tendenziell zu alt aus. Letzteres könnte auf eine Kontamination der Mudden mit älterem Kohlenstoff zurückgehen ("Reservoir-Effekt", vgl. GEYH 1983: 31ff.). Auch zwei der insgesamt fünf AMS-14C-Datierungen ergaben unbrauchbare, in diesem Falle zu junge Werte. Dafür könnten die sehr geringe Proben- und damit Kohlenstoffmenge des Makrorestes von Probe UtC-6940, die mögliche Datierung eines jüngeren Wurzelrestes bei Probe UtC-6973 sowie die mehrmonatige Lagerung der feuchten Proben verantwortlich sein (vgl. WOHLFAHRTH et al. 1998). Der Versuch, ein absolutes Alter des Beginns der spätglazialen Sedimentation im Profil VI/S1 zu erhalten, mißglückte aufgrund einer Datenreihe von 11580 ± 70 BP, 11840 ± 410 BP und 13750 ± 510 BP aus einem Entnahmeniveau (Abb. 5, 8). Zwei termini ante quem der Hippophaë-Phase mit 11950 ± 70 BP (Profil VI/S1) und 11930 ± 70 BP (UtC-6935 aus Profil III-25, ca. 900 m von Fundplatz VI) lassen aber den Sedimentationsbeginn zwischen 12500 und 12000 BP vermuten. Die Plausibilität der an den archäologischen Funden gewonnenen Daten wird im folgenden Abschnitt diskutiert.

6 Archäologische Ergebnisse

Mit der Wiederaufnahme der Geländearbeiten ist zwar die Lokalisierung des Fundplatzes, der in den Ortsakten unter der Bezeichnung Schuenhagen Fpl. 1 geführt wird, überzeugend gelungen, die spätglaziale Fundschicht konnte jedoch, trotz zahlreicher Sondagen nicht (mchr) aufgenom-

Nr.	Profil	Tiefe (cm)	Datum BP	Datum cal BC	Labor-Nr.	Methode	Material	Datum plausibel?
1	VI/S1	131,5-132,5	11685 ± 200	11665 ± 224	Hv-20985	konv	Organo-Silikatmudde	ja
2	VI/S1	139,0-141,0	12335 ± 230	12468 ± 312	Hv-21684	konv	Organo-Silikatmudde	nein
3	VI/S1	151,5-152,5	11950 ± 70	11977 ± 84	UtC-6939	AMS	Makrorest von Carex	ja
4	VI/S1	156,5-158,5	13750 ± 510	14475 ± 656	Hv-20986	konv	Organo-Silikatmudde	nein
5	VI/S1	156,5-158,5	11840 ± 410	11854 ± 484	Hv-21685	konv	Organo-Silikatmudde	nein
6	VI/S1	157,5-158,5	11580 ± 70	11551 ± 78	UtC-6940	AMS	Periderm-Material	nein
7	VI/S4	153,5-155,5	12360 ± 245	12506 ± 366	Hv-20987	konv	Makrorest von Salix	ja
8	VI/S4	160,0-161,0	9700 ± 200	8773 ± 316	UtC-6973	AMS	Makrorest von Carex	nein
9	Altfund	Riesenhirsch	11555 ± 100	11522 ± 110	UZ-3798	AMS	Geweih Riesenhirsch	ja
10	Altfund	Pferd	11830 ± 50	11835 ± 60	UtC-5681	AMS	Rippe Pferd	ia

Tab. 1: Radiokarbondaten vom Fundplatz Endingen VI. Kalibration mit 2-D Dipersion Calibration Program Version Cologne, WENNINGER 1993.

Tab. 1: Radiocarbon dates of site Endingen VI. Calibrated by 2-D Dipersion Calibration Program Version

men werden. Eine angeschnittene Strate des späten Frühmesolithikums wurde kleinräumig freigelegt. Die geowissenschaftlichen Arbeiten haben für das Alleröd ein Stillgewässer nachgewiesen, aus dessen muddigen Sedimenten nach DEECKE (1900a, b) die Faunenreste geborgen wurden. Der eigentliche Lagerplatz hat am Ufer dieses Gewässers gelegen. Schnell fließendes Wasser führte in der Jüngeren Dryas wahrscheinlich zu einer Ausräumung der höhergelegenen Sedimente, so daß vom ursprünglichen Lagerplatz weder Befunde noch Funde überliefert sind. Das vorhandene Material kann demnach als eine im Wasser gelegene Abfallzone aufgefaßt werden. Diese Fundumstände scheinen mit dafür verantwortlich, daß ausschließlich Faunenreste geborgen wurden und keine Steinartefakte. Das Fundmaterial, das überwiegend in der Geologischen Sammlung der Universität Greifswald aufbewahrt wird, besteht aus 44 Fragmenten, die zu 40 Geweih- und Knochenresten gehören (STREET 1996, TERBERGER 1996a). Obwohl der Kontext und das Ausmaß der Fundstreuung nur vage bekannt ist, läßt Homogenität des Materials an ein ursprünglich relativ begrenztes Fundinventar denken: Allein der Elch konnte mit acht, z. T. mit Schnittund Schlagspuren versehenen Knochenfragmenten als eindeutige Jagdbeute identifiziert werden (Abb. 9, 10). 22 Knochenfragmente sind als Reste von mindestens zwei großen Cerviden anzusprechen; diese gehören vermutlich ebenfalls zu Elch. Mit vereinzelten Fragmenten ist auch Hecht (zweimal) und Ente (einmal) vertreten. Hervorzuheben sind eine messerartig angeschärfte Pferderippe sowie eine als "Kern" genutzte Abwurfstange vom Riesenhirsch (Abb. 10). Beide Objekte sind als Werkzeug bzw. Werkstück wahrscheinlich mit nach Endingen gebracht worden, zumal sie die Spezies jeweils als Einzelstücke vertreten. Ähnlich zugerichtete "Rippenmesser" vom Pferd sind aus Fundschichten der Rentierjägerstationen Meiendorf und Stellmoor bekannt, die in den Kontext der Hamburger Kultur gehören. Die "Rippenmesser" können jedoch nicht als exklusive Form des Spätglazials gewertet werden, da z. B. ein ganz ähnliches Werkzeug aus slawischem Zusammenhang bekannt geworden ist. Bisher ohne Parallelen im Spätglazial steht die Nutzung eines Riesenhirschgeweihs für die Gewinnung von Grundformen. An dem Geweihfragment lassen sich die typischen Merkmale der Spangewinnungstechnik ablesen (Abb. 10): Begradigte Kanten und zwei stehengebliebene Enden herausgetrennter Späne erlauben den fortgeschrittenen Abbau des Geweihs nachzuvollziehen. Die Späne sind als Rohformen für Geschoßspitzen (mit Widerhaken) anzusehen (TERBERGER 1997: 18, STREET & BAALES 1997: 379). In einer folgenden Nutzungsphase des Geweihstückes wurde die Spongiosa entfernt, der Zweck dieser Bearbeitung ist unklar. Das Geweihstück ist nicht nur ein seltener Nachweis des Riesenhirsches in Norddeutschland, sondern auch der Spangewinnungstechnik im Alleröd. Der Fund ist damit auch ein Bindeglied zwischen spätglazialer und holozäner (mesolithischer) Technologie.

Die Datierung der Funde in das Alleröd-Interstadial ergibt sich aus stratigraphischen Überlegungen, die mit zwei AMS-14C-Daten eine Bestätigung finden: Ein Datum von 11830 ± 50 BP (UtC-5681) für die angeschärfte Pferderippe stellt das älteste 14C-Datum aus archäologischem Kontext für Mecklenburg-Vorpommern dar. Das Datum für das Riesenhirschgeweih fällt mit 11555 ± 100



Abb. 9: Spätglaziale Fauna am Fundplatz Endingen VI. Fig. 9: Lateglacial fauna of site Endingen VI.

BP (UZ-3798) deutlich jünger aus. Für die Interpretation der Daten kommt eine Teilung der Funde in zwei Fundschichten in Betracht. Dann würde die Pferderippe zu einer älteren Belegungsphase gehören. Allerdings ist auch eine zeitliche Streuung von Daten für einen Horizont und damit ein methodisches Problem möglich. Größere Datierungsabweichungen eines Ereignisses mögen AMS-¹⁴C-Daten an Knochenresten aus der Grotte du Bichon, Schweiz, beispielhaft illustieren: Zwei Daten an einem Bärenskelett ergaben eine Differenz von 320 Jahren (ETH-8301: 11680 ± 90 BP, ETH-8775: 11360 ± 120 BP). Bezieht man zwei weitere Datierungen ein, die an einem dazugehörigen, menschlichen SKelett ermittelt wurden, erhöht sich der Datierungsbereich für diesen Jagdunfall, bei dem Mensch und Bär zur Tode kamen, sogar auf 400 Jahre (Morel 1993). In Endingen möchte man das Gros der Funde zu einer Aufenthaltsphase rechnen, was eine Einstreuung älterer Elemente nicht ausschließt. Beide Daten ordnen die Fundschicht(en) in das frühe Alleröd ein. Zusammenfassend kann der Fundplatz als Elchjägerplatz angesprochen werden. Ein reiner Schlachtplatz ist aufgrund des Rippenmessers und des Geweihkerns unwahrscheinlich. Letzte-



Abb. 10: Archäologische Funde vom Fundplatz Endingen VI. 1 Riesenhirschgeweih mit Spuren der Spangewinnung, 2 angeschärfte Pferderippe, 3 Elchknochen mit Schlagmarken und Schnittspuren. Fig. 10: Archaeological finds of site Endingen VI. 1 Antler of giant deer with traces of groove and splinter tech nique, 2 sharpened horse-ribs, 3 elk-bone with blow-marks and cut-marks.

rer weist auf die Fertigung von Geschoßspitzen am Ort hin. Die angeschärfte Rippe mag zum Schneiden von Pflanzen gedient haben, aber auch z. B. eine Funktion bei der Fellverarbeitung kommt in Betracht. Das Fehlen von Zeugnissen der Feuersteinbearbeitung ist wohl auf die Fundsituation und die Bergungsumstände zurückzuführen. Das kleine Endinger Ensemble erhält seine Bedeutung durch die Seltenheit von Fundstellen des Spätglazials mit erhaltenen Faunenresten. Gemeinsam mit dem Fundplatz Lüdersdorf, Kr. Nordwestmecklenburg, repräsentiert er einen seltenen Beleg für die Jagd bzw. Nutzung des Riesenhirsches im Spätglazial (BRATLUND 1993, OXA-3615: 11600 ± 105 BP). Mit dem Elch als nachgewiesene Jagdbeute entspricht der Fundplatz Endingen VI dem - allerdings recht lückenhaften -Bild der allerödzeitlichen Fundstellen Norddeutschlands und Südskandinaviens (ERIKSON 1996: 13, 19). Im Rheinland scheint im Alleröd demgegenüber der Rothirsch als Jagdbeute im Vordergrund zu stehen und der Elch zusammen mit Reh und Ur erst in zweiter Linie gejagt worden zu sein (Street & BAALES 1997: 376).

7 Megaloceros giganteus im Spätglazial des nördlichen Mitteleuropa

Der 1899 geborgene Geweihrest des Riesenhirsches (*Megaloceros giganteus* BLUMENBACH, 1803) ist der Anlaß, einen näheren Blick auf diese Art im Spätglazial des nördlichen Mitteleuropas zu richten. Seine Körpergröße (Schulterhöhe bis 1, 8 m) und das ausladende Geweih, das nach einem irischen Fund von Cheswardine eine Auslage von bis zu 369 cm erreichte (STUART 1991: 503; KAHLKE 1994: 35 ff), reiht *Megaloceros* in die Gruppe der imposanten spätglazialen Großsäuger ein.

Jungpaläolithische Höhlenmalereien und -gravierungen bezeugen, daß auch der eiszeitliche Mensch von diesem großen Cerviden beeindruckt war. Im südwest-französischen Departement Quercy ist der Riesenhirsch mit 20 Darstellungen in drei Höhlen gehäuft zu finden, während er im Perigord mit einem Beispiel vertreten ist (LORBLANCHET 1997: 58). In der Höhle von Cougnac nehmen drei Riesenhirsche eine markante Stellung innerhalb des Darstellungsensembles ein (LORBLANCHET 1984: 486). Drei Direktdatierungen der Farbreste stellen diese Malereien in das (jüngere) Gravettien (25120 - 22750 BP). Ein jüngeres Datum von 19500 ± 270 BP scheint auf eine spätere Ausgestaltungsphase zu verweisen, in der die Tiere vermutlich teilweise übermalt wurden (LORBLANCHET 1997: 268), Der Riesenhirsch ist für das Eem und das letzte Glazial im gesamteuropäischen Raum belegt (STUART 1991, KOENIGSWALD & HEINRICH 1996, KOENIGSWALD & ROSENDAHL 1997). Für das Spätglazial nimmt die irische Fundstelle Ballybetagh mit mehr als 100 Schädelfunden des Riesenhirsches eine besondere Stellung ein. Diese werden in das dem Alleröd entsprechende Woodgrange-Interstadial datiert. Im nördlichen Mitteleuropa lassen sich eine Reihe von datierten Nachweisen von Megaloceros giganteus aus dem Weichselspätglazial anführen (Abb. 11). Zwei Funde aus Schlutup bei Lübeck wurden durch GUENTHER (1955) aufgrund lithostratigraphischer Gesichtspunkte in ein Interstadial zwischen Pommerschem und Mecklenburger Stadium gestellt ("Lockarp-Interstadial", vgl. Du-PHORN et al. 1995: 137). Chronologisch schließt sich eine Reihe von sechs radiokarbondatierten Riesenhirschfunden aus Norddeutschland, Dänemark und Südschweden an. Diese belegen ein allerödzeitliches Vorkommen der Art, das eventuell bis in die Jüngere Dryas hineinreicht. Mit einer zeitlichen Lücke folgt ein Riesenhirschfund von Theresienhof bei Plön. Er soll nach lithostratigraphischen und pollenanalytischen Untersuchungen in den Übergang Jüngere Dryas/Präboreal oder in das Präboreal datieren (GUENTHER 1960, TIDELSKI 1960). Zwar ist die genannte pollenanalytische Untersuchung nicht in Zweifel zu ziehen. die Bergungsumstände lassen jedoch die wünschenswerte Eindeutigkeit vermissen: Das Stück wurde bei Baggerungen zufällig entdeckt und erst später aufgrund von anhaftenden Sedimentresten einem Horizont zugewiesen. Da dieser gegenüber den absolut datierten Exemplaren deutlich jünger eingestufte Riesenhirschfund isoliert steht, wäre eine Überprüfung wünschenswert.

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß die bislang 21 Funde aus Norddeutschland (5), Dänemark (10) und Südschweden (6) in der Regel nicht jünger als Alleröd datieren. Sollte sich die Datierung des Fundes von Plön in das beginnende Präboreal nicht bestätigen, so wäre der Riesenhirsch im nördlichen Mitteleuropa nach dem jetzigen Stand ab der frühen Jüngeren Dryas nicht mehr vertreten. In Sibirien lassen sich die jüngsten Reste von *Megaloceros* in der jungpaläolithischen Station Verhlenskaa Gora bei Irkutsk auf

12570 BP datieren (KAHLKE 1994: 35ff). Die bisher jüngsten datierten Funde überhaupt stammen von Irland und könnten für ein Fortleben von Megaloceros in dieser Region bis in die Jüngere Dryas sprechen (Ballybetagh: 10610 ± 495 BP; Kirkhead Cave: 10700 ± 200 BP, konv. Daten; STUART 1991: 504). Fünf neue irische AMS-14C-Daten an spätglazialen Exemplaren von Megaloceros ergaben jedoch Daten zwischen 11820 ± 120 BP und 10960 ± 110 BP (WOODMAN et al. 1997). D. h. bei Berücksichtigung dieser Daten und der großen Vertrauensintervalle der älteren Daten läßt sich ein Vorkommen in der Jüngeren Dryas bislang nicht sicher belegen. Der Mensch als Jäger wird das Aussterben der Art nicht ausgelöst haben, vielmehr hat der Riesenhirsch als Jagdbeute nach jetzigem Kenntnisstand im Spätglazial kaum eine Rolle gespielt. Die Bejagung mag den natürlichen Prozeß des Aussterbens beschleunigt haben.

8 Zusammenfassende Diskussion

In Abb. 12 wird eine modellartige Zusammenfassung der geowissenschaftlichen und archäologischen Ergebnisse zum Fundplatz VI gezeigt. Die am Fundplatz VI aufgeschlossenen Seeablagerungen datieren nach Pollenanalysen und 14C-Daten zweifelsfrei in das Spätglazial. Ein Bezug ihrer jungdryaszeitlichen Deckschichten zu glazialen Vorschüttsanden des "Langeland-Vorstoßes"/der "Velgaster Staffel" sensu Gross (1954) bzw. ein "Interglazial von Endingen" sensu WOLDSTEDT (1955) müssen daher abgelehnt werden. Die in einem Becken lokal nachgewiesene Abfolge von limnischen Sedimenten des älteren Spätglazials und fluvialen Sedimenten der Jüngeren Dryas fügt sich gut in das regionale Bild ähnlicher Sedimentationsräume ein (z. B. KLIEWE 1989, KAISER & TERBERGER 1996, KAISER & JANKE im Druck). Interessant ist ein aus der Uniformität der Mudden ableitbarer Hinweis auf lokale morphodynamische Stabilität zwischen der Hippophaë-Phase und dem Alleröd. Andere Profile aus dem Endinger Bruch in der Nähe heutiger Fließgewässer zeigen hingegen einen deutlichen fluvialen Einfluß während der Älteren Dryas: d. h. es können offensichtlich faziell bedingt bereits in einem Becken die stratigraphischen Aufzeichnungen kleinräumig erheblich voneinander abweichen. Dies muß bei der regional bislang üblichen Ausdeutung von Einzelprofilen und bei der Profilkorrelation über größere Entfernungen hinweg beachtet werden. Zu prüfen bleibt weiterhin, ob sich auch anderswo fluviale Maximalereignisse



Abb. 11: Datierte Nachweise des Riesenhirsches (Megaloceros giganteus) aus dem Spätglazial des nördlichen Mitteleuropa.

Fig.: Dated occurences of giant deer (Megaloceros giganteus) in northern Central-Europe.

während der Jüngeren Dryas nachweisen lassen und welche Ursachen dafür in Betracht kommen. Da in ausgedehnten Beckenarealen, wie z. B. in der Rostocker Heide oder in der Ueckermünder Heide, ungegliederte Sande der Jüngeren Dryas nachgewiesen wurden, liegt die Vermutung nahe, daß auch dort wenige fluvial-limnische oder äolische Ereignisse die Sedimentation verursacht haben.

Das regionale Pollenbild im Diagramm HBG zeigt eine klassische spätglaziale Palynostratigraphie des nördlichen Mitteleuropas. Ein Vergleich des Diagramms HBG mit dem Diagramm VI/S1 illustriert, daß am Fundplatz VI in allen Palynozonen lokal eine strauchreiche Vegetation existierte. Ein ausgeprägtes Maximum von *Hippophaë* zeigt sich in vielen nordmitteleuropäischen Diagrammen in einer ähnlichen biostratigraphischen Position.

Aus diesem Grunde wird vorgeschlagen, diese als "Hippophaë-Phase" zu bezeichnen, um damit Abstand von der traditionellen, jedoch irreführenden Gliederungssystemen zu gewinnen (Abb. 8). Während der Älteren Dryas dominierten *Juniperus*-Sträucher, die mit *Betula nana* bzw. *B. humilis* in geringerer Menge vergesellschaftet waren. Am Anfang des Alleröd prägten *Salix*-Sträu-



Abb. 12: Schematische Übersicht zur Landschaftsentwicklung am Fundplatz Endingen VI. Fig. 12: Schematic model of landscape development at site Endingen VI.

cher die Umgebung des Fundplatzes, während später auch *Pinus* aufkam.

Aus archäologischer Sicht repräsentiert der Elchjägerplatz Endingen den ältesten absolut datierten Nachweis einer menschlichen Besiedlung in Nordostdeutschland. Ein Zusammenhang des Fundplatzes mit den Federmessergruppen des Alleröd ist sehr wahrscheinlich, aufgrund des Fehlens von Steinartefakten unter den Funden aber nicht zu belegen. Spuren einer noch älteren Besiedlung durch die Rentierjäger der (späten) Hamburger Kultur lassen sich trotz solcher Nachweise im dänischen Jütland und auf Seeland für Mecklenburg-Vorpommern bisher nicht klar fassen (TERBERGER 1997). Berücksichtigt man die traditionellen typologischen Erkenntnisse, so lassen sich weitere Fundstellen der Federmessergruppen (Alleröd) sowie der Rentierjäger der Ahrensburger Kultur (Jüngere Dryas) inzwischen in gewachsener Zahl anführen (TERBERGER 1996b).

9 Schriftenverzeichnis

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung (4. Auflage). - 392 S.; Hannover.
- BILLWITZ, K., HELBIG, H., KAISER, K. & TERBERGER, T. (1998): Geländebefunde zur spätglazialen Naturraumgenese und Besiedlungsgeschichte von Becken und Platten in Vorpommern. - Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. **112**: 123 - 142; Stuttgart.
- BOCK, W., MENKE, B., STREHL, E. & ZIEMUS, H. (1985): Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein. - Eiszeitalter und Gegenwart, 35: 161 - 180; Öhrigen.
- BOKELMANN, K., HEINRICH, D. & MENKE, B. (1983): Fundplätze des Spätglazials am Hainholz-Esinger Moor, Kreis Pinneberg. - Offa, 40: 199 - 239; Neumünster.
- BRATLUND, B. (1993): Ein Riesenhirschschädel mit Bearbeitungsspuren aus Lüdersdorf, Kreis Grevesmühlen. - Offa 49/50: 7-14; Neumünster.
- DEECKE, W. (1900a): Ueber ein Vorkommen von bearbeiteten Säugetierresten bei Endingen (Kreis Franzburg). - Festschrift zur Feier des 50. Doktorjubiläums von Geheimrat Limpricht: 1-10; Greifswald.
- (1900b): Vorkommen von bearbeiteten Riesenhirschknochen bei Endingen (Kreis Franzburg) in Vorpommern. - Globus, **78** (1): 13-15; Braunschweig.
- DUPHORN, K., KLIEWE, H., NIEDERMEYER, R.-O., JANKE, W. & WERNER, F. (1995): Die deutsche Ostseeküste. Sammlung geologischer Führer **88**. - 281 S.; Berlin, Stuttgart.
- FAEGRI, K. (1983): Bestimmungsschlüssel für die nordwest-europäische Pollenflora. - Auszug aus FAEGRI, K & IVERSEN, J. (1989), übersetzt von E. LANGE, 85 S.; Jena.

- & IVERSEN, J. (1989): Textbook of Pollen analysis, 4th edn., (revised by FAEGRI, K. & KALAND, P. E. & KR-ZYWINSKI, K.) 328 S.; Chichester.
- ERIKSON, B. V. (1996): Regional variation in Late Pleistocene subsistence strategies. Southern Scandinavian reindeer hunters in an European context. - In: LARS-SON, L. (Hrsg.): The earliest settlement of Scandinavia and its relationship with neighbouring areas. Acta Archaeologica Lundensia ser. 8, 24: 7 - 22; Stockholm.
- VAN GEEL, B., COOPE, G. R. & VAN DER HAMMEN, T. (1989): Palaeoecology and stratigraphy of the lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). - Rev. Palaeobot. Palynol., 60: 25 - 129; Amsterdam.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VOR-POMMERN (1995): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern. Karte der quartären Bildungen - Oberfläche bis fünf Meter Tiefe 1:200000. Blatt Bad Doberan/Rostock; Schwerin.
- GEYH, M. (1983): Physikalische und chemische Datierungsmethoden in der Quartär-Forschung. - Clausthaler Tektonische Hefte 19, 163 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- GROSS, H. (1938): Endingen Kr. Franzburg-Barth, Fundort von Riesenhirschresten. - Unveröff. Mskr., Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Historisches Institut, Lehrstuhl f. Ur- und Frühgeschichte, o. S.; Greifswald.
- (1954): Das Alleröd-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Amerika. - Eiszeitalter und Gegenwart, 4/5: 189-209; Öhringen.
- (1958): Die bisherigen Ergebnisse von ¹⁴C-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. - Eiszeitalter und Gegenwart, **9:** 155-187; Öhringen.
- GUENTHER, E.-W. (1955): Diluviale Großsäuger aus Schleswig-Holstein und ihre zeitliche Einordnung. -Schriften Naturw. Ver. Schleswig-Holstein, 27 (2): 99 -112; Kiel
- (1960): Funde von Ren und Riesenhirsch in nacheiszeitlichen Schichten aus der N\u00e4he von Theresienhof bei Pl\u00f6n (Trentmoor und Brennacker). -Schriften Naturw. Ver. Schleswig-Holstein, 30: 79-91; Kiel
- VAN DER HAMMEN, T. (1957): The stratigraphy of the Late-Glacial. Geol. Mijnbouw, **19:** 250 254; 's Gravenhage.
- HOEK, W. Z. (1997): Palaeogeography of Lateglacial vegetations. Aspects of Lateglacial and Early Holocene vegetation, abiotic landscape, and climate in The Netherlands. - 147 S.; Utrecht (Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap: Nederlandse Geografische studies 230).
- JANKE, W. (1996): Biostratigraphische Untersuchungen am spätpaläolithischen Fundplatz Nienhagen, Lkr. Nordvorpommern. - Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch 1995: 49-56; Lübstorf.

- JANSSEN, C. R. (1966): Recent pollen spectra from the deciduous and coniferous-deciduous forest of northeastern Minnesota: a study in pollen dispersal. -Ecology, 47: 804-88825; Durham.
- & BRABER, F. I. (1987): The present and past grassland vegetation of the Chajoux and Moselotte valleys (Vosges, France). 2. Dynamic aspects and origin of grassland vegetation in the Chajoux valley, interpreted from the contrast between regional and local pollen deposition of dominant pollen types and the distribution of pollen indicators in pollen diagrams. Proc. Kon. Ned. Akad. van Wetensch. C, **90:** 115-138; Amsterdam.
- & IJZERMANS-LUTGERHORST, W. (1973): A "local" Late-Glacial pollen diagram from Limburg, Netherlands.
 Acta Bot. Neerl., 22: 213-220; Oxford.
- KAHLKE, R. D. (1994): Die Entstehungs-, Entwicklungsund Verbreitungsgeschichte der oberpleistozänen Mammuthus-Coelodonta-Faunenkomplexes in Eurasien (Großsäuger). - Abh. d. Senckenb. Naturf. Gesell. 546, 164 S.; Frankfurt a. M.
- KAISER, K. & TERBERGER. T. (1996): Archäologisch-geowissenschafliche Untersuchungen am spätpaläolithischen Fundplatz Nienhagen, Ikr. Nordvorpommern. - Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern 43, Jahrbuch 1995: 7 - 48; Lübstorf.
- & JANKE, W. (in Druck): Bodenkundlich-geomorphologische und paläobotanische Untersuchungen im Ryckbecken bei Greifswald (Wackerow-Fundplatz 1). - Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern 45, Jahrbuch 1997; Lübstorf.
- DE KLERK, P., JANSSEN, C. R., JOOSTEN, J. H. H. & TÖRN-QUIST, T. E. (1997): Species composition of an alluvial hardwood forest in the Dutch fluvial area under natural conditions (2700 cal year BP). - Acta Bot. Neerl., 46: 131-146; Oxford.
- KLIEWE, H. (1989): Zur Entwicklung der Küstenlandschaft im Nordosten der DDR während des Weichsel-Spätglazials. - Acta Geographica Debrecina 24 / 25: 99-113; Debrecen
- KOENIGSWALD, W. VON & HEINRICH, W. D. (1996): Kurze Charakterisierung der Veränderungen in der Säugetierfauna des Jungwuartärs in Mitteleuropa. -Tübinger Monographien zur Urgeschichte 11: 437- 448 (Festschrift Müller-Beck); Tübingen.
- & ROSENDAHL, W. (1997): Datenauszug zu Megaloceros im Jungpleistozän Europas aus der EUQUAM-Datenbank der ESF - Stand März 97; Bonn
- KOLSTRUP, E. (1979): Herbs as july temperature indicators for parts of the pleniglacial and late-glacial in the Netherlands. - Geol. Mijnbouw, 58: 377-380; 's Gravenhage.
- LILJERGEN, R. (1975): Subfossila vertebratfynd fran Skane. - University of Lund, Department of Quarternary Geology, Report 8, 187 S.; Lund.
- EKSTRÖM, J. (1996): The terrestrial Late Glacial fauna in South Sweden. - In: LARSSON, L. (Hrsg.): The earliest settlement of Scandinavia and its relationsship with neighbouring areas. Acta Archaeologica Lundensia 24: 135-139; Lund.

- LORBLANCHET, M. (1984): Cougnac. In: L'Art des Cavernes. Atlas des Grottes Ornées paléolithiques Francaise: 483-487; Paris.
- (1997): Höhlenmalerei Ein Handbuch. 340 S.; Sigmaringen.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BERGLUND, B. E. & DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. -Boreas, 3: 109-128; Oslo.
- MOORE, P. D., WEBB, J. A & COLLINSON, M. E. (1991): Pollen analysis. - 216 S.; Oxford.
- MOREL, P. (1993): Un chasse à l'ours brun il y a 12000 ans: nouvelle découverte à la grotte du Bichon (La Chaux-de-Fonds). - Archäologie der Schweiz 16: 111-117; Basel.
- RÜHBERG, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. - Zeitschrift für geologische Wissenschaften **15** (6): 759-767; Berlin.
- SCHULZ, W., BÜLOW, W. VON, MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., BREMER, F. & DANN, T. (1995): Mecklenburg-Vorpommern. - In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands, 95-115; Berlin, Stuttgart.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. - 295 S.; Berlin.
- SKOGEN, A. (1972): The Hippophaë rhamnoides alluvial forest at Leinöra, Central Norway, A. phytosociological and ecological study. - K. norske Vidensk. selsk. Skr. 4, 115 S.: Oslo.
- STREET, M. (1996): The Late Glacial faunal assemblage from Endingen, Lkr. Nordvorpommern. - Archäologisches Korrespondenzblatt 26 (1): 33-42; Mainz.
- & BAALES, M. (1997): Les gropes a Federmesser de l'Allerød en Rhénanie Centrale (Allemagne). -Bulletin de la Société Préhistorique Française, 94: 373-386; Paris.
- STUART, A. J. (1991): Mamamalian extinctions in the Late Pleistocene of Northern Eurasiia and North America. Biological Review 66: 453-562.
- TERBERGER, T. (1996a): Die "Riesenhirschfundstelle" von Endingen, Lkr. Nordvorpommern. Spätglaziale Besiedlungsspuren in Nordostdeutschland. - Archäologisches Korrespondenzblatt 26 (1): 13-32; Mainz.
- (1996b): The erly settlement of North-East Germany (Mecklenburg-Vorpommern). - In: LARSSON, L. (Hrsg.): The earliest settlement of Scandinavia and its relationsship with neighbouring areas. Acta Archaeologica Lundensia Ser. 8, 24: 111-122; Stockholm.
- (1997): Zur ältesten Besiedlungsgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns. - Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern, 4: 6-21; Waren/ Müritz.
- TGL 25232 (1971): Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. - 6 Blätter; Berlin.
- TIDELSKI, F. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen von voll-, spät- und postglazialen Ablagerungen aus dem Trentmoor und dem Brennacker (Krs. Plön). - Schriften Naturw. Ver. Schleswig-Holstein, **30:** 92- 09; Kiel.

- TRAUTSCH, G. (1958): Geologische Verhältnisse des Endinger Bruchs und seiner Randgebiete. - Unveröff. Diplomarbeit, Universität Greifswald, Geol.-Paläont. Inst. 55.; Greifswald.
- TUCKER, M. E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrographie. - 265 S.; Stuttgart.
- USINGER, H. (1985): Pollenstratigraphische, vegetationsund klimageschichtliche Gliederung des "Bölling-Alleröd Komplexes" in Schleswig-Holstein und ihre Bedeutung für die Spätglazial-Stratigraphie in benachbarten Gebieten. - FLora, **177:** 1 - 43; Berlin.
- WOHLFARTH, B., SKOG, G., POSSNERT, G. & HOLMQUIST, B. (1998): Pitfalls in the AMS rad*i*ocarbon-dating of terrestrial macrofossils. - Journal of Quaternary Science, **13**: 137-145, Oxford.
- WOLDSTEDT, P. (1955): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - 467 S.; Stuttgart.
- WOODMAN, P., MCCARTHY, M. & MONAGHAN, N. (1997): The Irish QUaternary fauna project. Quaternary Science Reviews. 16: 129-159; Oxford.

Manuskript eingegangen am 6. Oktober 1998

49

124 - 1312 Abb., 1 Tab.

Hannover 1999

Klimaschwankungen im Frühweichsel der Lößabfolgen des Mittelrheingebiets

WOLFGANG BOENIGK & MANFRED FRECHEN*)

- Loess, palaeosol, lumineszens dating, Greenland ice cores, Tönchesberg, Middle Rhine area, Germany -

Zusammenfassung: Am Tönchesberg und in Koblenz-Metternich sind über dem Bt-Horizont des Eems (OIS 5e) bis an die Basis des Oberweichsel-Löß (OIS 2) zehn eigenständige Bodenbildungen nachgewiesen, die durch Sedimentationsphasen voneinander getrennt sind. Bis auf die beiden jüngsten, die als braune Tundrenböden anzusprechen sind, handelt es sich um gut ausgeprägte Ah-Horizonte, z. T. um Bv-, Bt-Ah- bzw. Bt-Horizonte.

[Climatic variations in early weichselian loess sequences of the Middle Rhine areal

Extended Abstract: The loess/palaeosol sequences of the Middle Rhine area provide a relatively detailed and continuous terrestrial record of climate and environment change of the past 200,000 yrs. Loess/palaeosol sequences are generally well pronounced in inter- and intra-crater depressions of scoria cones in the East Eifel Volcanic Field, and on fluvial terraces, e.g. the lower middle terrace of the river Rhine and Moselle. Stratigraphical and chronological investigations of loess/palaeosol sequences from the sections at Tönchesberg and Koblenz-Metternich in the Middle Rhine area, indicate, that the last interglacial/glacial cycle is preserved in much more detail than previously thought. The eruption age of the scoria cones and intercalated tephra layers were independently dated by the 40Ar/39Ar-single grain-fusion dating method. These age estimates are in agreement with the geological interpretation.

In both sections, the last interglacial soil is covered by at least ten palaeosols, postdating the Eemian (oxygen isotope [sub]stage, OIS 5e) brown forest soil. The upper part of the brown forest soil was truncated in both sections. Two A horizons, a chernozem and a brown soil at Tönchesberg and two chernozem-like palaeosols at Koblenz-Metternich, were formed on reworked pedosediments. A reverse magnetization, designated to be the Blake event (~ 117,000 yrs), was recognized in these sediments at section Tönchesberg indicating a cooling and accumulation phase between 119,000 and 117,000 vrs. It is likely, that this cooling event corresponds to OIS 5e2. The following warming event, ranging from 117,000 to 113,000 yrs, is evidenced by a chernozem and a brown soil corresponds to OIS 5e1, as defined by the Greenland ice-core archive. Similar contemporaneous abrupt climate changes were described for the lake sediments of the Lac du Bouchet in France by the pollen spectra during OIS 5e. At the sections of Tönchesberg and Koblenz-Metternich the lower pedocomplex is covered by reworked loess-like sediments and loess, which is designated to be of Lower Weichselian age, most likely OIS 5d. Mean TL age estimates, although slightly underestimated, (additive dose method) range from 91 to 112 ka for these sediments and are in agreement with the geological interpretation.

The uppermost part of the loess is superimposed by a gleved chernozem, which is designated to represent the Brörup interstadial (OIS 5c). At section Tönchesberg, the interstadial palaeosol is covered by reworked humic-rich sediments, which are superimposed by a "parabraunerde-chernozem (BtAh)" palaeosol, designated to represent the Odderade interstadial and OIS 5a. Pellet sands and reworked humic-rich sediments intercalated by at least three soil formations (A horizons) were accumulated during OIS 4 and 3. It is likely that these soil formations are younger than 75,000 and older than 50,000 vrs based on luminescence dating.

A correlation between the terrestrial record of the loess/palaeosol sequences from the Middle Rhine area and the deep sea climate archive is difficult owing to the low resolution and to the climatic response of the oxygen isotope ratio, which primarily records the continental ice volume. As climate changes over western Europe and Greenland might have been contemporaneous throughout the past 130,000 yrs, a correlation with the ice-core record is likely. The loess/palaeosol sequences in the Middle Rhine area show a similar succession in time and a similar number of climatic fluctuations for the Lower Weichselian (OIS 5), as recorded in the ice core archive. Thus, cooling and warming events, recorded in the GRIP ice core, may have been strong enough to cause a marked change in the vegetation and hence in the surface stability of Central Europe. It is still an open question whether these fluctuations are synchronous or out of phase.

During late OIS 5e up to early OIS 3 in Central Europe, the climate and environment change indicates a corre-

^{*)} Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. W. BOENIGK, Abteilung Quartärgeologie, Geologisches Institut, Universität zu Köln, Zülpicher Str. 49a, D-50674 Köln, Priv.-Doz. Dr. M. FRECHEN, Centre for Environmental Change & Quaternary Research, GEMRU, Francis Close Hall, Swindon Road, Cheltenham GL50 4AZ, Großbritannien

lation with variation of temperature during times of no or little ice in North America and Eurasia. A more reliable correlation between the Central European loess archive and the Greenland ice-core record improves the climate reconstruction of the past 130,000 yrs.

Einleitung

Gut gegliederte Weichsellöß-Abfolgen werden von BRUNNACKER (1958) und SEMMEL (1968) aus dem Mittelrhein-, dem Rhein-Main-Gebiet und aus Süddeutschland beschrieben. Die aus diesen Untersuchungen resultierenden Standardabfolgen des letzten Interglazial-/Glazialzyklus beginnen mit einer Parabraunerde, die mit dem Klimaoptimum der letzten Warmzeit, dem Eem-Interglazial, korreliert wird. BRUNNACKER (1990) untergliedert das Frühweichsel neben humosen Fließerden in eine Untere und eine Obere Humuszone. BRUNNACKER (1958) beschreibt aus Kitzingen in Süddeutschland drei Humuszonen oberhalb des letztinterglazialen Bodens. SEMMEL (1968) differenziert im Rhein-Main-Gebiet drei Humuszonen, Mosbacher Humuszonen, die sich oberhalb des "Erbacher Bodens" (Äquivalent des Eems), während der frühweichselzeitlichen Interstadiale bildeten.

In den letzten 10 Jahren erbrachten lößstratigraphische Untersuchungen im Mittelrheingebiet eine kompliziertere Abfolge und detailliertere Gliederung der frühweichselzeitlichen Löß-Paläoboden-Abfolgen. Die derzeit am besten gegliederten frühweichselzeitlichen Lößsequenzen sind an der



 Abb. 1: Lage der Profile Tönchesberg und Koblenz-Metternich am Mittelrhein
 Fig. 1: Map showing the locality of the Tönchesberg and Koblenz-Metternich section in the lower Middle Rhine area

Mosel in Koblenz-Metternich (s. Abb. 1) (BOENIGK et al., 1994, 1999; FRECHEN et al., 1995; CONARD et al. 1995) und in der Osteifel am Tönchesberg (BECKER et al., 1989; HENTZSCH, 1990; ZÖLLER et al. 1989; BOENIGK & FRECHEN, 1994; FRECHEN, 1994; REINDERS & HAMBACH, 1995; BOENIGK et al., dieser Band) sowie an den Wannenköpfen (FRECHEN, 1995; FRECHEN & JUSTUS, 1998) aufgeschlossen. Im folgenden sollen die Abfolgen vom Tönchesberg und von Koblenz-Metternich einander gegenübergestellt werden.

Tönchesberg:

Am Tönchesberg, einem Schlackenvulkan aus dem jüngeren Mittelpleistozän, sind saale- und weichselzeitliche Löß-Deckschichten in großer Mächtigkeit erschlossen. In den Deckschichten des Tönchesberges wird der unterste zwischengeschaltete rotbraune Bt-Horizont einer Parabraunerde mit dem Klimaoptimum der letzten Warmzeit, dem Eem, korreliert. Diese Interpretation basiert auf der vulkanologischen Altersabschätzung des Tönchesberg-Vulkans, die eine Einschätzung jünger als die Hüttenberg-Tephra mit 215 ± 4 ka erlaubt (BOGAARD & SCHMINCKE 1990), so daß nur saalezeitliche und jüngere Deckschichten möglich sind. Der Nachweis des Blake-Event (BECKER et al. 1989, REINDERS & HAM-BACH 1995) der magnetischen Polaritäts-Skala mit 117 ka oberhalb des 1. kräftigen Bt-Horizontes in der Deckschichtenfolge bestärkt die pedologische Einstufung dieses Bt-Horizontes als Rest der Parabraunerde des Eem-Interglazials (Unterstufe 5e). Damit sind die hangenden Ablagerungen sicher eem- bis weichselzeitlichen Alters, was durch die Lumineszenz-Daten (FRECHEN 1994) bestätigt wird.

Diese weichselzeitlichen Ablagerungen zeigen ein reich gegliedertes Profil, das 11 Bodenhorizonte aufweist (BOENIGK et al. dieser Band), von denen 10 Horizonte in das Unter- und Mittel-Weichsel zu stellen sind (Abb. 2). Diese Bodenhorizonte wurden durch Geländeansprache, Messung der toc- (total organic carbon), Karbonatund Ton-Gehalte sowie durch mikromorphologische Untersuchungen nachgewiesen. Es ergibt sich folgende Sequenz für das Unter- und Mittelweichsel

Löß: Oberweichsel

	Diskordanz
10	brauner Boden
	Fließerde
9	brauner Boden

	Fließerde			
	Diskordanz			
8	Ah-Horizont			
	Fließerde, humos			
7	Ah-Horizont			
	Lehmbröckel-Sande			
	Diskordanz-Erosion			
	Löß, vom Hangenden Frostspalten			
6	Ah-Horizont, Schwammgefüge			
	Fließerde, humos, Blöcke an der Basis			
	Diskordanz-Erosion			
5	BtAh-Horizont Parabraunerde-Tschernosem:			
	Schwammgefüge, Tonverlagerung, Ton und			
	Humusverarmung zum Hangenden			
	Lehmbröckelsand u. Fließerde			
	Diskordanz			
	Fließerde, humos			
	Diskordanz-Erosion			
4	Ah-Horizont Tschernosem eines feuchten			
	Standorts (SwAh), im tieferen Teil			
	synsedimentäre Überprägung			
	Schwemmlöß- und Fließerde			
	Diskordanz-Erosion			
3	Ah-Horizont, Tschernosem, intensive Biotur-			
	bation, makroskopisch gut sichtbar			
	am Übergang vom Löß in den Ah-Horizont			
	Schwemmlöß			
	Diskordanz			
2	Bv-Horizont: stark humos, dünne Tonbeläge			
1	Ah-Horizont stark humos, Bioturbationsspurer			
	Fließerde, humos mit Blake Event 117ka			
	Diskordanz			

Bt-Horizont = Eem (Unterstufe 5e)

Koblenz-Metternich:

Die Deckschichten der Unteren Mittelterrasse der Mosel in Koblenz-Metternich beginnen mit Hochflutsedimenten und Löß, der zu einem Bt-Horizont einer Parabraunerde überprägt wurde. Dieser interglaziale Boden wird aufgrund der Terrassenstratigraphie (Untere Mittelterrasse = saalezeitliche Ablagerung) und der Lumineszenz-Datierungen an den Deckschichten mit dem Klimaoptimum des letzten Interglazials, der Eem-Warmzeit, korreliert (BOENIGK et al., 1994; FRECHEN et al., 1995). Darüber folgen diskordant humose Fließerden, in denen zwei Humuszonen, Ah-Horizonte, zwischengeschaltet sind. Diese Abfolge wird von BOENIGK et al. (1999) als unterer Pedokomplex bezeichnet. Darüber sind Lehmbröckelsande und Schwemmlösse abgelagert worden. Zum Hangenden hin folgt der obere Pedokomplex, der aus zwei kräftigen Bt-Horizonten, die durch einen Ah-Horizont (Tschernosem) diskordant voneinander getrennt sind, aufgebaut wird. Tabelle 1: Ergebnisse der Paläodosis- und Dosisleistungsbestimmung sowie IRSL-Alter. Die Probenbezeichnungen sind identisch mit denen aus FRECHEN (1994).

Table 1: Results of the palaeodose and dose rate determination and IRSL age estimates. The sample numbers are identical with those described in FRECHEN (1994).

Probe	Palaeodosis [Gray]	Dosisleistung [Gy/ka]	IRSL-Alter [1000 Jahre]	Mittelwerte in Abb.
Toe 9	51,3 ± 3,5	3,821	13,4 ± 1,3	13
Toe 12 Toe 13	$96,0 \pm 5,7$ $104,9 \pm 4,6$	3,582 4,179	$26,8 \pm 1,8$ $25,1 \pm 2,3$	25 - 27
Toe 20 Toe 22	$ \begin{array}{r} 156,8 \pm 11,4 \\ 161,3 \pm 7,5 \end{array} $	4,031 4,053	$38,9 \pm 4,6$ $39,8 \pm 3,9$	39 - 40
Toe 24	$174,2 \pm 6,6$	3,607	48,3 ± 4,2	48
Toe 50	$226,1 \pm 14,0$	3,510	64,4 ± 6,6	64
Toe 40	296,4 ± 34,3	3,953	75,0 ± 8,3	75

Darüber wurden humose Fließerden und Lehmbröckelsande akkumuliert, die ihrerseits mindestens durch drei Ah-Horizonte untergliedert werden. Die humosen Fließerden werden von Schwemmlössen und lößartigen Fließerden überlagert, die durch 3 Diskordanzen unterteilt werden. Sie sind durch markante Kiesschnüre gekennzeichnet.

Aufgrund der detaillierten Lumineszenz-Datierungen (Tab. 1) ist die Grenze zu den Ober-Weichsel-Ablagerungen an der 1. oder 2. Kiesschnur festzulegen (Abb. 2).

Korrelation:

Mit den beiden Schichtenfolgen vom Tönchesberg und von Koblenz-Metternich (Abb. 2) liegen Akkumulations/Bodenbildungssequenzen für das Unter- und Mittel-Weichsel vor, die über dem Bt-Horizont des Eem-Interglazials, am Tönchesberg 10 und in Koblenz-Metternich 8 Bodenhorizonte aufweisen. In Koblenz-Metternich kommen noch 2 Diskordanzen hinzu.

Die Postulierung einer solchen Vielzahl von Böden im Zeitabschnitt Unter- und Mittel-Weichsel muß zu Widerspruch herausfordern, daher hier die Diskussion einiger möglicher Einwände.

<u>1. Einwand:</u> Es handelt sich um eine Ausnahme.

Jedes gute Profil mit einer Detail-Gliederung ist ein Ausnahmefall. Nur die wenigsten Ereignisse des letzten Glazials sind in Löß-Profilen kontinuierlich überliefert. 2. Einwand: Stimmt der Zeitrahmen?

Für den Tönchesberg ist durch vulkanologische Bearbeitung, gestützt auf radioisotopische Datierung in Kombination mit Paläomagnetik, Lumineszenzdatierung und nicht zuletzt sedimentologisch-pedologische Bearbeitung die Altersstellung eindeutig.

Das Profil Koblenz-Metternich liegt auf der Unteren Mittelterrasse, die bislang unwidersprochen in das Saale-Glazial i.e.S. gestellt wird. Die Deckschichten sollten dann in das Eem-Interglazial und in die Weichsel-Kaltzeit zu stellen sein. Hier könnte eine Fehleinstufung vorliegen, doch paläomagnetische Untersuchungen und Lumineszenzdatierungen (Abb. 2) an den Deckschichten bestätigen die Einstufung dieser Ablagerungen in das Eem-Interglazial und das Weichsel-Glazial.

<u>3. Einwand:</u> Die beschriebenen Phänomene werden überbewertet.

Dem ist entgegenzuhalten, daß es nicht zu bestreiten ist, daß in beiden Profilen eine Wechselfolge von Akkumulation und Bodenbildung vorliegt.

Die Bodenbildungen sind durch Geländeansprache, toc-, Karbonat- und Tonmineral-Gehalt sowie durch Mikromorphologie (BOENIGK et al. 1999; BOENIGK et al. 2000) gut belegt. Es bleibt das Argument, es handele sich um sehr kurze Zeitabschnitte, und der klimatische



Abb. 2: Korrelation der Löß-/Paläoboden-Abfolgen des Tönchesberges und von Koblenz-Metternich. Die TL-Datierungsergebnisse Tönchesberg sowie die IRSL- und TL-Datierungsergebnisse von Koblenz-Metternich sind aus FRECHEN (1994) und FRECHEN et al. (1995) entnommen. Die neuen IRSL-Datierungsergebnisse Tönchesberg beziehen sich auf Tabelle 1.

Fig. 2: Correlation of the loess/palaeosol sequence from the sections at Tönchesberg and Koblenz-Metternich (Bt = clay-rich B horizon of brown forest soil; Ah = humic-rich A horizon). TL age estimates concerning Tönchesberg and IRSL and TL age estimates concerning Koblenz-Metternich are from FRECHEN (1994) and FRECHEN et al. (1995). The data of the IRSL age estimates for Tönchesberg are found in table 1.

Wechsel sei unerheblich. Sicher ist, daß es sich bei den meisten der beschriebenen Bodenbildungen um sehr kurze Phasen handelt, aber ihre Dauer und klimatische Ursache ist mit Sicherheit höher zu bewerten als die der Naßböden im Oberweichsel, die als stratigraphische Leithorizonte verwendet werden.

Die Frage der Wertigkeit der Sedimentationsergebnisse zwischen den Phasen der Bodenbildung bleibt offen. In den meisten Fällen handelt es sich um Fließerden und verspülte Sedimente, in wenigen Horizonten um Löß, der kaltzeitliche Bedingungen anzeigt. Fließerden und Verspülungshorizonte deuten aber ebenfalls auf eine instabile Landoberfläche, die klimatisch und durch geringe Vegetation zu erklären ist.

Die Korrelation der beiden Profile ergibt folgende Ergebnisse (Abb. 2): Die Verknüpfung der Bt-Horizonte, die als Relikte der Parabraunerde aus dem Eem (5e) aufgefaßt werden, ist nach dem vorliegenden Daten-Material anzunehmen. Ebenso klar lassen sich die Lösse des Ober-Weichsels aufgrund der Lumineszenz-Datierungen identifizieren (FRECHEN 1994; FRECHEN et al. 1995)

Das zwischen diesen beiden Einheiten liegende Sedimentpaket muß daher in das Unter- und Mittel-Weichsel gestellt werden. Für diesen Zeitabschnitt liegen als Datierungshilfen am Tönchesberg die Identifizierung des Blake-Event (BECKER et al. 1989, REINDERS & HAMBACH 1995) und für beide Profile Lumineszenz-Datierungen vor (FRE-CHEN 1994, FRECHEN et al. 1995). Die Ablagerungen - Fließerden und verspülte Sedimente - sind jedoch für Thermolumineszenz-Datierungen nicht ideal, so daß noch Unsicherheiten bestehen. Die Korrelation (Abb. 2) erfolgt daher im wesentlichen aufgrund sedimentologisch/pedologischer Ansprache unter Berücksichtigung der Infrarot Optisch Stimulierten Lumineszenz-Daten.

Der untere Pedokomplex von Metternich wird mit dem Eem-Bt und den darüber folgenden Artefakte-führenden Ablagerungen mit den Bodenhorizonten eines Ah- und eines Bv-Horizontes am Tönchesberg verknüpft.

In beiden Profilen folgt darüber ein mehrere Meter mächtiges Lößpaket.

Der obere Pedokomplex von Metternich mit seinen beiden Bt-Horizonten wird mit den sehr kräftigen Bodenhorizonten von Tönchesberg, die bei BECKER et al. (1989) als erste und zweite Unter-Weichsel-Humuszone bezeichnet werden, korreliert.

Aufgrund der Lumineszenz-Datierungen wird im Top des Bt-Ah-Horizontes am Tönchesberg und im Top des obersten Bt-Horizontes in Koblenz-Metternich die Grenze zwischen Unter- und Mittel-Weichsel angenommen.

Auf eine weiterführende Parallelisierung wird verzichtet, da angenommen werden muß, daß auch diese detaillierten Abfolgen nicht vollständig sind und eine Verknüpfung nur nach der Abzähl-Methode fragwürdig ist. Gewisse Unterschiede in der Ausprägung der Böden sind sicher standortbedingt. Koblenz-Metternich liegt im geschützten Moseltal, der Tönchesberg dagegen 14 km entfernt auf der Hochfläche der Eifel und morphologisch ca. 150 m höher.

Diskussion und Schlußfolgerungen

Zusammenfassend sind sowohl am Tönchesberg als auch in Koblenz-Metternich zwischen dem Bt-Horizont des Eems (Sauerstoff-Isotopenstadium 5e) und der Basis des Oberweichsel-Lösses (Sauerstoff-Isotopenstadium 2) 10 eigenständige Bodenbildungen nachgewiesen, die durch Sedimentationsphasen voneinander getrennt sind. Bis auf die beiden jüngsten, die als braune Böden anzusprechen sind, handelt es sich um gut ausgeprägte Bodenhorizonte, die als Ah-Horizonte, die z.T. zu einem Bv-, BtAh- bzw. Bt-Horizont entwickelt sind.

Eine Korrelation mit dem marinen Klima-Archiv erweist sich für das Frühweichsel als schwierig bzw. nicht durchführbar. Die Auflösung der marinen Sauerstoff-Isotopenkurve reicht nicht aus (MARTINSON et al. 1987; BASSINOT et al. 1994), um die zahlreichen Paläoböden zu korrelieren.

Die Korrelation des untersten kräftigen Bt-Horizontes am Tönchesberg mit dem Sauerstoff-Isotopen-Substadium 5e kann aufgrund der Chronologie und der stratigraphischen Ergebnisse als gesichert angesehen werden. Der unterste Bt-Horizont der Parabraunerde von Koblenz-Metternich wird aufgrund der Lumineszenz-Datierungen (FRECHEN et al. 1995) und dem Vorhandensein der Deckschichten auf der saalezeitlichen Unteren Mittelterrasse mit dem Klimaoptimum der letzten Warmzeit korreliert.

Am Tönchesberg werden die beiden im Hangenden folgenden Ah-Horizonte, der oberste zu einer Braunerde degradiert, aufgrund der inversen Magnetisierung, die mit dem Blake Event korreliert wird (BECKER et al., 1989; REINDERS & HAMBACH, 1995) und aufgrund der Lumineszenz-Datierungen (FRECHEN 1994) zeitlich in das ausgehende Sauerstoff-Isotopen-Substadium 5e gestellt.

Der kräftige Parabraunerde-Tschernosem am Tönchesberg wird aufgrund der Lumineszenz-Chronologie in das Sauerstoff-Isotopenstadium 5a gestellt. Der oberste Bt-Horizont des oberen Pedokomplexes aus Koblenz-Metternich wird mit dieser kräftigen Bodenentwicklung korreliert.

Die darüber folgenden drei schwachen Ah-Horizonte sowie die beiden schwachen Verbraunungen, die mit den beiden Lohner Böden korreliert werden, sind in beiden Profilen aufgrund der Lumineszenz-Datierungen in das Mittel-Weichsel, vermutlich in das frühe Stadium 3 zu stellen.

Ein Vergleich dieser früh- und mittelweichselzeitlichen Löß-/Paläobodenabfolgen mit den palynologisch untersuchten Weichsel-Interstadialen in Niedersachsen (BEHRE 1989; BEHRE & LADE 1986; BEHRE & VAN DER PFLICHT 1992) legt nahe, daß aufgrund der chronologischen Daten der Tschernosem-Pseudogley mit dem Brørup und der kräftige Parabraunerde-Tschernosem mit dem Odderade korreliert werden. Die darüber folgenden schwächer ausgebildeten Ah-Horizonte lassen sich mit dem Oerel-, Glinde-, Moershoofd- und Hengelo-Interstadial korrelieren. Der obere schwachbraune Boden der oberen Mittelweichselzeitlichen Abfolge des Tönchesberges kann mit dem Denekamp-Interstadial korreliert werden.

Die Lößprofile lassen aber darüber hinaus, zwischen dem Bt-Horizont des Eem und der Bodenbildung, die dem Brørup gleichgesetzt wird, mehrere Klimaschwankungen erkennen.

Die Abfolge über dem Bt vom Tönchesberg beginnend mit einer Diskordanz gefolgt von der Ablagerung einer Fließerde mit dem paläomagnetischen Signal des Blake-Event und den Bodenhorizonten 1 und 2, muß noch in Sauerstoff-Isotopen-Unterstufe 5e eingeordnet werden und belegt Klimaschwankungen im ausgehenden Eem.

Über dem folgenden Lößpaket, das dem Sauerstoff-Isotopen-Stadium 5d zuzuordnen ist, erfolgt eine Bodenbildung aus Löß, danach eine Erosion, dann die Akkumulation und Bodenbildung, die dem Brørup zugeordnet werden kann; das heißt, vor dem eigentlichen Brørup hat es eine weitere Klimaschwankung gegeben, die wie das Brørup in Sauerstoff-Isotopen-Unterstufe 5c einzustufen ist.

Es wird angenommen, daß die Klima- und Umweltveränderungen während der letzten 130.000 Jahre im westlichen Europa und in Grönland isochron abgelaufen sind (DANSGAARD et al. 1993). Daher liegt ein Vergleich der sehr detaillierten Löß-/Paläoboden-Abfolge des "Eiszeitlichen Lößprofils" und vom Tönchesberg, Osteifel, mit den Klimadaten des GRIP-Eisbohrkernes für das Frühund Mittelweichsel nahe. Neben den signifikanten Klimaveränderungen, z.B. das letzte Interglazial und die beiden frühglazialen Interstadiale Brørup und Odderade, wurden mehrere Klimaschwankungen mit geringerer Intensität nachgewiesen. Diese Klimaveränderungen waren genügend ausgeprägt, um die Vegetation und damit die Oberflächenstabilität in Mitteleuropa zu beeinflussen und konnten so in den beiden Löß-Profilen überliefert werden. Ein Vergleich mit den Daten aus den Eisbohrkernen, z. B. bei JOHNSON et al. 1997, zeigt große Ähnlichkeit der Zahl und Position der Klimaschwankungen, was als isochroner Verlauf der Klimakurve von Mitteleuropa und von Grönland interpretiert werden kann.

Die vorgelegten stratigraphischen und chronologischen Daten zeigen, daß der letzte Interglazial-/Glazialzyklus in den Lößsequenzen Mitteleuropas wesentlich besser überliefert ist als bisher vermutet. Im Vergleich mit den Klima-Archiven aus Eisbohrkernen, See-Sedimenten und Mooren zeigt sich, daß in Lößprofilen eine durchaus gleichwertige Differenzierung des Klimaganges möglich ist.

Dank

Wir bedanken uns bei der DFG für die finanzielle Förderung im Rahmen des Projektes "Quartär der Eifel" (Bo 413/5). Frau Krings sorgte für die hohe Qualität bei den Reinzeichnungen der Abbildung.

Schriftenverzeichnis

- BASSINOT, F. C., LABEYRIE, L. D., VINCENT, E., QUIDELLEUR, X., SHACKLETON, N.Y. & LANCELOT, Y. (1994): The astronomical theory of climate and age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal.- Earth and Planetary Science letters, **126**: 91-108; Elsevier.
- BECKER, U., BOENIGK, W. & HENTZSCH, B. (1989): Reverse Magnetisierung in den frühwürmzeitlichen Deckschichten am Tönchesberg/Osteifel.- Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv, 27: 1-22; Mainz.
- BEHRE, K.-E. (1989) Biostratigraphy of the last glacial period in Europe.- Quaternary Science Reviews, 8: 25-44;
- & LADE, U. (1986): Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf.- Eiszeitalter u. Gegenwart, 36: 11-36; Hannover.
- & PFLICHT, J. v.d. (1992): Towards an absolute chronology for the last glacial period in Europe: radicarbon dates from Oerel, northern Germany.- Vegetation History and Archaeobotany, 1: 111-117;
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (1994): Mittel- und oberpleistozäne Deckschichten des Tönchesberges, Osteifel.- In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland. - Rheinlandverlag; Köln (im Druck).
- & WEIDENFELLER, M. (1994): Die mittel- und oberpleistozäne Deckschichtenfolge im Naturschutzgebiet "Eiszeitliches Lößprofil" in Koblenz-Metternich.-Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen, 23, S. 287-320, 14 Abb., Mainz.
- & SCHWEITZER, U. (1999): Mikromorphologische Charakterisierung der Deckschichten von Kärlich und Koblenz-Metternich. - Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen, Mainz (im Druck).
- & SCHWEITZER (2000): Mikromorphologische Charakterisierung der Deckschichten des Tönchesberges. - Eiszeitalter und Gegenwart; Krefeld.(zum Druck eingereicht)
- BOGAARD, P. v. d. & SCHMINCKE, H.-U. (1990) Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas.- deuqua-Führer 1: 166-190; Hannover.

- BRUNNACKER, K. (1958): Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. - Geologisches Jahrbuch, 76: 129-150; Hannover.
- (1990): Gliederung und Dauer des Eiszeitalters im weltweiten Vergleich.- In: Н. LIEDKE (Hrsg.): Eiszeitforschung. - Seiten 55-68, Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt.
- CONNARD, N. J., BOSINSKI, G. & ADLER, D. (1995): Koblenz-Metternich.- In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Quaternary Field Trips in Central Europe. Vol. 2: 882-885; München.
- DANSGAARD, W., JOHNSON, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JEN-SEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U., HVIDBERG, C. S., STEFFENSEN, J. P., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A. E., WHITE, J., JOUZEL, J. & BOND, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record.- Nature, **364**: 218-220.
- FRECHEN, M. (1994): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Tönchesberges aus der Osteifel.- Eiszeitalter und Gegenwart, 44: 79-93; Honnover.
- (1995): Eruptionsgeschichte und Deckschichtenfolge der Wannenköpfe-Vulkangruppe in der Osteifel.- Eiszeitalter und Gegenwart, 45: 109-129; Hannover.
- BOENIGK, W., WEIDENFELLER, M. (1995): Chronostratigraphie des "Eiszeitlichen Lößprofils" in Koblenz-Metternich.- Mainzer Geowiss. Mitt, 24, S. 155-180, 13 Abb., 2 Tab., Mainz.
- & JUSTUS, A. (1998): Zur Geologie der Wannen-Vulkangruppe in der Osteifel. - GeoArchaeoRhein, 2: 213-240; Münster.
- HENTZSCH, B. (1990): Die Lößdeckschichten am Tönchesberg (Osteifel). - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. deuqua-Führer, 1, 42-46; Hannover.

- JOHNSON, S. J., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., GUNDE-STRUP, N. S., HAMMER, C. U., ANDERSEN, U., ANDERSEN, K. K., HVIDBERG, C. S., DAHL-JENSEN, D., STEFFENSEN J. P., SHOJI, H., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A. E., WHITE, J., JOU-ZEL, J. & FISHER, D. (1997): The ∂¹⁸ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability.-Journal of Geophysical Research, **102**, N. C12: 26,397-26,410;
- MARTINSON, D. G., PISIAS, N. G., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MOORE, T.C. & SHACKLETON, N. J. (1987): Age dating and the orbital theory of the Ice Ages development of a high resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. - Quaternary Research, 27: 1-29; Washington.
- REINDERS, J. & HAMBACH, U. (1995): A geomagnetic event recorded in loess deposits of the Tönchesberg (Germany): identification of the Blake magnetic polarity episode. - Geophysical Journal International, **122**: 407-418.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - Frankfurter geographische Hefte, 45: 1-133; Frankfurt a.M.
- ZÖLLER, L., CONARD, N. J. & HAHN, J. (1991): Thermoluminescence dating of Middle Palaeolithic open airsites in the Middle Thine Valley/Germany.- Naturwisschenaften, 78: 408-410; Berlin; Heidelberg.

Manuskript eingegangen am 10. März 1999

Pollenstratigraphische Gliederung des Spätglazials im Rheinland

URSULA SCHIRMER*)

 Meiendorf Interstadial, boundary Pleniglacial/Lateglacial, Schleswig-Holstein, Eifel, Lahn, Weser, Central Europe –

Kurzfassung: Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit dem Meiendorf-Interstadial nach der Definition von MENKE (1968). Das Meiendorf-Interstadial ist eine vorböllingzeitliche Wärmeschwankung, die durch einen Anstieg von Zwergbirke (Betula nana), Sanddorn (Hippophaë) und Beifuß (Artemisia) charakterisiert ist. Es wurde erstmals 1968 von MENKE für Schleswig-Holstein vorgestellt und konnte seitdem im Rheinland (SCHIRMER 1995, 1996; LITT & STEBICH 1996), an der Lahn (SCHIRMER 1998) und an der Weser (MERKT & MÜLLER im Druck) nachgewiesen werden. Sowohl aus den östlichen Niederlanden als auch aus dem mitteldeutschen Raum und dem Alpenvorland sind Pollenprofile bekannt, in denen sich Hinweise auf diese vorböllingzeitliche Wärmeschwankung finden. Daher kann man von einem mitteleuropäischen Geltungsbereich für das Meiendorf-Interstadial ausgehen. Das Meiendorf-Interstadial erscheint demnach geeignet, eine einheitliche Abgrenzung vom Hochglazial zum Spätglazial zu erbringen. Es gibt zahlreiche Hinweise auf weitere mögliche Wärmeschwankungen, die jünger als das letztglaziale Maximum (LGM) und älter als das Bölling-Interstadial sind. Aufgrund der Tatsache, daß es sich hierbei um schwimmende Interstadiale handelt, denen der palynologische Anschluß an das bekannte Spätglazial fehlt und deren zeitliche Stellung oft nur durch 14C-Daten belegt wird. ist eine Korrelation mit dem Meiendorf-Interstadial bisher nicht möglich.

[Pollenstratigraphical subdivision of the Lateglacial in the Rheinland]

Abstract: The present text is concerned with the Meiendorf Interstadial which has been established by MEN-KE 1968 on pollen diagrams of Schleswig-Holstein. It is older than the Bölling Interstadial and is characterized by a rise of *Betula nana*, *Hippophaë* and *Artemisia* pollen. Meanwhile its validity has been proved on pollen profiles of the Eifel (SCHIRMER 1995, 1996; LITT & STEBICH 1996), the Lahn river (SCHIRMER 1998) and the Weser river (MERKT & MULLER in print). Some pollen records of the eastern Netherlands, the central part of Germany and the Alpine foreland with a long Lateglacial sequence provide hints on the existence of a climatic amelioration older than the Bölling Interstadial. Thus the Meiendorf Interstadial proves to be a reliable event in central Europe. It provides a useful indicator for a biostratigraphic boundary between the Pleniglacial and Lateglacial period. There exist numerous evidence for interstadial phases between the Last Glacial Maximum (LGM) and the Bölling Interstadial. They are reported from the northern and the southern hemisphere. Their stratigraphical position in general is given by 14C-dating, and their geological position lies between the moraines of the LGM and phases of glacier retreat. Whenever they provide palynological data, the record is a floating one that lacks the direct connection with the palynologically known Lateglacial. For the time being it is not recommended to correlate them with the Meiendorf Interstadial

1 Das Meiendorf-Interstadial im norddeutschen Spätglazial

Bei den Ausführungen zum Spätglazial werden folgende biostratigraphische Einheiten benutzt:

Dryas 3	oder Jüngere Tundrenzeit
Alleröd-Interstadial	
Dryas 2	oder Mittlere Tundrenzeit
Bölling-Interstadial	
Dryas 1	oder Ältere Tundrenzeit
Meiendorf-Interstadial	
Hochglazial	

(Dryas 1, 2 und 3 nach NILSSON 1961 und Ältere, Mittlere und Jüngere Tundrenzeit sensu MENKE (in BOCK et al. 1985)

1968 stellte MENKE im Profil Glüsing (West-Schleswig-Holstein; Abb.1) das "Meiendorf-Intervall" vor und wies es auch im Profil Dätgen, das von ALETSEE 1959 bearbeitet worden war, nach. 1985 bezeichnete es MENKE in BOCK et al. (1985) endgültig als Meiendorf-Interstadial und schlug es in den 90er Jahren der Stratigraphischen Kommission als Holostratotypusprofil des Meiendorf-Interstadials für Nordwestdeutschland vor. Der Name Meiendorf ist einer jungpaläolithischen Rentierjägerfundstelle im Nordosten von Hamburg entnommen, die unter anderem eng mit den Arbeiten von SCHÜTRUMPF (1936, 1955) verbunden ist.

^{*)} Anschrift der Verfasserin: Dr. U. Schirmer, Abt. Geologie der Heinrich-Heine-Universität, Universitätsstr. 1, D-40225 Düsseldorf



Abb. 1: Lageplan der im Text genannten Lokalitäten von Pollenprofilen. Schwarze Punkte: Pollenprofile mit Meiendorf-Interstadial; offene Kreise: Profile, die Hinweise auf das Meiendorf-Interstadial enthalten; Pi = *Pinus*, Be = *Betula*, A = *Artemisia*, E = *Empetrum*, NBP = Nichtbaumpollen, BP = Baumpollen, LST = Laacher See-Tephra

Fig. 1: Location map of all mentioned pollen profiles. Filled circles: pollen records which include the Meiendorf Interstadial; open circles: profiles with suggested evidences for the Meiendorf Interstadial; Pi = *Pinus*, Be = *Betula*, A = *Artemisia*, E = *Empetrum*, NBP = nonarboreal pollen, BP = arboreal pollen, LST = Laacher See Tephra

MENKE legte im Profil Glüsing die Grenze zwischen Hochglazial und Meiendorf an den Anstieg der Artemisia-Kurve. Erhöhte Werte des Pollens von Zwergbirke (Betula nana) und Beifuß (Artemisia) sowie das gleichzeitige oder unmittelbar nachfolgende Maximum von Sanddorn (Hippophaë) kennzeichnen das Meiendorf-Interstadial selbst. Die Abgrenzung des Meiendorf-Interstadials nach oben erfolgt durch einen Rückgang der Birkenwerte und einen Nichtbaumpollenanstieg unter hoher Beteiligung von Helianthemum und Artemisia, die die Dryas 1 charakterisieren. Demzufolge handelt es sich bei der pollenstratigraphischen Charakteristik des Meiendorf-Interstadials um den ersten von insgesamt drei Gipfeln der *Betula*-Kurve, der hier überwiegend durch Zwergbirke verursacht wird. Ein Erkennungsmerkmal für diesen ersten Birkengipfel ist auch, daß er das *Hippophaë*-Maximum im Gefolge hat. Der zweite *Betula*-Gipfel liegt im Bölling, wenn die *Hippophaë*-Werte bereits stark zurückgegangen sind. Der dritte Birkengipfel fällt ins frühe Alleröd, wo der NBP seinen spätglazialen Tiefststand erreicht. USINGER (1985) gliedert anhand eigener Pollenprofile in Schleswig-Holstein das Spätglazial in pollen assemblage zones (paz), um frei von stratigraphischen Zuordnungen die Vegetationsentwicklung darzustellen. Damit wollte USINGER den Problemen der Parallelisierung der als böllingzeitlich eingestuften Pollendiagramme in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten auf den Grund gehen, die vermutlich durch die Verknüpfung unterschiedlich alter Diagrammabschnitte verursacht werden. Wie oben dargelegt gibt es im Spätglazial Nord- und Westdeutschlands drei Betula-Gipfel, so daß der Fall eintreten könnte, daß man irrtümlich den ersten mit dem zweiten oder den zweiten mit dem dritten verknüpft, wenn nur zwei Gipfel vorhanden sind und die Begleitmerkmale nicht berücksichtigt werden können. Das würde erklären, warum verschiedene böllingzeitlich eingestufte Pollendiagramme oft einen von einander abweichenden Entwicklungsstand der Vegetation präsentieren, obwohl sie nicht aus unterschiedlichen Klimabereichen stammen. In USINGERS paz-Gliederung des Spätglazials schließt sich einer Zone, die mit ansteigenden Artemisia-Werten den Übergang zwischen hochglazialen und spätglazialen Verhältnissen darstellt, die klimatisch günstigere Hippophaë-Betula nana-paz an. Sie zeichnet sich durch Betula nana-Werte bis 35% und maximale Hippophaë- und Juniperus-Werte aus. Damit entspricht sie nach pollenanalytischen und stratigraphischen Merkmalen dem Meiendorf-Interstadial sensu MENKE.

Mit der Ausgliederung des Meiendorf-Interstadials beginnt das Spätglazial mit einem, wenn auch schwachen Interstadial. Vorher war eine lange kontroverse Diskussion darüber geführt worden, wann der Übergang des vegetationskargen Hochglazials zur Tundrenvegetation des Spätglazials zu ziehen sei (vgl. FIRBAS 1949: 48, VAN DER HAM-MEN 1951). Innerhalb der ersten Zeit vorsichtiger Vegetationsentfaltung, Tundren- oder Dryaszeit genannt, wurden dann Erwärmungsphasen wie das Alleröd- (HARTZ & MILTHERS 1901) und das Bölling-Interstadial (IVERSEN 1942) ausgeschieden. Dadurch erhielt der Begriff Tundren- oder Dryaszeit, der gegenüber dem Hochglazial eine klimatische Gunstzeit darstellte, die Bedeutung eines Klimarückschlages zwischen den wärmeren Interstadialen. Die gegensätzliche Anwendung des Begriffs Tundren- oder Dryaszeit ist also forschungsgeschichtlich begründet:

Vor IVERSEN (1942) gliederte man das Spätglazial dreiteilig in Ältere Dryaszeit (I), Alleröd (II) und Jüngere Dryaszeit (III) (vgl. SCHÜTRUMPF 1955). In dieser Gliederung ging das Meiendorf-Interstadial in der Älteren Dryas (I) auf. Als IVERSEN (1942) mit dem Bölling-Interstadial (Ib) eine präallerödzeitliche klimatische Gunstphase aufstellt, wird das Spätglazial fünfteilig. Die Ältere Dryas (I) wird jetzt in die vorböllingzeitliche Älteste Dryas (Ia) und die nachböllingzeitliche Ältere Dryas (Ic) aufgeteilt. Das Meiendorf-Interstadial ging nun folglich in der Ältesten Dryas (Ia) auf. Damit wich der umfassendere Begriff Ältere Dryas (I) einer Aufspaltung in Älteste (Ia) und Ältere (Ic) Dryas. NILSson (1961) vereinfacht die nun sprachlich kompliziert gewordene Nomenklatur der Tundren- oder Dryaszeiten durch eine Numerierung in Dryas 1-3 von alt nach jung.

Bis zur Etablierung des Meiendorf-Interstadials als ersten pollenanalytischen Abschnitt nach dem Hochglazial begann das Spätglazial nomenklatorisch mit einer Tundrenzeit. Diese Tundrenzeit, sei es die Ältere, Älteste oder Dryas 1, war zum Hochglazial im Liegenden hin nicht begrenzt. Mit der Abtrennung der basalen leichten Erwärmung des Meiendorf-Interstadials beginnt das Spätglazial mit einem schwachen Interstadial und die erste Dryas- oder Tundrenzeit liegt zwischen Meiendorf- und Bölling-Interstadial. Damit erfährt das Spätglazial eine klare Abgrenzung zum liegenden Hochglazial.

2 Die Spätglazialgliederung Nordund Westdeutschlands

Der Verlauf des Spätglazials in Nordwestdeutschland ist im Inset der Abb. 1 schematisch dargestellt: Nach dem Meiendorf-Interstadial und der nachfolgenden Drvas 1 ist das Bölling durch den kräftigen Anstieg der Baumbirken auf über 60 % und den korrespondierenden NBP-Rückgang charakterisiert. In der nachfolgenden Klimaverschlechterung der Dryas 2 steigen die Werte des Nichtbaumpollens, besonders von Artemisia erneut. Das Alleröd-Interstadial kann in zwei, mancherorts auch in drei Abschnitte unterteilt werden: Im Falle der Zweiteilung dominiert im älteren Alleröd Betula, im jüngeren Alleröd nehmen die Pinus-Werte zu. Dort wo die Laacher See-Tephra zur Ablagerung gekommen ist, besitzen die Pollenprofile eine wertvolle Zeitmarke. Die Überkreuzung der Betula- durch die Pinus-Kurve liegt meistens in Nähe dieses Tephrahorizonts. Im Nordwesten Mitteleuropas allerdings bleibt in den meisten Fällen Betula während des gesamten Alleröds dominant. Im Falle einer Dreiteilung zeichnet sich im mittleren Alleröd zusätzlich eine Phase erhöhter NBP-Werte ab; zum Beispiel im Profil De Hamert (TEUNISSEN 1983). Sie liegt in De Hamert im von *Betula*-dominierten Profilteil. Die Jüngere Tundrenzeit präsentiert einen deutlichen NBP-Gipfel, in Nordwestdeutschland unter hoher Beteiligung von *Empetrum*.

Seit vielen Jahren sind die palynologischen Ergebnisse vom Hämelsee bekanntgemacht worden (MERKT & MÜLLER im Druck). Im Meiendorf-Interstadial folgt hier auf den ersten *Betula-* und *Artemisia*-Anstieg unmittelbar das *Hippophaë*-Maximum. So dient das Pollenprofil Hämelsee als Brückenpfeiler zwischen Norddeutschland und dem Rheinland (s. Abb.1).

3 Pollenprofile mit Meiendorf-Interstadial im Rheinland

1995 wurde das Profil Miesenheim (Abb. 2 u. 3) auf dem 14. INQUA-Kongreß zum ersten Mal vorgeführt und im Exkursionsführer veröffentlicht (SCHIRMER 1995). Es stammt aus einem verlandeten See, in dem aus einem Profilquerschnitt die einzige vorhandene ungestörte Stelle beprobt wurde. Das Profil zeigt lithologisch den Übergang von hochglazialem Löß zu einer Wechsellagerung von Torf und Kalkmudde. In den Werten der organischen Substanz (Abb. 3) spiegelt sich der Übergang vom hochglazialen Löß zur spätglazialen Mudde-Torf-Wechsellage sowie das Einsetzen des Allerödtorfes wider. Das Meiendorf-Interstadial grenzt sich deutlich vom hochglazialen Löß ab: Während im pollenarmen Löß ferntransportierter Pinus-Pollen neben geringen Betula- und NBP-Vorkommen das Pollenspektrum dominiert, steigen zu Beginn der spätglazialen Pollenspektren besonders die Betula-, Artemisia- und Gramineen-Werte deutlich an. Hier kennzeichnen die spätglazialen Pioniere und Heliophyten, besonders Juniperus, Ephedra und Salix, Helianthemum, Potentilla, Thalictrum und Filipendula, das Pollenspektrum des Meiendorf-Interstadials. Die folgende Dryas 1 ist durch das absolute Artemisia-Maximum belegt. In diesem Bereich liegt auch der Gipfel der Hippophaë-Kurve. Das Bölling ist durch das scharf abgegrenzte absolute Betula-Maximum und einen NBP-Tiefststand ausgewiesen. Der Bereich der Pollenzone D 2 zwischen Bölling und Alleröd tritt im Diagramm durch Pollenspektren mit einem sekundären Artemisia-Gipfel hervor. Es schließt sich die Betula-Phase des Alleröds an, zu deren Ende sich die Kurven von Pinus und Betula annähern. Die Kreuzung ihrer Kurven liegt deutlich unterhalb des Horizonts der Laacher See-Tephra, die unmittelbar

über der obersten Pollenprobe das Profil plombiert. Die *Pinus*-Phase des Alleröds mit anhaltend hohen *Filipendula*-Werten ist im Profil Miesenheim noch mit 6 cm Mächtigkeit erhalten.

1996 haben LITT & STEBICH in den weiter westlich gelegenen laminierten Seeablagerungen des Profils Holzmaar ebenfalls das Meiendorf-Interstadial ausgeschieden. Das Meiendorf-Interstadial im Profil Holzmaar ist wie auch im Profil Miesenheim durch einen deutlichen Anstieg von *Betula* und *Artemisia* gekennzeichnet. Die Spektrenfolge zwischen dem Meiendorf- und dem Bölling-Interstadial (D 1 im Profil Meiendorf) wird dort noch einmal durch einen eingeschalteten *Betula*-Gipfel unterteilt.

Das Pollenprofil Niederweimar (Abb. 4) (SCHIRMER 1998) liegt im Bereich der hochwürmzeitlichen Niederterrasse der Lahn. Es beginnt direkt über dem Terrassenschotter. Der hochglaziale Schotter ist pollenfrei. Die Auensedimente beginnen mit dem ausklingenden Meiendorf-Interstadial. Dieses ist an der Basis des Pollenprofils noch eindeutig erfaßt: mit Betula-Werten von über 30 %, Artemisia-Werten zwischen 20 und 30%, sowie Vorkommen von Hippophaë, Juniperus und Helianthemum. Die meiendorfzeitlichen hohen Betula-Werte gehen zur Dryas 1 deutlich zurück. Wie in Miesenheim und im Holzmaar liegt in der Dryas 1 das absolute Maximum von Artemisia, hier mit der Besonderheit, daß die Prozente doppelt so hoch wie bei den westlicheren Profilen sind, wohl durch die Lage im Niederschlagsschatten des Rheinischen Schiefergebirges bedingt. Auch hier liegt das absolute Betula-Maximum im Bölling, auch hier zeigt die Dryas 2 ein sekundäres Maximum von Artemisia sowie einen deutlichen NBP-Gipfel. Das Alleröd ist durch eine Betula-Phase und eine Zeit der wiederholten Kreu-

Legende zur Lithologie der Pollenprofile in den Abb. 2, 3, 4.

Lithological symbols for the pollen profiles in the Fig. 2, 3, 4.





Abb. 2: Pollenprofil Miesenheim mit ausgewählten Taxa, Überhöhung 10-fach, Legende zur Lithologie siehe Abb. 5. Über dem obersten Pollenspektrum begrenzt die Laacher See-Tephra das Pollenprofil. Fig. 2: Pollen profile Miesenheim with selected taxa, exaggeration factor 10, lithological symbols see Fig. 5, Laacher See Tephra lies immediately on top of the uppermost pollensample

Abb. 3 (siehe Seite 137): Pollenprofil Miesenheim, vollständiges Diagramm, Überhöhung 5-fach (SCHIR-MER 1996), Legende zur Lithologie siehe Abb. 5. Über dem obersten Pollenspektrum begrenzt die Laacher See- Tephra das Pollenprofil

Fig. 3: Pollen profile Miesenheim, complete diagram, exaggeration factor 5 (SCHIRMER 1996), Laacher See Tephra lies immediately on top of the uppermost pollensample





Abb. 4: Pollenprofil Niederweimar mit ausgewählten Taxa, Überhöhung 10-fach, Legende zur Lithologie siehe Abb. 5. Über dem obersten Pollenspektrum begrenzt die Laacher See-Tephra das Pollenprofil

Fig. 4: Pollen profile Niederweimar with selected taxa, exaggeration factor 10, lithology symbols see Fig. 5. Laacher See Tephra lies immediately on top of the uppermost pollensample
zungen der *Pinus*- und *Betula*-Kurve gekennzeichnet. Auch hier befindet sich im Top des Profils unmittelbar über der höchsten Pollenprobe die Laacher See-Tephra als Zeitmarke. Wie dargestellt läßt sich das Pollenprofil Niederweimar also bestens mit den Profilen Miesenheim und Holzmaar parallelisieren.

An dieser Stelle wird bewußt auf die Diskussion der Radiokarbondaten für das Spätglazial verzichtet. Meine zur Einstufung herangezogenen Argumente bauen rein auf der Palynostratigraphie auf. Die pollenstratigraphischen Zonen Meiendorf, Dryas 1, Bölling und Dryas 2 sind von so kurzer Dauer, daß sie häufig innerhalb der bei der 14C-Datierung angegebenen Fehlergrenzen liegen. Berücksichtigt man nun noch die im Spätglazial vorhandenen bekannten Plateaus, die sich aus dem Vergleich von 14C-Daten und Kalenderjahren ergeben, so bleibt eine Zonierung dieses frühen Spätglazials nach Radiokarbonjahren spekulativ. Dennoch fügt sich das in Abbildung 2 und 3 des Pollenprofils Miesenheim angegebene 14C-Alter an Holz für das Meiendorf-Interstadial von 12.320 ± 90 a BP in den von MENKE für das Meiendorf gesteckten Zeitraum (vgl. Kapitel 5).

4 Hinweise auf die Existenz des Meiendorf-Interstadials im weiteren Mitteleuropa

Bis in die 90er Jahre wurde die Abgrenzung des Meiendorf-Interstadials nur in Norddeutschland vorgenommen. Die dargestellten Ergebnisse belegen die problemlose Anwendbarkeit der Spätglazialgliederung sensu MENKE via Hämelsee (MERKT & MÜLLER im Druck) nach Süden bis ins Rheinland (Miesenheim: Schirmer 1995, 1996; Holzmaar: LITT & STEBICH 1996 und Niederweimar: Schirmer 1998) (Abb. 1).

Außerhalb dieses Raumes ist in den Pollenprofilen als älteste klimatische Gunstphase das Bölling-Interstadial anzutreffen. Hierbei erheben sich die Fragen, ob in diesen Profilen die Sedimente der biostratigraphischen Meiendorf-Periode nicht zur Ablagerung gelangt sind, eventuell wieder abgetragen wurden oder in den als böllingzeitlich eingestuften Profilabschnitten enthalten sind. In Abbildung 1 sind daher zusätzlich die Standorte einiger Pollenprofile eingetragen, in denen sich Hinweise auf eine vorböllingzeitliche klimatische Gunstphase finden. Erfahrungsgemäß sind es besonders die Pollenprofile aus Seeablagerungen, die eine ausreichend mächtige und bei hoher Auflösung untergliederbare präböllingzeitliche Zone enthalten, besonders dann, wenn sie bis in hochglaziale Sedimente zurückreichen. Im folgenden soll auf einige Pollendiagramme eingegangen werden, deren umfangreiche Spätglazialabschnitte möglicherweise Hinweise auf eine vorböllingzeitliche Gunstphase geben (siehe Abb. 1). Die Vorschläge zu Neueinstufungen wenn stichwortartig, dann in eckigen Klammern eingefügt - stützen sich nur auf palynostratigraphische Argumentation - nicht auf Datierungen.

Poggenwisch (Schütrumpf 1955):

Die mächtige Zone I ist untergliederbar und hat bereits an der Basis hohe *Artemisia*-Werte. Oberhalb der Spektren mit umgelagertem Pollen und hohen *Pinus*-Werten liegt ein *Betula*-Gipfel [Meiendorf], auf den unmittelbar ein *Hippophaë*-Gipfel folgt. Darüber liegt ein deutlicher NBP-Gipfel mit dem absoluten *Artemisia-* und *Hippophaë*-Maximum [Dryas 1]. Erst danach erfolgt die böllingzeitliche Massenausbreitung der Birke.

Usselo (jüngste Bearbeitung van GEEL et al. 1989):

Der als Bölling eingestufte Abschnitt Ib weist niedrigere Birkenwerte als sein Liegendes auf und enthält das Maximum von *Hippophaë* und *Juniperus*. Diese Merkmale entsprechen vielmehr der Dyas 1, die Meiendorf von Bölling trennt, als dem Bölling. Im Liegenden befindet sich dann eine Zone (Ia) mit einem langgestreckten Birkengipfel. Dieser könnte als Meiendorf-Interstadial interpretiert werden. Das Bölling-Interstadial würde bei dieser Deutung an der Basis des als Alleröd (II) eingestuften Diagrammbereichs liegen, wo sich ein kurzer, kräftiger Birkenvorstoß befindet.

De Hamert (TEUNISSEN 1983):

Der Autor setzt das Pollendiagramm in den zeitlichen Rahmen zwischen Bölling und Alleröd. An der Basis des Profils befindet sich die Abfolge: Steiler *Betula*-Anstieg, *Artemisia*- und *Hippophaë*-Maximum [Meiendorf], danach *Helianthemum*-Maximum und zweiter *Artemisia*-Gipfel [Dryas 1], dann erst die Massenausbreitung von *Betula* [Bölling], erneuter NBP-Gipfel [Dryas 2]. Das folgende Alleröd wäre bei dieser Interpretation durch einen NBP-Gipfel unterteilt.

Großes Moor (Streitz 1984):

Unterhalb des von der Autorin als böllingzeitlich eingestuften *Betula*-Gipfels liegt eine Zone erhöhten NBPs (*Artemisial*) und ein Strauchpionier-Maximum, an dessen Basis sich das spätglaziale *Hippophaë*-Maximum befindet [D1]. Darunter zeichnet sich noch ein älterer deutlicher *Betula*-Vorstoß [Meiendorf] ab. Die kritische Sichtung geeigneter Profile aus Süddeutschland liefert auch dort Hinweise auf eine mögliche präböllingzeitliche Gunstphase. So zeigen zum Beispiel im westlichen Alpenvorland die Profile Schleinsee (MIELKE & MÜLLER 1981), Federsee (Göttlich 1955) und Schussenquelle (LANG 1962) im mächtigen spätglazialen Profilteil einen Birkenvorstoß, der unterhalb des böllingzeitlichen *Betula*-Maximums liegt. Diese wenigen Beispiele zeigen bereits, daß für das Meiendorf-Interstadial von einer weiterreichenden Gültigkeit als bisher angenommen ausgegangen werden kann.

Aus den Niederlanden liegen zahlreiche spätglaziale Pollendiagramme neueren Datums vor, zuletzt bei HOEK 1997 zusammengetragen. Doch Diagramme mit einem lückenlosen Anschluß an hochglaziale Sedimente bleiben die große Ausnahme. Die Mehrzahl der Pollendiagramme setzt mit dem Bölling-Interstadial oder später ein. Neben dem bereits oben beschriebenen Profil Usselo (VAN GEEL et al. 1989) reicht nur das Profil Mekelermeer (BOHNCKE 1994) noch so weit zurück. daß es die - hier entscheidende - Pollenzone Ia enthält. Das Profil Mekelermeer, die Verfüllung eines Pingos, liegt ca. 70 km nördlich von Usselo nahe der Vecht. Es enthält zwei deutliche Betula-Gipfel, die palynostratigraphisch dem Bölling und Alleröd zugeordnet werden. Die Zone Ia unter dem ersten Betula-Gipfel zeigt insgesamt zwar erhöhte Betula-Werte, jedoch keinen nachfolgenden Rückgang dieser erhöhten Werte, keine ansteigende Artemisia-Kurve und kein Hippophaë-Maximum, welche gemeinsam die kennzeichnende Merkmalskombination des Meiendorf-Interstadials ausmachen. Daher ist der Einstufung der Zone Ia als Älteste Dryas nichts hinzuzusetzen.

Dieser Profiltyp mit zwei Betula-Gipfeln ist der Grund dafür, daß man in den Niederlanden mit ausschließlich zwei spätglazialen Interstadialen operiert und das Meiendorf als früheste und dritte Wärmeschwankung nicht in Betracht zieht. So erwägen HOEK & ZAGWIIN (in HOEK 1997: 32-33), die zwei vorhandenen Interstadiale entweder als Bölling-Alleröd oder als Meiendorf-Alleröd zu bezeichnen, letzteres unter Aufgabe des Begriffs Bölling. Bereits USINGER (1985) stellt die Eignung von Bölling Sö als Typlokalität in Frage. Beide von HOEK & ZAGWIJN angegebenen Lösungen gehen aber von der Voraussetzung aus, daß nur zwei Birkengipfel zuzuordnen sind und würden der Eigencharakteristik des Meiendorf-Interstadials sensu MENKE als biostatigraphische Zone nicht gerecht, denn sie ist eine neu ausgegliederte Zone innerhalb von Ia und ist nicht mit nachfolgenden, jüngeren Birkengipfeln in Ib und II zu verwechseln. Daher wird hier noch einmal betont, daß im Nordwesten Mitteleuropas eine Profilausbildung mit drei palynostratigraphischen sehr typischen und dabei deutlich unterschiedlichen Interstadialen auftreten: Drei Betula-Gipfel liegen in Superposition. Diese drei Birkengipfel müssen zusätzlich in typischer biostratigraphischer Vergesellschaftung vorkommen: Unter einem Alleröd, das einen oder auch zwei Betula-Gipfel beinhalten kann und minimale NBP-Werte aufweist, folgt eine Zone erhöhter NBP-Werte (D2). Darunter befindet sich ein kurzer markanter Birkenvorstoß (Bölling), der oftmals gleichzeitig das absolute Birkenmaximum des Spätglazials ist. Im Liegenden sind wieder erhöhte NBP-Werte (D1), diesmal gemeinsam mit dem absoluten Maximum der Pioniersträucher, anzutreffen. Besondere Bedeutung haben dabei neben Artemisa vor allem Hippophaë, Juniperus und Helianthemum. Diese Zone wird von einem schwächeren Birkengipfel (Meiendorf) unterlagert, der oft mit ansteigenden Artemisia-Werten zusammenfällt.

Der mittlere kurze und oftmals kräftigste *Betula*-Gipfel wird in allgemeiner Übereinstimmung dem Bölling-Interstadial zugeordnet. Dieses Vorgehen sollte beibehalten werden, unabhängig davon, ob die Typlokalität Bölling Sö als zugehörig bestätigt wird oder nicht. Da das Meiendorf-Interstadial mit seinen typischen Merkmalen stets deutlich unter dem Bölling-Interstadial liegt, sollte eine Verwechslung auszuschließen sein. Damit ist eine Verwendung des Namens Meiendorf als Synonym für Bölling, wie HOEK & ZAGWIJN (in HOEK 1997: 33) es erörtern, abzulehnen.

Man kann sich natürlich fragen, ob der mitteleuropäische Profiltyp mit den drei Interstadialen Meiendorf-Bölling-Alleröd in den Niederlanden eine Westgrenze erfährt. Solange aber in den Niederlanden nicht mehr Profile der hier dargestellten Ausbildung und Vollständigkeit gefunden werden, läßt sich über eine Abgrenzung dieses Profiltyps keine Entscheidung fällen.

Abschließend soll auf Veröffentlichungen hingewiesen werden, die sich mit frühen spätglazialen Erwärmungsphasen außerhalb von Mitteleuropa befassen.

5 Vorböllingzeitliche Wärmeschwankungen außerhalb Mitteleuropas

Vorböllingzeitliche Wärmeschwankungen außerhalb Mitteleuropas sind zahlreich dokumentiert. Seit 1915 LEVERETT & TAYLOR im Gebiet der Großen Seen Nordamerikas die Moränen der Wisconsin-Vereisung und deren Spätglazial kartiert haben, gibt es aus dem Bereich des proglazialen Sees Arkona erste quartärgeologische Belege für eine Wärmeschwankung, die jünger als das letztglaziale Maximum (LGM) und älter als das Bölling ist.

Sie erhielt den Namen Lake Arkona-Schwankung. Seit den 50er Jahren häuften sich palvnologische Hinweise auf möglicherweise vergleichbare vorböllingzeitliche Interstadiale sowohl auf der Nordhalbkugel wie auch auf der Südhalbkugel. Palynologische Belege zu den zahlreichen glazialgeologischen Befunden aus dem Bereich der Großen Seen lieferten zum Beispiel aus Connecticut das Pollenprofil Totoket Bog (LEOPOLD 1956), aus Ohio das Profil von Torrens Bog (OGDEN & HAY 1965). Dadurch konnte das Ende des Lake Arkona-Interstadials mit 14C-Daten auf den Zeitraum um 13.000 a BP festgelegt werden. In Kolumbien wiesen van der Hammen & Gonzales (1965) die Susacá-Wärmeschwankung nach, die VAN DER HAMMEN & VOGEL (1966) mit Befunden aus Kenia, Frankreich und Spanien korrelierten. Die Radiokarbondaten für die Abgrenzung des Susacá-Interstadials liegen bei 13.700-13.100 a BP. MÖRNER (1970) parallelisiert das Susacá- und das Lake Arkona-Interstadial mit dem Raunis-Interstadial (SEREBRIANNYI & RAUKAS 1970) im östlichen Baltikum. 14C-datierte Pflanzenlagen ergaben für letzteres zwei Daten: 13.890 ± 500 und 13.250 ± 160 a BP.

Die vorgetragenen Daten gruppieren sich allesamt zwischen 14.000 und 13.000 a BP. Unter Einbeziehung der Fehlergrenzen könnten sie theoretisch ein und dasselbe Interstadial bezeichnen. Für die Untergrenze des Meiendorf-Interstadials gibt MENKE (in Druckvorbereitung) das 14C-Alter 12.660 ± 300 a BP und für die Obergrenze 12.010 ± 75 a BP an. Das Alter für den Beginn des Meiendorf-Interstadials entnimmt er dem Artemisia-Anstieg im Profil Usselo (VAN GEEL et al. 1989) und dasjenige für das Ende dem NBP-Anstieg nach dem Hippophaë-Maximum im Profil Esinger Moor (BOKELMANN et al. 1983). Wenn auch das Alter für die Obergrenze Meiendorf zu jung erscheint denn es blieben für Dryas 1, Bölling und Dryas 2 nur etwa 200 Radiokarbonjahre - so ist dennoch das Meiendorf-Interstadial nach 14C-Alter deutlich jünger als die oben diskutierten Interstadiale außerhalb Mitteleuropas. In Glazialgebieten können diese älteren schwimmenden Interstadiale nur jeweils zwischen die äußerste Eisrandlage des Oberwürms und das Bölling-Interstadial eingeengt werden. Ansonsten ist ihre stratigraphische Stellung nur durch Radiokarbondatierungen festgelegt.

Es zeigt sich jedoch ferner, daß für den Zeitraum zwischen dem LGM und Bölling eine ganze Reihe von leichten Wärmeschwankungen nachgewiesen sind. MANIA & STECHEMESSER (1970) beschreiben auf der Basis von Molluskenfaunen eine zweigeteilte Wärmeschwankung aus dem Geiseltal als Müchelner Intervall und plazieren es vor das Bölling-Interstadial. MANIKOWSKA (1995 a, b) beschreibt aus Zentralpolen die Klimaverbesserung der Kamion-Phase mit einer Bodenbildung und 14C-Daten von 14.300 ± 300 und 14.590 ± 270 a BP. KOLSTRUP (1980) berichtet aus den Niederlanden von der organischen Lage des Epe-Horizonts mit einem Alter von 14.000 ± 150 a BP. W. SCHIRMER (im Druck) berichtet vom Leonard-Boden, einer Kalkbraunerde im jüngsten Rheinlöß, die als Indiz für eine Wärmeschwankung nach dem LGM und vor dem Beginn des Spätglazials gilt.

Schon diese wenigen bodenkundlichen, malakologischen und glazialgeologischen Beispiele zeigen anschaulich, daß seit dem Rückzug des Eises vom LGM bis zum Spätglazial offenbar eine höhere Anzahl kleinerer Wärmeschwankungen zumal von der geringen Größenordnung des Meiendorf-Interstadials zu erwarten ist. Solange solche Schwankungen zwischen dem LGM und dem Bölling isoliert auftreten, sei es ohne Datierung oder nur durch ¹⁴C-Alter belegt, ist ihre Korrelation untereinander und mit dem Meiendorf-Interstadial vorerst wenig sinnvoll, wenn sie nicht mit dem bekannten Spätglazial in direktem Profilkontakt stehen.

Ich danke dem anonymen Rezensent für seine Anregungen.

6 Schriftenverzeichnis

- ALETSEE, L. (1959): Zur Geschichte der Moore und Wälder des nördlichen Holsteins. - Nova Acta Leopoldina, N.F. 21 (139): 51 S., 9 Taf. als Beil; Leipzig.
- BOCK, W., MENKE, B., STREHL, E. & ZIEMUS, H. (1985): Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein. - Eiszeitalter und Gegenwart, 35: 161-180; Hannover.
- BOHNCKE, S. J. P. (1994): Lateglacial environmental changes in The Netherlands: Spatial and temporal patterns. - Quaternary Science Rewievs, **12**: 707-717; London.
- BOKELMANN, K., HEINRICH, D. & MEYER, B. (1983): Fundplätze des Spätglazials am Hainholz-Esinger Moor, Kreis Pinneberg. - Offa, 40: 199-239; Neumünster.

- DREIMANIS, A. (1966): The Susacá-Interstadial and the subdivision of the Late-Glacial. Discussion. - Geologie en Mijnbouw, 45: 445-448; 's-Gravenhage.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. - 480 S.; Jena.
- GEEL, B. VAN, COOPE, G. R. & HAMMEN, T. VAN DER (1989): Palaeoecology and stratigraphy of the Lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). - Rev. Palaeobot. Palynol., 60: 25-129; Amsterdam.
- GÖTTLICH, K. (1955): Ein Pollendiagramm ungestörter späteiszeitlicher Verlandungsschichten im Federseebecken. - Beitr. z. naturkundl. Forsch. in Südwestdeutschland, 14: 88-92; Karlsruhe.
- HAMMEN, T. VAN DER (1951): Late-Glacial flora and periglacial phenomena in The Netherlands. - Leidse Geol. Mededelingen, 17: 71-184; Leiden.
- & GONZALES, E. (1965): A Lateglacial and Holocene pollen diagram from Cienaga del Visitador (Dept. Boyaca, Colombia). - Leidse Geol. Meded., **32:** 193-201, Leiden.
- & VOGEL, J. C. (1966): The Susacá-Interstadial and the subdivision of the Late-Glacial. - Geologie en Mijnbouw, 45: 33-35; s'-Gravenhage.
- HARTZ, N. & MILTHERS, V. (1901): Det senglaciale Ler i Alleröd Teglvaerkgrav. - Medd. Danm. geol. Foren., 8: 31-60; Kopenhagen.
- HOEK, W. (1997): Palaeogeography of Lateglacial Vegetations. - Nederlandse Geografische Studies, 230: 147 S.; Utrecht, Amsterdam.
- IVERSEN, J. (1942): En pollenanalytisk Tidfaestelse af Ferskvandslagene ved Nörre Lyngby. - Medd. Danm. geol. Foren., 10 (2): 130-151; Kopenhagen.
- KOLSTRUP, E. (1980): Climate and stratigraphy in northwestern Europe between 30,000 B.P. and 13,000 B.P. with special reference to the Netherlands. - Meded. Rijks Geol. Dienst, 32: 181-253; Haarlem.
- LANG, G. (1962): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen der Magdalenienstation an der Schussenquelle. - Veröff. d. Geobotanischen Instituts der ETH Zürich, 37: 129-154; Bern.
- LEOPOLD, E. B. (1956): Two late-glacial deposits in southern Connecticut. - Nat. Acad. Sci. Proc., 42: 863-867; Washington D.C.
- LEVERETT, F. & TAYLOR, F. B. (1915): The Pleistocene of Indiana and Michigan and the history of the Great Lakes. - U. S. Geol. Survey Monogr., 53: 529 p.; Washington D.C.
- LITT, T. & STEBICH, M. (1996): Annually laminated sediments from Holzmaar (Weichselian Late-Glacial). -10. Moorexkursion 10.-19. Oktober 1996: 80-84; Geobotanik Univ. Bern.
- MANIA, D. & STECHEMESSER, H. (1970): Jungpleistozäne Klimazyklen im Harzvorland. - Petermanns geogr. Mitt., Ergänzungsband 274: 39-55; Gotha, Leipzig.
- MANIKOWSKA, B. (1995 a): The apogee of Vistulian cold in the periglacial area of Central Poland - geological records. - Quaternary Studies in Poland, 13: 55-63; Warszawa.

- (1995 b): Aeolian activity differentiation in the area of Poland during the period 20-8 ka BP. - Biuletyn Peryglacjalny, 34: 127-165, Tab. 1; tódź.
- MENKE, B. (1968): Das Spätglazial von Glüsing. Eiszeitalter und Gegenwart, **19:** 73-84; Öhringen.
- Jungpleistozäne Biostratotypen in Norddeutschland, - Geol. Jb. (in Druckvorbereitung).
- MERKT, J. & MÜLLER, H. (1999): Warve chronology and palynology of the Late Glacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. - Quaternary International, in print.
- MIELKE, K. & MÜLLER, H. (1981): Palynologie. In: BEN-DER, F. [Hrsg.]: Angewandte Geowissenschaften, 1: 393-407, Abb. 6.9; Stuttgart (Enke).
- MÖRNER, N.-A. (1970): Comparison between Late Weichselian and Late Wisconsin ice marginal changes. - Eiszeitalter und Gegenwart, 21: 173-176; Öhringen/Württ.
- NILSSON, T. (1961): Ein neues Standardpollendiagramm aus Bjärsjöholmssjön in Schonen. - Lunds Universitets Årksskrift, N. F. Avd. 2, 56 (18) (Kungl. Fysiografiska Sällskapets Handlingar, NF. 71*(18): 1-34; Lund.
- OGDEN, J. G. III & HAY, R. J. (1965): Ohio Wesleyan University natural radiocarbon measurements I. Radiocarbon, 7: 166-173; Tucson.
- SCHIRMER, U. (1995): Early Late Glacial pollen record of Miesenheim. - In: SCHIRMER, W. [ed.]: Quaternary field trips in Central Europe, 1: 533-535; München (Pfeil).
- (1996): Pollen stratigraphy below the Pellenz tephra. - In: SCHIRMER, W., IKINGER, A., SCHIERMEYER, J., SCHIRMER, U. & WALDMANN, G. (1996): Guide to the archives of the Laacher See eruptions: 15-17; Düsseldorf (Dept. Geol. HHUniversity).
- (1998): Spätglaziale Vegetationsgeschichte an der Lahn. - GeoArchaeoRhein, 2: 163-175; Münster (Lit).
- SCHIRMER, W. (im Druck): Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löß. - Eiszeitalter und Gegenwart.
- SCHÜTRUMPF, R. (1936): Paläobotanisch-pollenanalytische Untersuchung der paläolithischen Rentierjägerfundstelle von Meiendorf bei Hamburg. - Veröff. d. Archäol. Reichsinst., 1: 1-54; Neumünster.
- (1955): Das Spätglazial. Eiszeitalter und Gegenwart, 6: 41-51; Öhringen.
- SEREBRJANNYJ, L. R. & RAUKAS, A. V. (1970): Über die eiszeitliche Geschichte der Russischen Ebene im oberen Pleistozän. - Petermanns geogr. Mitt., 144 (3): 161-172; Gotha, Leipzig.
- STREITZ, B. (1984): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an zwei Mooren osthessischer Subrosionssenken. - Beitr. Naturkde. Osthessen, 20: 3-77; Fulda.
- TEUNISSEN, D. (1983): The development of the landscape of the nature reserve De Hamert and its environs in the northern part of the province of Limburg, The Netherlands. – In: TERWINDT, J. H. J. &

STEIJN, H. VAN [eds.]: Developments in physical geography – a tribute to J. I. S. ZONNEVELD. – Geol. Mijnbouw, **62:** 569-576; 's-Gravenhage.

USINGER, H. (1985): Pollenstratigraphische, vegetationsund klimageschichtliche Gliederung des "Bölling-Alleröd-Komplexes" in Schleswig-Holstein und die Bedeutung für die Spätglazial-Stratigraphie in benachbarten Gebieten. - Flora, **177:** 1-43; Jena.

Manuskript eingegangen am 5. März 1999

Geschiebestatistische Anmerkungen zur Quartärstratigraphie des nordischen Vereisungsgebietes*)

GERD LÜTTIG*)

Pleistocene, Weichselian, basin sediments, Schleswig-Holstein

Kurzfassung: Die Idee, die in den Moränenbildungen der norddeutschen Vereisungen erkennbaren Leitgeschiebe auszuzählen und diese Zählungen statistisch zu verwerten, geht auf FORCHHAMMER zurück. Aber zwischen dessen Äußerung im Jahre 1843 und den ersten Zählungen durch J. KORN (in SCHROEDER & STOLLER, 1905, 1909) und V. MILTERS (1909) lag die berühmte Frühphase der norddeutschen Vereisungslehre und des Polyglazialismus', und von statistisch brauchbaren Zählungen kann man eigentlich erst von HESEMANN (1930) ab rechen, gefolgt von den Arbeiten von VAN DER LIJN (1932) und K. RICHTER (1933 u. f.).

Seit Beginn der 50er Jahre ist dann im gesamten Ausstrichbereich der nordischen Glaziärablagerungen von den Niederlanden bis nach Polen die Geschiebestatistik als Hilfswissenschaft, immerhin aber als etablierte Methode eingesetzt worden, und sie hat – ganz gleich welche Methode verwendet wurde – dann zur Unterstützung lithostratigraphischer Korrelationen in brauchbarer Weise beitragen können, wenn

- durch an biostratigraphischen Profilen geeichte Proben ein verläßliches Gerüst in die Zählungen eingebaut werden konnte,
- die statistischen Vergleiche auf vernünftig große Regionen beschränkt und
- durch andere lithologische, petrographische und fazielle Betrachtungen unterstützt wurden.

Quartärstratigraphie ist niemals mit Hilfe nur eines methodischen Ansatzes erarbeitbar; sie bedarf der multiplen stratigraphischen Klassifikation. So verstehen auch die Geschiebestatistiker ihre Arbeit als einen von verschiedenen möglichen Annäherungsversuchen.

[Remarks on Erratic Boulder Statistics within Quaternary Stratigraphy of the Nordic Glaciation Area]

Abstract: It was FORCHHAMMER who was the first to propose to look for a statistical evaluation of the erratic boulders within the Quaternary moraines of Northern Germany and Denmark. However, between these early remark in the year 1843 and the first boulder countings of J. KORN (in SCHROEDER & STOLLER 1905, 1909), followed by V. MILTHERS (1909), there was the precocious and mislead period of Nordic Glaciation explanations, long before polyglacialistic ideas appeared, and it is from HESEMANNS (1930 a.s.o) work only to talk about suitable statistics, which were complemented by the publications of VAN DER LUN (1932) and K. RICHTER (1933 a.s.o.).

From the middle of this century on, boulder statistics began to be practized in almost all of the distributional areas of sediments of the Northern European Glaciations, from the Netherlands in the West up to Poland in the East. It is a method of supporting value of course, but it is only possible to make use of it for lithostratigraphical questions and correlations if

- a reliable framework of samples exists, which have been calibrated by biostratigraphical determination,
- the statistical comparisons have been restricted to a region of reliable size,
- the statistics is supported by other findings like lithological, petrographical, facial observations.

This is so, because Quaternary Stratigraphy is a part of geosciences which is needing a multiple classification system and cannot be developed by one single method only. In this sense erratic boulder statistics' specialists are understanding their work as one approach amongst various others.

1 Zum Wesen der Geschiebekunde

Für die Erklärung, geognostische Beschreibung und stratigraphische Gliederung der Vorgänge und Bildungen der quartären Vereisungen bestehen grundsätzlich zwei Annäherungsmöglichkeiten. Sie beruhen entweder auf Beobachtungen, die auf Besonderheiten der Form, auch der räumlichen Beziehung der Ablagerungen untereinander oder der aus der Form rekonstruierbaren Prozesse begründet sind. Oder sie stützen sich auf Eigentümlichkeiten, die aus der Untersuchung des Inhalts der quartären Bildungen ersichtlich werden. An keiner anderen "Formation" der Erdgeschichte läßt sich zeigen, wie wichtig das Zusammenspiel der wissenschaftlichen Disziplinen, von der die eine die Betrachtung der Form, die andere des Inhaltes bevorzugt, bei der Aufklärung der Geschichte des Eiszeitalters ist.

^{*)} Nach einem Vortrag auf der 50 Jahre-Jubiläums-Veranstaltung der DEUQUA in Hannover, 15.09.1998

^{**)} Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. G. LÜTTIG, Wittinger Str. 126, 29223 Celle

Die vorliegende Reflektion über die Geschiebekunde, welche ja, wie der Verfasser einmal herausgestellt hat, die Mutter der Quartärgeologie ist - denn es waren die großen Geschiebe, die die Altvorderen der Stratigraphie zur Aufstellung des Quartärs als letzten Systems der Erdgeschichte veranlaßten -, darf die Form vollkommen vernachlässigen. Sicherlich wäre diese Methode unnötig, würden wir bezüglich des Inhaltes so treffliche Hilfsmittel wie die im Mesozoikum blühende Petrefaktenkunde besitzen und Leitfossilien für das Quartär benutzen können. Stattdessen plagen wir uns z. B. mit Leitgeschieben herum. Einem frommen Wunsch, man könne mit den in den Moränen feststellbaren und petrographisch explizit beschreibbaren nordischen Geschieben stratigraphisch "leitende" Indizien heranziehen, entsprach dieser Terminus. Die ursprüngliche Hoffnung ist aber längst aufgegeben worden. Biostratigraphisch gibt der Inhalt der quartären Sedimente allenfalls etwas her, wenn man sich auf faunistische oder floristische Assoziationen, Faunenvergesellschaftungen, Pollenspektren zurückzieht. Geochronologische Methoden sind, von der 14-C-Methode abgesehen, aber chronologisch nicht weit genug die zurückreicht, nicht unumstritten. In sedimentpetrographischer Hinsicht hangeln wir uns über Feinkiesfraktions-, Schwermineral-, geröllmorphometrische und andere Zählungen mühsam durch das inhaltliche Inventar. Daß dabei das Verständnis der Gesamtheit des betreffenden Sediments nicht verloren gehen sollte, daß man also nicht nur auf eine der vielen Korngrößenfraktionen starren sollte, hat der Verfasser mehrfach -allerdings weitgehend erfolglos - klar zu machen versucht (LÜTTIG 1952, 1954, 1997).

Die Geschiebekunde besitzt einen anderen Ansatz als die anderen sedimentpetrographischen Verfahren. Aus der so fruchtbare und tiefgehende Erkenntnisse über Stratigraphie, Petrographie und auch Paläontologie der skandinavischen Ausgangsgesteine (vgl. HUCKE 1917, HUCKE & VOIGT 1967, SCHALLREUTER 1998) liefernden Wissenschaftssparte ging die Geschiebestatistik hervor. FORCHHAMMER (1843) hat sie provoziert, in einer Zeit, in der die Genese der nordeuropäischen Glaziärbildungen noch völlig falsch gedeutet wurde. JOHANNES KORN, dem wir auch die erste grundlegende Monographie der kristallinen Leitgeschiebe verdanken (1927), hat in den unter und über dem Holstein-Typstratum liegenden Geschiebelehmen bei Uetersen-Schulau (in SCHROE-DER & STOLLER 1905, 1909) die ersten Geschiebezählungen im modernen Sinne durchgeführt. Seine Aussagen darüber waren zunächst unberechtigterweise (vgl. Lüttig 1991) -- pessimistisch, V. MILTHERS (1909), VAN DER LIIN (1923), HESEMANN (1930) K. RICHTER (1933 u. f.) und andere sind ihm gefolgt. Seit dieser Blütezeit der Geschiebestatistik zu Beginn der 30er Jahre ist einer ganzen Reihe von Geschiebeforschern eine Fülle von Gesteinsmaterial durch die Hände gegangen. Heute, rund 60 Jahre später, kann die Geschiebestatistik in aller Bescheidenheit vermelden, daß sie - wenn sie die Regeln beachtet, d. h. ihr Gebäude auf stratigraphisch, möglichst biostratigraphisch gesichertes Material stützt und nicht übersieht, daß sie eine Hilfswissenschaft und ein Bruchstück im Mosaik der multiplen stratigraphischen Klassifikation ist -- Aussagen treffen konnte, die in der Quartärforschung des nordischen Vereisungsgebietes - nur von diesem kann hier gesprochen werden - Gewicht besitzen.

Ein Rundblick über die Geschiebezählungen längs den ehemaligen Eisrändern von W nach E soll diese Feststellung untermauern.

2 Großbritannien

Obwohl die richtige genetische Einordnung der Glaziärgeschiebe in England lange Zeit durch das auch bei W. BUCKLAND (1823) durch die Einführung des "Diluviums" markierte diluvialistische, in ganz Europa geradezu angebetete Lehrgebäude von CHARLES LYELL (ausgehend von den Principles of Geology, 1833) behindert worden ist, hat es doch dort und in Schottland schon frühzeitig Stimmen gegeben, die erkennen lassen, daß der Altmeister seine Landsleute nicht in breiter Front niedergewalzt hatte. BUCKINGHAM (vor 1830, Zitat leider nicht auffindbar) begriff als erster, daß ein Teil der Findlinge nicht britischer sondern nordeuropäischer Herkunft ist, und durch L. AGASSIZ (1841) wurden auf einer Exkursion in Schottland bereits W. BUCKLAND und R. I. MURCHISON für die Vergletscherungstheorie gewonnen. Trotzdem sprach sich R. I. MURCHISON bezüglich der bei Ratingen auf dem Kohlenkalk gefundenen Glättungen und Schrammungen wieder gegen glaziäre Einwirkung aus. CH. LYELL sprach noch 1840 von einer "Boulder" oder "Drift Formation" im Raume von Weybourne und Cromer in seinem alten Sinne. Erst in den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts erfolgte v.a. durch T. F. JAMIESON (1862, 1865) und A. GEIKIE (1863) der endgültige Durchbruch für die Vergletscherungstheorie auf den britischen Inseln.

Nach BUCKINGHAM ist die Erkenntnis über die Beteiligung skandinavischer Eismassen an der Vergletscherung und damit skandinavischer Geschiebe in den glaziären Sedimenten Ostenglands in Schichten nach dem Cromer Complex, beginnend mit der "North Sea Glaciation" v. a. durch MADSEN (1893), C. TRECHMAN (1915), PREMISTER (1926), BADEN-POWELL (1948), WOLDSTEDT (1958) und andere weiter gefestigt worden. Auch liegen für das Erkennen des nordischen Geschiebematerials ausreichende Belege vor. Erst unlängst beschrieb auch K. D. MEYER (1993) die Funde von (norwegischen) Rhombenporphyren längs der schottischen und englischen Küste. Eine geschiebestatistische Auswertung dieses Materials im mitteleuropäischen Sinne ist zwar (dem Verfasser bisher) nicht bekannt. Doch muß vermerkt werden, daß schon PREMISTER'S (1926) petrographische Ansprache der Geschiebe, besonders in Blickrichtung auf die Unterscheidung von britischem von skandinavischem Kristallin, eine beachtliche Akurratesse erkennen läßt.

3 Niederlande

Die *Niederlande* zählen sowohl in geschiebekundlicher als auch geschiebestatistischer Hinsicht zu den am besten untersuchten Regionen des nordischen Vereisungsgebietes.

Die älteren Autoren, wie z. B. P. S. SCHULL (1830), HAUSMANN (1831), F. ROEMER (1857), K. MARTIN (1878), BONNEMA (1898) und andere befaßten sich, wie das damals auch in Deutschland üblich war, vorwiegend oder ausschließlich mit Sedimentärgeschieben. Aber schon frühzeitig kamen Arbeiten über Kristallingeschiebe hinzu, die zu den besten ihres Genres gehören (VAN CALKER 1894, 1889, SCHROEDER VAN DER KOLK 1891, VAN DER LIIN 1923 und andere).

Geschiebezählungen im modernem Sinne begannen mit den Arbeiten von van DER LIJN (1932) und wurden von mehreren Autoren i. W. nach der Hesemann-Methode oder nach mehr oder minder vorteilhaften Abwandlungen derselben fortgeführt (DE WAARD 1944, 1955, FABER 1950, 1960, KRUIZINGA 1944, 1950, SCHUDDEBEURS 1949, 1980, 1981, ZANDSTRA 1971, 1983, 1988 u. a.).

Wir können nach allgemeiner Kenntnis des in bio- und lithostratigraphischer Hinsicht hervorragend untersuchten niederländischen Pleistozäns von zwei glaziären Vereisungsphasen, deren Moränen geschiebestatistisch unterschieden werden können, ausgehen. Die nach Auffassung einiger Autoren ältere, nach anderer Auffassung jüngere, durch einen rötlich gefärbten

Geschiebelehm belegte Moräne besitzt eine stärker ostfennoskandisch geprägte Geschiebe-Assoziation. Sie wird von einer Autorengruppe als elstereiszeitlich, von der anderen als jünger aufgefaßt. Die andere, graue Moräne zeigt ein Inventar mit südschwedischer Prädominanz (Abb. 1); sie gehört mit Sicherheit dem Drenthe-Stadium der Saale-Eiszeit an. Es ist dabei ganz gleich, welche statistische Methode man zur Unterscheidung benutzt. Es muß dem Verfasser gestattet sein, zu bemerken, daß Versuche, mit der HESEMANN-Methode (z. B. ZANDSTRA 1983) zu arbeiten, oder sie durch andere unanschauliche Methoden zu ersetzen, sowohl veraltet als auch -- z. B. gegenüber der TGZ-Methode des Verfassers, Lüttig (1957) - sehr unpraktisch sind. Das ist eine Feststellung, von deren Richtigkeit sich der Leser selbst überzeugen kann.

Das ist aber eine wissenschaftlich weniger wichtige Nebenerkenntnis. Beachtenswert ist hingegen folgendes: In der vom Menap bis in die Elstereiszeit reichenden fluviatilen "Formation von Enschede" fand G. C. MAARLEVELD nordisches, sicher auf sekundärer Lagerstätte befindliches Fremdmaterial, über das von LUTTIG & MAARLEVELD (1961, 1962) als dem Komplex von Hattem berichtet wurde. Die TGZ dieser Schichten heben sich deutlich von den Streubereichen des roten und grauem Geschiebelehmes ab (Abb. 1). In geschiebestatistischer Hinsicht fällt diese als Ferneinfrachtung nordischen Materials durch norddeutsche Flüsse in das Flußsystem, dem die Sande von Enschede ihre Entstehung verdanken, zu erklärende Assoziation dadurch besonders auf, daß sie eine relativ enge Begrenzung des Herkunftsgebietes der Leitgeschiebe erkennen läßt (vgl. Abb. 2). Das gilt nach Auffassung des Autors als Zeichen, daß die weiter im Osten des Ablagerungsgebietes zu vermutenden Moränen in die Frühzeit der glaziären nordischen Vereisungen zu stellen sind, denn die jüngeren Moränen, deren Eismassen häufig älteres Material mit aufgenommen haben, zeigen stärkere Durchmischung der Geschiebetypen und daher im TGZ-Diagramm einen größeren Streubereich. Dafür spricht auch, daß die Hattem-Bildungen relativ wenige, meist äolisierte Flinte enthalten. K. D. MEYER's (1988) Deutung, dieses könne damit zusammenhängen, daß die Ausstriche der Oberkreide damals noch nicht freigelegen haben könnten, ist ohne weiteres zu folgen.

Nicht verschwiegen werden darf, daß die Fortsetzung von Bildungen des Hattem-Komplexes nach





E auf Funde bei Uelsen und Emsbüren beschränkt bleibt (BIJLSMA & CLEVERINGA 1977, K. D. MEYER 1987, 1988), daß aber eine zugehörige Moräne noch nicht gefunden worden ist. Möglich ist, da der Hattem-Komplex wohl in die Cromer- bis Menap-Zeit gehört, also älter als das eigentliche Elster ist, daß ein Äquivalent im benachbarten Teil NW-Deutschlands fehlt. Auch liegt nach K. D. MEYER (1970) der westlichste Punkt von Elster-Geschiebe-Inventaren in Niedersachsen in der Gegend von Papenburg, wodurch auch die Frage des niederländischen "roode keileem" in einem besonderen Licht erscheint. Diese Papenburger Assoziation ist geschiebestatistisch keinesfalls "ostfennoskandisch" sondern "westschwedisch" geprägt, ihr TGZ liegt westlich des Drenthe-TGZ-Streubereiches. Dem Hattem-Komplex vergleichbare aber deswegen noch nicht ohne weiteres stratigraphisch korrelierbare TGZ-Assoziationen wurden erst wieder bei Lieth/Elmshorn (VINX, GRUBE & GRUBE 1998) und bei Esbjerg in Dänemark (LÜTTIG in Vorbereitung) gefunden. (vgl. Abb. 2). In Esbjerg handelt es sich aber um einen Geschiebelehm unter dem marinen Holstein-Interglazial, also sicher um Elster i. E. S. Möglicherweise ist die Ähnlichkeit also rein zufällig. Jedenfalls sollte man bei solch' weit auseinander liegenden Fundpunkten keine voreiligen Schlüsse zielen.

Wenn SCHUDDEBEURS (1981) infrage stellte, ob Geschiebeassoziationen stratigraphisch homochron sind, und sich dabei nur auf die HESEMANN-Methode bezog, war er an dem Zustandekommen dieses Zweifels selbst schuld. Der Verfasser empfiehlt, statt dessen die bei der Untersuchung des Hattem-Komplexes, also eines wichtigen stratigraphischen Horizontes in den Niederlanden, angewandte TGZ-Methode einzusetzen, auch wenn sie als Zeichen "deutscher Gründlichkeit" empfunden worden ist. Das kann kein methodischer Nachteil sein.

4 Nordrhein-Westfalen

Vom *Niederrhein*-Gebiet und von *Westfalen* wissen wir aus den geognostischen Gegebenheiten von einem im W in der Veluwe beginnenden, über die Krefelder Endmoräne und das nördliche Ruhrgebiet bis in das Münsterland verlaufenden Eisrandbereich, in welchem gebietsweise eine Grundmoränenplatte die Ausdehnung des sicher drenthestadialen Eises kennzeichnet. Ältere, z. B. elstereiszeitliche Moränen sind hier nicht bekannt. Die für die Annahme einer ehemaligen Elster-Eisbedeckungen verwendeten Zählungen



Abb. 2: Verteilung der Einzel-TGZ für den Hattem-Komplex. Zum Vergleich wird der Streubereich der in der Elster-Grundmoräne von Esbjerg/Dänemark (direktes Liegendes des dort aufgeschlossenen Holstein-Interglazials) bestimmten TGZ wiedergegeben.

Fig. 2: Distribution of the individual TGZ for the Hattern Complex. For reasons of comparison the spread of TGZ of the Elsterian till at Esbjerg/Denmark (below the Holsteinian deposits of this place) is reproduced as well.

von HESEMANN (1939, 1956) beruhten auf rein geschiebekundlichen Argumentationen. Keine einzige Zählung liegt aus Schichten unter eindeutigem Holstein-Interglazial vor. Man darf daher allein aus dem Reichtum von Glaziärsedimenten an ostfennoskandischem Material, was weiter im Osten für sicher datierte Elstermoränen typisch ist, den Schluß, es gäbe hier Elster-Moränen, nicht ziehen. Das kommt auch in dem vom Verfasser (LÜTTIG 1958) wiedergegebenen Diagramm über dieses Gebiet zum Ausdruck.

Gewisse Unterschiede im Herkunftsbereich der Geschiebe beschrieb HESEMANN (1956, 1961) später als Folge einer Auslese des "ostfennoskandischen" Materials in den Außenbereichen der Vereisung, rückte damit von seiner alten Auffassung ab. Nach SERAPHIM (1979) könnte eine ältere, aber sicherlich frühdrenthestadiale "Emsland"-Eismasse etwas mehr ostfennoskandisches Material der Aufnahme vorgefundener Elstermoränen verdanken, während ein jüngerer "Osnabrücker Gletscher", der das Innere der Münsterländer Bucht füllte, mehr südschwedisches Material mitgebracht hat. Diese Auffassung wurde i. W. durch ZANDSTRA (1992) bestätigt, wobei von ihm stärker ostfennoskandisch geprägte Assoziationen einer drenthestadialen Hangendmoräne zugeordnet wurden.

5 Niedersachsen, i. W. Südniedersachsen

Für *Niedersachsen* (einschließlich des Bremer Raumes) stellt sich für die Geschiebestatistik die Frage, ob es möglich ist, neben der in den bisher besprochenen Gebieten infrage stehenden Unterscheidungsmöglichkeit der Sedimente der Elster-Eiszeit und des Drenthestadiums der Saale-Eiszeit -- jüngere, weichselzeitliche glaziäre Bildungen fehlen dort bekanntermaßen -- eine geschiebestatistisch klare Definition für die Bildungen des Warthe-Stadiums auszumachen. Diese Frage kann bejaht werden, ja, die Unterscheidung von Drenthe und Warthe ist geradezu ein Musterbeispiel für die Brauchbarkeit der Geschiebestatistik.

Zunächst aber zur Trennung von Elster und Drenthe! Hiermit wird eine der schwierigsten Aufgaben der Quartärgeologie im Außenrandsbereich der Gesamtvereisungen, nahe der sogenannten Vereisungsgrenze (WOLDSTEDT 1935, KALTWANG 1992), auch für die geologische Kartierung, angesprochen.

Der älteste Hinweis aus diesem Gebiet auf "Geschiebe, die den nordischen Gebirgen entstammen und auf die nordische Flut schließen lassen", stammt von J. F. L. HAUSMANN (1807).

Der Außenbereich der glaziären Bildungen liegt im südlichen Niedersachsen und im westlich anschließenden Ostfalen im mesozoischen Hügelland, und am Harzrand griff das Eis in die Täler des paläozoischen Berglandes ein. Die Eisausbreitung wurde hier durch mehrere Zufälligkeiten der Morphologie bestimmt, was zu ähnlichen Höhenlagen und Verschachtelungen des Elsterund des Drenthe-Glaziärs geführt hat. Es wäre aber ein Fehler, wie DUPHORN (1974) zu einer relativ pessimistischen Interpretation der v. a. vom Verfasser (1952, 1954, 1958 u. f.) vorgelegten, später durch Spezialkartierungen auf mehreren Blättern der GK 25 bestätigten Erkenntnisse zu greifen. Denn wir haben sehr verläßliche Hilfsmittel zur Verfügung, nämlich Holstein-Interglazialprofile (v. a. von Elze), das cromerzeitliche Osterholz-Interglazial (LÜTTIG 1954, GRÜGER 1968) und den Sedimentkörper der postelstereiszeitlichen und prädrenthestadialen Mittelterrasse des Flußsystems der Weser. Dieser Sedimentkörper ist sowohl eine morpho- als auch lithostratigraphisch sehr gut brauchbare Stütze: Die darin enthaltenen nordischen Geschiebe können nur aus Sedimenten der Elstereiszeit aufgenommen worden sein. Damit haben wir einen Beleg. Der andere erwächst aus den Interglazialprofilen. Wichtig ist v. a. das Holstein-Interglazial von Elze (vgl. LÜTTIG 1955, 1960) mit Liegendsedimenten der Elstereiszeit und einer hangenden Drenthe-Grundmoräne. Beide sind geschiebestatistisch gut zu unterscheiden.

In diesem Zusammenhang ist kurz auf Äußerungen von K. RICHTER (1962) und K. DUPHORN (1974) zu den hier vom Verfasser und in K. RICH-TER durchgeführten geschiebestatistischen Untersuchungen einzugehen. K. RICHTER hat in Elze – i. W. mit seinen Methoden, die nicht mit der TGZ-Statistik vergleichbar sind -- Zählungen, v. a. in Sedimenten im Liegenden des Holstein-Interglazials, durchgeführt, weil ihn v. a. die Tatsache beschäftigte, daß im Hamburger Raum elstereiszeitliche Sedimente (Billbrook-Serie) vorhanden sind, die im Unterschied zu den am südlichen Außenrand der Vereisungen bekannten Elsterablagerungen nicht durch die Vorherrschaft ostfennoskandischen Materials gekennzeichnet sind. Die Unterscheidung einer südlichen elstereiszeitlichen Gechiebeassoziation (Typ Bornhäuser und Bockenemer Stadium, LÜTTIG 1952, 1954), die von K. RICHTER ausdrücklich als vorhanden bestätigt wurde, von der vorwiegend westfennoskandischen Assoziation des Hamburger Raumes ist eine bemerkenswerte Erkenntnis von K. RICHTER, und sie wird durch die späteren Beobachtungen von K. D. MEYER (1970 u. f.) bestätigt.

Allerdings ist notwendig, zur Methode der Beweisführung K. RICHTER's folgendes zu sagen:

- In Elze (Seite 318 bei K. RICHTER 1962) zählte der genannte Autor ganze 14, wenn man die Schwarz-Weiß-Granite als diagnostisch verwertbar akzeptiert, Leitgeschiebe aus und bestimmte danach ein TGZ von 17,63 - 61,4, was dem vom Verfasser bestimmten TGZ nahe kommt. Aber kann man tatsächlich mit so wenigen und weitgehend indifferenten Geschieben ein TGZ bilden, und darf das methodisch neben den vom Verfasser gezählten Werten Bestand haben?
 - Die Verwendung des Begriffes TGZ durch K. RICHTER täuscht vor, die erhaltenen Werte seien solchen vergleichbar, die der Verfasser an den gleichen Proben erlangen würde. Das trifft aber keinesfalls zu. K. RICHTER hat seinen TGZ-Bestimmungen nämlich Geschiebetypen zugrunde gelegt, die in sich die Ermittlung von TGZ gar nicht zulassen. So besitzen seine Gruppen "Rapakiwi" und "Schwarz-Weiß-Gra-Geschiebetypen nit" mit ganz unterschiedlichem TGZ: Åland-Rapakiwis mit TGZ = 20 - 60 (eine schon sehr großzügige Festlegung) sind z. B. nicht mit Rödö-Rapakiwi (TGZ = 18 - 62,8), Nystads-Rapakiwi (21,2 - 60,8) oder den ostfinnischen Rapakiwi vergleichbar und nicht in einen Topf zu werfen. Auch bleiben die typenreichen südschwedischen Geschiebe weitgehend ungenutzt. Daß andere Typen, wie z. B. der Dalasandstein, wegen ihrer weiten Verbreitung geschiebestatistisch wertlos sind, ist jedem Geschiebekundler klar.

- K. RICHTER legte in seinen Arbeiten u. a. Wert auf die Benutzung des Verhältnisses Fd/Fu (durchscheinende zu undurchscheinenden Feuersteinen). Der Verfasser (und andere Sachkundige auch) halten diesen Wert für unbrauchbar: Man findet leicht Feuersteinstücke, die sowohl durchscheinend als auch undurchscheinend sind, also könnte man an ein und demselben Flint ein Fd/Fu-Verhältnis bestim men.
- K. RICHTER war auch mit der Unterscheidung der einheimischen Porphyrvarietäten, die er zur Bildung von Verhältniszahlen benutzte – wovon sich der Verfasser mehrfach überzeugen konnte – nicht vertraut. Sonst hätte er auch nicht behaupten können, er hätte im Aufschluß Puritzmühle (Bl. Königslutter, 3730) nur Thüringer Porphyr gefunden. Es handelt sich dort nämlich überwiegend um Porphyr vom Typ Halle und Flechtingen.

DUPHORN'S (1974), unter Berufung auf K. RICHTER geäußerte Bedenken gegen die Ergebnisse der Geschiebezählungen im Raum Elze sollte man daher zurückstellen. Denn das südliche Niedersachsen ist doch der Raum, in welchem in Kombination mit der vom Verfasser entwickelten Methode der geröllanalytisch-morphometrischen Psephit-Psammit-Gesamtuntersuchung (LÜTTIG 1952, 1954, 1997) die TGZ-Methode als eine Zusatzuntersuchung für die multiple stratigraphische Klassifikation empfohlen wurde.

Betrachten wir die vorhandenen Zählungen im südlichen Niedersachsen, für welche Abb. 3 und Tab. 1 gelten. Das Gebiet wurde durch die Nordgrenze der Blätter der Serie 35.. und die Ostgrenze der Blätter der Serie ..30 der GK 25 definiert, umfaßt also den Südteil des Bundeslandes bis zur Vereisungsgrenze; ausgenommen wurde der Braunschweiger Raum. Das ist, einer geschiebestatistischen Faustregel folgend, ein sicherlich zu großes Gebiet. Da in dieser Untersuchung aber nur ein Überblick gegeben werden soll, mag diese Fassung hinnehmbar sein. Zu bemerken ist, daß in dieser Übersicht Zählungen enthalten sind,



Abb. 3: TGZ-Diagramm für Süd-Niedersachsen. Die in Tab. 1 enthaltenen Zählungen durch K. D. MEYER wurden nicht mit in das Diagramm aufgenommen.

Fig. 3: TGZ diagram for southern Lower Saxony. The countings of K. D. MEYER, given in table 1, are not represented within the diagram.

die in Lüttig (1958) wiedergegeben wurden, durch spätere Feldarbeit jedoch ausnahmslos noch ergänzt werden konnten. Das war auch notwendig, weil die bei Lüttig 1952, 1954 und 1958 wiedergegebenen Zählungen aus der Frühzeit der Beschäftigung des Verfassers mit Leitgeschieben stammen und z. T. auf relativ wenigen Einzelgeschieben beruhen. In den 50er und 60er Jahren hatte der Verfasser Gelegenheit, auf mehreren Blättern in Südniedersachsen zu kartieren bzw. andere Kartierer zu betreuen. Dabei sind die älteren Zählungen fast durchweg komplettiert worden. Abb. 12 bei Lüttig 1958 muß deswegen aufgehoben werden. Das generelle Ergebnis ist aber ähnlich dem der Abb. 3. Wichtig ist, folgendes hervorzuheben:

- Auf Blatt Elze wurde vom Verfasser das Osterholz-Interglazial aufgefunden, die Probenserie von Grüger (1968) bearbeitet und eine in den Cromer-Komplex zu stellende Warmzeit darin nachgewiesen. Die Osterholz-Serie wird von einem Geschiebelehm überlagert, der eine Geschiebe-Assoziation von elsterzeitlichem Charakter besitzt.
- Die gleiche Assoziation wurde in Grundmoränen und Schmelzwasserablagerungen nachgewiesen, die sich -- eindeutig im Kartierverband erkannt, erbohrt oder erschürft -- im Liegenden des Holstein-Interglazials von Elze befinden.
- Sie entspricht geschiebestatistisch der Geschiebesippe, die im Mittelterrassenkörper des Weser-Leine-Innerste-Flußsystems dort vorkommt, wo die betreffenden Flüsse ältere Vereisungsgebiete (oder glazifluviatile Zuliefergebiete) durchflossen, aus denen sie Elster-Geschiebematerial aufgenommen haben. Der südlichste Punkt, an dem jeweils nordisches Material im Mittelterrassenkörper gefunden wurde, gibt auch den Bereich der südlichen Flintgrenze (WOLDSTEDT 1935) an. Das muß nicht unbedingt die südliche äußerste quartäre Eisrandlage sein, denn die Flinte können auch aus Schmelzwasserablagerungen außerhalb der Eisbedeckung stammen. Ansonsten kann damit die Rekonstruktion der Südgrenze der Elstervereisung gut gestützt werden, wenn keine Moränen vorhanden sind.
- Diese Elster-Geschiebeassoziation wurde auch in den Schmelzwasserkiesen bei Bornhausen gefunden, aus deren in den Beginn des Bockenener Stadiums (LÜTTIG, 1952) zu stellenden Schichten SICKENBERG (1962) eine Wirbeltierfauna beschrieb, die aus paläontologi-

scher Sicht in diesen Zeitraum gehört.

 Die geognostische Position der Drenthe-Ablagerungen im Hangenden des Mittelterrassenkörpers, des Interglazials von Elze und der als elstereiszeitlich erkannten Sedimente rundet den eindeutigen Geländebefund ab.

Die Festellung kann daher gelten, daß die TGZ-Befunde dieses Gebietes zu den sichersten gehören, welche man in der Quartärstratigraphie verwendet.

6 Nordniedersachsen, Bremen

Auch der *nördliche* Teil *Niedersachsens* ist noch Altmoränengebiet. Die Aufgabe für die Geschiebestatistik ist hier die Unterscheidung von Elster-, Drenthe- und Wartheablagerungen, lokal auch die Differenzierung zwischen den einzelnen Phasen des Drenthestadiums.

Für die Ostfriesisch-Oldenburger Geest sind K. D. MEYER'S (1970) Darstellungen die modernsten. Wichtig ist hier, daß überwiegend Drenthe-Geschiebeassoziationen gefunden wurden. Die stratigraphische Zugehörigkeit der Tergaster Kiese ist noch unklar. Nach HESEMANN (1939) liegt eine ostfennoskandisch beeinflußte Assoziation vor, was auch durch Zählungen von K. D. MEYER aus dem Jahre 1968 bestätigt wird. Doch ist die Ausbreitung des Elster-Eises nach W unklar. Westlich der Ems ist bisher Geschiebelehm der Elster-Eiszeit nicht angetroffen worden (MEYER & TÜXEN 1986), wohl aber ist der spätelstereiszeitliche glazilimnische Lauenburger Ton noch weit verbreitet.

In dem weiter südlich liegenden, morphologisch auffälligen Endmoränenzug der Rehburger bis Heisterberg-Phase des Drenthestadiums, der sich von den Niederlanden über die Fürstenauer und Dammer Berge bis in die Gegend N von Hannover erkennen läßt, fehlen im Gebiet W der Weser statistisch "dichte" Geschiebezählungen, und so ist die nächste Region mit guter Belegung das Gebiet von Liebenau, über das vom Verfasser (LÜT-TIG1958 b, 1961) bereits mehrfach berichtet wurde.

Das zugehörige TGZ-Diagramm ist als Abb. 4 beigegeben, die zugehörige Zählliste ist in der erstgenannten Arbeit enthalten. Wichtig ist hier, daß sowohl im Sedimentkörper der Weser-Mittelterrasse als auch im Liegenden des Holstein-Interglazials die aus dem südlichen Niedersachsen bekannte ostfennoskandisch geprägte Elster-Geschiebeassoziation wiederkehrt, was wegen des Vorhandenseins von Mittelterrassenmaterial, das



Abb. 4: TGZ-Diagramm für den Raum von Liebenau, Weser.

Fig. 4: TGZ diagram for the area of Liebenau/Weser.

aus dem Süden stammt, auch nicht weiter verwunderlich ist. Eine zweite Beobachtung erscheint wichtig: Die nach den Kartierergebnissen des Verfassers jungdrenthestadialen, den Bildungen der Rehburger Phase aufgesetzten Moränen der Heisterbergphase zeigen bereits eine Umorientierung der Geschiebeanfuhr in Richtung auf die warthestadialen Liefergebiete, deren TGZ ja NE denen des Drenthestadiums liegen.

Die gleiche Beobachtung hat MARCZINSKI (1968) bei der Untersuchung des Unterweser-Unterelbe-Gebietes gemacht. Dort liegen die Streubereiche der Lamstedter und Stader Phase – beide sind jünger als die Heisterberg-Phase – ebenfalls nach NE von den Streubereichen der "Haupt-Drenthe"-Assoziationen versetzt. Allerdings muß bedacht werden, daß die TGZ-Werte MARCZINSKI's wegen der etwas anderen Methode – es handelt sich um Gruppen-TGZ (siehe M.) – nicht direkt mit denen des Verfassers vergleichbar sind. Betont werden muß nochmals, daß es arbeitstechnisch nicht verwerflich sein kann, die Methodik zu ändern, wenn die statistischen Vergleiche sich auf solche innerhalb einer Methode beschränken.

Im Gebiet zwischen Bremen und Bremerhaven sind von K. D. MEYER für H.-C. Höfle (1983) und S. WANSA (1994) Geschiebezählungen in zwei unter dem Lauenburger Ton liegenden, mithin elstereiszeitlichen und zwei jüngeren, drenthestadialen Grundmoränen durchgeführt worden. Die TGZ der Erstmoränen sprechen wie Einregelungsmessungen für das Vorhandensein zweier, i. W. N-S-Transport bewirkenden Eismassen mit NW-skandinavischer Geschiebedominanz. Die ältere Drenthe-Moräne zeigt die übliche TGZ-Verteilung; die jüngere läßt, wie schon bei Liebenau (Lürrig 1958) und von MARCZINSKI (1968) beobachtet wurde, die Verschiebung der TGZ in Richtung auf den Warthe-Streubereich erkennen.

Weiter südöstlich liegt das Untersuchungsgebiet von Gerdau bei Uelzen, über das der Verfasser 1958 bereits berichtet hat. Hier ging es um die statistische Unterscheidung der Drenthe- von den Warthe-Ablagerungen. Schwierigkeiten gab es dabei nicht: Der Drenthe-Streubereich liegt deutlich südlicher als der des Warthe-Stadiums.

Nach E schließt das Untersuchungsgebiet von GROETZNER (1972) an. Zwar sind auch die Zählungen GROETZNER's im Uelzener Becken nicht direkt mit denen des Autors korrelierbar, da er die TGZ – ähnlich wie MARCZINSKI – nur auf der Basis der Bestimmung von Geschiebegruppen ermittelt hat. Das Ergebnis ist aber ähnlich.

Südlich von GROETZNER'S Bearbeitungsgebiet liegt der von K. D. MEYER (1998) unlängst untersuchte Raum der südlichen Lüneburger Heide. Auch dort ließen sich – nun nach der "echten" TGZ-Methode bestimmt – die Drenthe- und Warthe-TGZ gut auseinanderhalten. Das ist nicht außergewöhnlich. Bemerkenswert ist aber wiederum das Vorkommen der elstereiszeitlichen Assoziation, die nicht dem ostfennoskanischen Typ Südniedersachsens entspricht, sondern ein Streubereichszentrum etwa bei 14,9 - 58,3 besitzt, damit also dem auch von K. RICHTER (1962) beobachteten Streubereich entspricht.

Darauf kann bei Betrachtung der Zählungen, die der Autor in den letzten Jahren in der Zentralheide unternommen hat, zurückgekommen werden. Das Diagramm ist als Abb. 5, die Zählliste als Tab. 2 beigefügt. Einige der Proben sind stratigraphisch sicher "eingehängt".





Fig. 6: Centers of the spread of TGZ in 10 different areas of northern Lower Saxony, investigated by 5 different authors.

153

2724	2726
Tostedt	Hanstedt
1	1
1	1
3024	3026
Dorfmark	Munster

Das Gebiet ist definiert als die durch die Blätter der GK 25 wie folgt umgrenzte Fläche:

Zunächst ist festzustellen, daß ein drenthestadialer südwestlicher TGZ-Streubereich ausgebildet ist, der deutlich von dem im NE liegenden Warthe-Bereich abgetrennt ist.

Eindeutig unter Lauenburger Ton liegende, aus Kernbohrungen (eine mit 30 cm Durchmesser) stammende Elster-Geschiebelehmproben ergaben nun TGZ mit Werten, die E des Drenthebereiches liegen und keinesfalls der südniedersächsisch-ostfennoskandsischen, aber auch nicht der nordniedersächsisch-südschwedischen Sippe angehören.

Dazu muß bemerkt werden, daß es in der Zentralheide unter dem Lauenburger Ton zwei Elster-Geschiebelehme gibt, eine liegende, durch Aufnahme von Braunkohlensand dunkelgrau gefärbte und eine hangende grünlich-graue Moräne. Die Proben 49 und 56 - 58 stammen aus der hangenden Elstermoräne. Genügend reichliches Material aus der liegenden Elstermoräne stand dem Verfasser bisher nicht zur Verfügung.

Man wird daher zunächst abwarten müssen, was der Befund im Vergleich zu den Beobachtungen in Südniedersachsen und im Norden bedeutet. Da die Beobachtungsgebiete sehr weit auseinanderliegen, will sich der Verfasser versagen, weitere Schlüsse zu ziehen.

Hinzugefügt werden kann in diesem Zusammenhang das Ergebnis, das E.-R. LOOK (1968) am Elm erzielt hat. Er hat dort neben einer vorwiegend drenthestadialen Geschiebesippe, deren TGZ er nach der Gruppenmethode ermittelt hat, eine Geschiebelehmprobe in einer Spaltenfüllung gefunden, die als elsterzeitlich aufgefaßt werden muß. Das TGZ liegt weit NW-lich und ähnelt dem wohl frühelsterzeitlichen, westlich gelegenem TGZ von K. D. MEYER.

Faßt man die Befunde der genannten, im nördlichen (und östlichen) Niedersachsen tätigen Beobachter zusammen, wie das in Abb. 6 geschehen ist, und zwar durch eine (sicherlich sehr grobe) Darstellung der Schwerpunkte der jeweilig ermittelten Streubereiche, so erkennt man folgendes:

- Der Drenthe-Streubereich ist bei allen Autoren ziemlich ähnlich; er liegt im SW des im Diagramm dargestellten Bereiches.
- Jüngere Drenthe-Bildungen zeigen ein "Abwandern" des Streubereichszentrums nach NE in Richtung auf den Warthe-Streubereich.
- Der Warthe-Streubereich ist bei allen Autoren ähnlich; er liegt im NE des Schaubildes.
- Die Elster-TGZ-Werte sind unterschiedlich. Neben der südniedersächsischen NE-Sippe gibt es sicherlich eine nordniedersächsische NW-Sippe; sie ist auch in Schleswig-Holstein bekannt und vermittelt zu den Werten des Hattem-Komplexes. In der Zentralheide wurde daneben eine "südlich" geprägte Sippe beobachtet.

7 Mitteldeutschland

Das mitteldeutsche Altmoränengebiet, also der Raum Thüringen - Sachsen - Anhalt ist - wie in fast allen anderen Bereichen der Geologie und Mineralogie - zu den klassischen Regionen der Geschiebe- und Eiszeitforschung zu zählen. Wenn E. RICHTER. BAUDENBACHER & EISSMANN (1986) bemerkten, schon der Vorneandertaler habe vor rd. 200.000 Jahren in der Umgebung von Leipzig Geschiebe gesammelt, so meinten sie das freilich im Sinne von Material für Feuersteinartefakte der Markkleeberger Kulturstufe. Schließlich ist dieses auch der Raum, in welchem durch BERN-HARDI sehr früh (1832) die richtige Deutung der Genese der Eiszeitbildungen gegeben wurde, die ersten Gletscherschliffe des nordischen Vereisungsgebietes nachgewiesen wurden und H. CREDNER die wesentlichen Impulse zum Sammeln und Bestimmen von Geschieben an seine Schüler, unter ihnen A. PENCK, ausgab. Das Naturwissenschaftliche Museum der Stadt Leipzig beherbergt eine der besten und umfangreichsten Geschiebesammlungen im nordischen Vereisungsgebiet; hier empfing auch der Verfasser schon als Schüler die ersten Anregungen zum Geschiebesammeln, v. a. durch RUDOLF GLÄSEL und RUDOLF GRAHMANN, Geschiebestatistische Untersuchungen hingegen sind in diesem Raum selten (vgl. Richter, Baudenbacher & Eissmann 1986).

Wichtigste Arbeit hierzu ist die nach der TGZ-Methode erfolgte erste Bearbeitung des Gebietes zwischen dem östlichen Niedersachsen und der Leipziger Tieflandsbucht durch K. HOFFMANN & K. D. MEYER (1997). Wenngleich oder gerade weil die Probenzahl noch relativ gering ist, regt diese Untersuchung zu einer vertiefenden Beprobung an, v. a. deshalb, weil der Vergleich zwischen den Diagrammen vom östlichen Niedersachsen, dem westlichen Anhalt und der Leipziger Tieflandsbucht Einblick in die TGZ-Verschiebungen in homochronen Moränen längs den Eisrändern zuläßt. Die Drenthe- und Warthe-Streubereiche ähneln den in Niedersachsen beobachteten Gesetzmäßigkeiten, die Elster-Sippe, in E-Niedersachsen noch NW-orientiert, läßt im Gebiet von Leipzig eine westliche und eine östliche Geschiebefazies (wie in S-Niedersachsen) erkennen.

8 Böhmen, Mähren, Schlesien, Südost-Polen

Das Altmoränen-Gebiet *Böhmens, Mährens, Schlesiens* und *Südostpolens* ist in geschiebekundlicher Hinsicht nicht so schlecht untersucht, wie es auf den ersten Blick erscheint. Das gilt v. a. für Böhmen. Bereits im Jahre 1858 hat JEITELES über nordische Geschiebe bei Opava (Troppau) berichtet. Die moderne Forschung ist v. a. durch die Arbeiten von GÁBA (1970 bis 1988, auch GÁBA & PEK, 1986) geprägt. Der Verfasser hat einen kleinen Beitrag (LÜTTIG 1997) geliefert, v. a. zur Frage der Unterscheidbarkeit von Elster- und Drenthemoränen. Diese ist zweifelsfrei vorhanden. Vornehmlich im Ostrava-Gebiet Mährens sollte in dieser Hinsicht vor allem deshalb weiter geforscht werden, weil dort ein Verzahnungsbereich zwischen Bildungen der nordischen und der alpinen Vereisung vorhanden ist (Tyraćček 1963). Das ist für die internationale stratigraphische Korrelation von großer Bedeutung.

Interessant ist auch der südöstlichste Fund eines Rhombenporphyrgeschiebes durch den Verfasser bei Mährisch-Ostrau. Die Verbreitung der Rhombenporphyre bedarf ebenfalls vertiefter Untersuchung, da sie die Vorstellungen über die Eisausbreitung stark beeinflußt und geeignet ist, sich gegenwärtig wieder in Richtung der Geschiebestreufächer-Theorien bewegende Vorstellungen (vgl. SMED 1993 u. a.) zu überprüfen. Schudde-BEURS (1987) hat dazu wesentliche Vorarbeit geleistet.

In Schlesien – und zwar in Niederschlesien – liegt einer der bemerkenswertesten Sedimentärgeschiebefundpunkte, der durch ROEMER (1861) berühmt gewordene Sadewitzer Kalk. Auch die Untersuchung der Kristallingeschiebe durch LIE-BISCH (1874) ist als früher Meilenstein zu nennen. Große wissenschaftsgeschichtliche Bedeutung hat auch das Gebiet der Glatzer Neiße. Dort hat der unvergessene FRIEDRICH ZEUNER 1928 die



Abb. 7: Nicht zulässige Zusammenfassung der TGZ-Streubereiche für Schleswig-Holstein. Fig. 7: TGZ spread for Schleswig-Holstein.

Schotteranalyse wissenschaftlich etabliert. An geschiebekundlichen Arbeiten im übrigen Polen sind v. a. die von Kreutz & GLOWINSKA (1932), JA-Roszewicz-KLYSZYNASKA (1938 a, b), GLOWINSKA (1939) and DUDZIAK (1961 bis 1988) zu erwähnen. Geschiebestatistische Versuche sind aber auf die Arbeiten von NUNBERG (1971) und BURDIEWICZ & MEYER (1991) beschränkt. Einzelne geschiebekundliche Arbeiten sind darüber hinaus aus Wolhynien (KORN & GAGEL 1918) und dem Dongebiet (TSCHIRWINSKY 1926) zu vermelden, ansonsten ist dieses Gebiet in der infrage stehenden Hinsicht -wenigstens für den Verfasser -- in Dunkel gehüllt.

9 Schleswig-Holstein

Die Geschiebestatistik findet natürlich einen besonders fruchtbaren Acker in den *Jungmoränen*gebieten vor. Hier ist in erster Linie *Schleswig-Holstein* zu nennen, ein Gebiet, in welchem nach FORCHHAMMER (1843), MEYN (1871), PETERSEN (1905), J. KORN (1909), V. MILTHERS (1909), W. G. SIMON (1935, 1937), HESEMANN (1935, 1937), K. D. MEYER (1965), G. SCHLÜTER (1978, 1980) und andere gewirkt haben. Der Verfasser kann hier inzwischen rund 750 Geschiebezählungen, davon über 650 eigene vorweisen (vgl. auch Lüttig 1991). Da über die Ergebnisse an anderer Stelle ausführlich berichtet werden wird, soll hier nur das Wesentliche an Beobachtungen niedergelegt werden.

Würde man die Gesamtheit der Zählungen in einem einzigen Diagramm wiedergeben, was wegen der Größe des Untersuchungsgebietes nicht zulässig ist, erhielte man ein Diagramm ähnlich Abb. 7. Wegen dieser Unzulänglichkeit wurde das Gesamtgebiet in 6 Streifen geteilt, welche annähernd senkrecht zum Verlauf des Weichsel-Eisrandes ausgerichtet sind.

In diesen Teilgebieten sind dann die statistischen Streubereiche besser voneinander getrennt was aus den nur beispielhaft angeführten Diagrammen für die Sektoren

- 6, Lübeck-Lauenburg (Abb. 8),
- 4, Kiel-Itzehoe und (Abb. 9)
- 1, Sylt-Flensburg (Abb. 10)
- ersichtlich ist.



Abb. 8: TGZ-Streubereiche fü den Sektor Lauenburg-Lübeck.



Abb.9: TGZ-Streubereich für den Sektor Kiel-Itzehoe. Fig. 9: TGZ spread for the section of Kiel-Itzehoe.

Ohne auf Einzelheiten einzugehen – auf die in Kürze erscheinende Monographie wird verwiesen –, sei festgehalten, daß eine ganze Reihe von Proben hier biostratigrapisch durch die Lage zu Interglazialschichten "eingehängt" ist.

Deutlich ist jeweils die Trennung des Drenthevon dem Warthe-Streubereich zu erkennen. Das Weichsel-Areal grenzt hingegen eng südöstlich an das Drenthe-Gebiet an, was aber geognostisch nicht hinderlich ist, da Weichselmoränen den Verbreitungsbereich von Drenthe-Moränen in Schleswig-Holstein nur lokal berühren, d. h., daß unter Weichsel-Schichten im Bereich der "Baltischen Hauptendmoräne" nur lokal Drenthe-Aufschuppungen oder -Hochlagen erreicht werden.

Festzuhalten ist hier, daß, durch Kernbohrungen und Aufschlüsse belegt, die nordöstliche Elster-Fazies vorkommt, aber auch die offenkundig ältere Elster-West-Fazies vorhanden ist.

10 Mecklenburg

Inzwischen konnte der Verfasser seine Zählungen nach Mecklenburg fortsetzen. Über die vorläufigen Ergebnisse für Westmecklenburg wurde auf zwei Tagungen der NW-deutschen Geologen bereits berichtet, es liegen aber inzwischen auch etliche Zählungen für den Raum Rostock und Rügen-Greifswald vor.

Das Zwischenergebnis für West-Mecklenburg ist das folgende:

- Die in den Kliffprofilen unter Eem-Interglazial aufgeschlossene Warthe-Grundmoräne zeigt das von N-Niedersachsen und Schleswig-Holstein bekannte, typische ostfennoskandische Bild. Dieser Streubereich kehrt in den südlich außerhalb der Weichsel-Hauptmoräne bekannten und von den mecklenburgischen Kartierern auch so eingestuften Warthe-Moränen (W. SCHULZ 1967 u. a.) wieder.
- Über dem Eem der Kliffs, v. a. in Klütz-Höved (HECK 1960, A. LUDWIG 1964 a, STRAHL et al. 1994) liegt eine Folge von Geschiebelehmen, deren unterster mit dem südlichsten Weichsel-Endmoränenzug Mecklenburgs geschiebestatistisch korreliert werden kann. Er wird der Frankfurter Phase zugeordnet. Sein TGZ-Streubereich kann von dem der höheren



Abb. 10: TGZ-Streubereich f
ür den Sektor Sylt-Flensburg. Fig. 10: TGZ spread for the section of Sylt-Flensburg.

Grundmoränen getrennt werden. Letztgenannte Bildungen sind mit den nördlich der Weichsel-Außenmoräne liegenden Endmoränen korrelierbar. Diese werden der Pommer'schen Phase zugeordnet.

- In den höheren Teilen der Kliffs liegende Grundmoränen unterscheiden sich geschiebestatistisch nicht von denen der Pommerschen Phase. Für die Trennung derselben von einer vermuteten (GEINITZ 1894) Mecklenburgischen Phase gibt die Geschiebestatistik, jedenfalls die TGZ-Methode, nichts her.
- Bildungen der Brandenburger Phase, deren Moränen SE von Schwerin unter die Frankfurter Endmoräne in nördlicher Streichrichtung untertauchen (SCHULZ 1967) und noch bei Rerik (LÜTTIG unveröff.) beobachtbar sind, fehlen in W-Mecklenburg und damit auch in Schleswig-Holstein. Geschiebestatistisch ist die Brandenburger Phase von den beiden jüngeren unterscheidbar (vgl. auch HESEMANN, 1939, für Brandenburg, vgl. LÜTTIG 1958).

- Im Bereich der Warthe-Endmoränen kommen in gestauchter Position Drenthe-Bildungen vor, sie sind geschiebestatistisch einwandfrei diagnostizierbar.
- Elster-Bildungen standen dem Verfasser, der seine Arbeiten in Mecklenburg demnächst fortzusetzen gedenkt, bisher nicht vor.

11 Brandenburg

Für das Jungmoränengebiet *Brandenburgs* und der nördlich anschließenden Landesteile hat HESEMANN (1939) die grundlegende Vorarbeit, v. a. auch durch seine Arbeit über den Odergletscher (1932), geleistet. Der Verfasser hat 1958 dazu einige zusätzliche Bemerkungen gemacht, die sich auf der Umrechnung der HESEMANNSchen Zählungen berufen. Nach gegenwärtigen Kenntnisstand würde er diese Versuche lediglich als allererste Annäherung an die Problemlösung betrachten. Neue Zählungen sind notwendig und, v. a. im Bereich der westlichen Brandenburger Glaziärstrukturen, geplant.

12 Baltikum, Skandinavien

Aus *Nordpolen* und dem *Baltikum* ist zwar in geschiebekundlicher, nicht aber in geschiebestatistischer Hinsicht einiges an Untersuchungen zu vermelden. In der Geschichte der Geschiebeforschung spielt dieser Raum eine bedeutende Rolle (vgl. z. B. MELLIS 1928, ESKOLA 1933, GAIGALAS & GUDELIS 1965, GUDELIS 1971, VIIDING 1976 u. a.). An die Geschichte der quartärgeologischen Forschung in Ostpreußen muß mit Wehmut und Nachdruck erinnert werden (WREDE 1812, JENTZSCH 1880, FREBOLD 1928, u. a.).

Daß das innere Vereisungsgebiet Skandinaviens. in dem ja Bildungen, die älter als Weichsel sind, nur selten anzutreffen sind, weitgehend aus einem anderen als dem norddeutschen Gesichtswinkel geschiebekundlich und geschiebestatistisch untersucht wurde, darf mit besonderer Betonung der hervorragenden Beteiligung vor allem der dänischen Kollegen als Schlußbemerkung angeführt werden. Seit FORCHHAMMER (1843) -- und damit schließt sich der Kreis --, ist eine Fülle hervorragender Beiträge entstanden, von denen nur einige erwähnt werden sollen, z. B. V. MILTHERS (1909, 1933), MADSEN (1928), GRY (1932), K. MILTHERS (1942), GRIP (1953), VIRKKALA (1958), GILLBERG (1965), DONNER (1986, 1989), KÖNIGSSON (1976), SMED (1989, 1997). Das ist aber nur ein Teil der Autoren.

13 Schlußfolgerung und Dank

Es ist keine Übertreibung, wenn diese Ausführungen mit dem Satz beendet werden: Die Geschiebestatistik liefert Beiträge zur Klärung quartärstratigraphischer, geognostischer, geomorphologischer und angewandt-geologischer Fragen, über die man nicht hinwegsehen kann.

Der Verfasser schuldet besonderen Dank Herrn Dr. WERNER SCHULZ, Schwerin, für hilfreiche Hinweise auf "verborgene", aber wichtige geschiebekundliche Publikationen und Herrn Prof. Dr. K. D. MEYER, Hannover, für sehr willkommene Korrekturvorschläge.

Aus Gründen des beschränkten Druckraumes sind die Probenlisten in Kurzform gefaßt. Auf Wunsch ist der Verfasser gern bereit, Lesern die ausführlichen Listen und, wenn nötig, die Probenzählblätter zur Verfügung zu stellen.

14 Schriftenverzeichnis

AGASSIZ, L.: (1841): Untersuchungen über die Gletscher. - 326 S., Atlas mit 32 Taf., Solothurn 1841.

- BADEN-POWELL, D. F. W.: (1948): Long-distance correlation of boulder clays. - Nature 161, 4086: 287 - 288, London 1948.
- BERNHARDI, A.: (1832): Wie kamen die aus dem Norden stammenden Felsbruchstücke und Geschiebe, welche man in Norddeutschland und den benachbarten Ländern findet, an ihre gegenwärtigen Fundorte? - Leonh. & Bronns Jb. f. Min., Geogn. usw. 3: 257 - 267, Heidelberg 1832.
- BIJLSMA, S. & CLEVERINGA, P.: (1970): Verslag van het kwartair-geologisch onderzoek in de omgeving van Uelsen (Grafschaft Bentheim, Duitsland) in 1970. - Dipl.-Arb., 50 S., Anh., Amsterdam 1970.
- BONNEMA, J. H.: (1898): De sedimentaire zwerfblokken van Kloosterholt (Heiligerlee). - Versl. kon. Akad. Wet., Afd. Wissen Natuurk. 6: 448 - 453, Amsterdam 1898.
- BUCKLAND, W.: (1823): Reliquae diluvianae or observations on the organic remains contained in caves, fissures, and diluvial gravel, - 303 S., London (Murray) 1823.
- BURDUKIEWICZ, J. M. & MEYER, K.-D.: (1991): The analysis of erratics from glacial deposits in Trzebnica (Silesia). - Slask. spraw. Archeol. **32:** 29 - 42, 2 fig., 1 tab., Wroclaw 1991.
- CALKER, F. J. P. v.: (1889): Beiträge zur Heimat-Bestimmung der Groninger Geschiebe. - Z. dt. geol. Ges. 41: 385 - 393, Berlin 1889.
- (1895): Association internationale pour la recherche des erratiques de l'Europe septentrionale. -Compte-rendu Congr. géol. int. 6^e Session: 208 -215, Zürich 1894.
- DONNER, J.: (1986): Weichselian indicator erratics in the Hyvinkää area, southern Finland. - Ann. Acad. sci. fenn. (A) III, **140:** 1 - 20, Helsinki 1986.
- DUDZIAK, J.: (1961 a): [Erratic boulders at the boundary of glaciation in the Western Carpathians]. - Prace geol. Oddz. PAN w. Krakowie **5:** 1 - 54, Krakow 1961.
- (1988): Polnische Arbeiten über kristalline Geschiebe. - Geschiebekde. aktuell 4, 3: 81 - 83, Hamburg 1988.
- DUPHORN, K.: (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter von PAUL WOLDSTEDT. - 3. Aufl., 500 S., 91 Abb., 26 Tab., Stuttgart (Koehler) 1974.
- ESKOLA, P.: (1933): Tausend Geschiebe aus Lettland. -Ann. Acad. sci. fenn. (A), **39**, 5: 1 - 41, Helsinki 1933.
- FABER, F. J.: (1950): Glaciale Schollen in Nederland. -Sporen der Jjstijd, Publ. 8 nederl. geol. Ver.: 50 - 54, Zutphen 1950.
- (1960): Aanvullende hoofstukken over de geologie van Nederland. - Deel IV, 607 S., Gorinchem (Noorduijn) 1960.
- FORCHHAMMER, G. J.: (1843): Ueber Geschiebebildungen und Diluvialschrammen in Dänemark und einem Theile von Schweden. - In: [POGGENDORF, J. C.]: Ann. Phys. Chem. (2) 28: 609 - 646, Leipzig 1843.

- GABA, Z.: (1970): Bemerkung zur Terminologie der Erratiken. - Acta Mus. siles. (A) 19: 145 - 147, Opava 1970.
- (1988): Nordische kristalline Geschiebe auch im Donau-Flußgebiet. - Geschiebekde. aktuell 4, 2: 47
 - 48, Hamburg 1988.
- GABA, Z. & PEK, I.: (1986): Geschiebeforschung in der Tschechoslowakei. - Geschiebekde. aktuell **2**, 2: 23 - 25, Hamburg 1986.
- GAIGALAS, A. & GUDELIS, V.: (1965): [Erratische Geschiebe stadialer Bildungen der letzten Vereisung im südlichen Baltikum und die Dynamik des Inlandeises]. - Baltica 2: 213 - 232, Vilnis 1965.
- GEIKIE, A.: (1863): On the phenomena of the glacial drift of Scotland. - Transact. geol.Soc. Glasgow 1, 2: I -VII, 1 - 190, Glasgow 1863
- GEINITZ, E.: (1894 a): Die Endmoränen Mecklenburgs. -Mitt. großherz. mecklenb. geol. L.A. 4: 1 - 36, 9 Taf., 1 Kte., Rostock 1894.
- GILLBERG, M.: (1965): A statistical study of till from Sweden. - Geol. Fören. Stockholm Förh. 87, 1: 84 - 108, Stockholm 1985.
- GLOWINSKA, A.: (1939): [Geschiebe aus der Umgebung von Lubliniec] - Prace Oddz. Przyr. Mus. Slask 1: 175 - 212, Katowice 1939.
- GRIP, E.: (1953): Tracing of glacial Boulders as an aid to Ore Prospecting. - Econ. Geol. 48: 715 - 725, 6 Abb., New York 1953.
- GROETZNER, J. P.: (1972): Geschiebeführung und Stratigraphie saaleeiszeitlicher Ablagerungen (Pleistozän) im Südwestteil des Uelzener Beckens (Nordost-Niedersachsen). - Mitt. geol. Inst. techn. Univ. Hannover **11:** 76 S, 20 Abb., 7 Tab., 2 Taf., Hannover 1972
- GRÜGER, E.: (1968): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an cromerzeitlichen Ablagerungen im nördlichen Randgebiet der deutschen Mittelgebirge. - Eisz. & Gegenw. 18: 204 - 235, 3 Abb., 5 Taf., Öhringen/Württ. 15.2.1968.
- GRY, H.: (1932): Undersögelser over Ledeblokke i Skaane. - Meddel. dansk. geol. Foren. 8: 143 - 166, Kopenhagen 1932.
- [GUDELIS, V.]: (1971): Crystalline indicator boulders in the East Baltic area. - 95 S., 16 Taf., Wilna 1971 (Minbis).
- HAUSMANN, J. F. L.: (1831): Verhandeling over den oorsprong der Graniet en andere primitive Rotsblokken, die over de vlakten der Nederlanden en van het Noordelijk Duitschland verspreid liggen. - Nat. Verh. holl. Maatsch. Wetensch. Haarlem 19: 271 -400, Haarlem 1831.
- HECK, H.-L.: (1960 b): Frühwürm im Kliffprofil des Klein-Klütz-Höved (Lübecker Bucht). - Geol. 9, 7: 788 - 798, Berlin 1960.
- HESEMANN, J.: (1930 b): Statistische Geschieuntersuchungen. - Z. Geschiebef. 6: 158 - 162, Berlin 1930.
- (1932 b): Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. I. Äußere Rosenthaler und Velgester Randlage. - Jb. preuß. geol. L.A. 53: 70 - 84, 1 Taf., Berlin 1932.

- (1935 a): Neue Ergebnisse der Geschiebeforschung im norddeutschen Diluvium (Kristalline Geschiebe). - Geol. Rdsch. 26: 186 - 198, Berlin 1935.
- (1939 a): Diluvialstratigraphische Geschiebeuntersuchungen zwischen Elbe und Rhein. - Abh.nat Ver. Bremen 31, 2: 247 - 285, Bremen 1939.
- (1939 c): Geschiebeuntersuchungen zwischen Pommerschem und Warthe-Stadium in der mittleren Mark Brandenburg. - Jb. preuß. geol. L. A. 59: 45 - 54, Berlin 1939.
- (1956): Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. - N. Jb. Geol. Pal., Mh. **1956**: 49 - 54, Stuttgart, März 1956.
- (1961): Geschiebeforschung im Rück- und Ausblick. Ber. geol. Ges. dt. dem. Rep. 5: 191 205, 8
 Abb., Berlin 1961 (1960):
- Höfle, H.-C.: (1983): Strukturmessungen und Geschiebeanalysen an eiszeitlichen Ablagerungen auf der Osterholz-Scharmbecker Geest. - Abh. naturw. Ver. Bremen 40: 39 - 53, 11 Abb., 2 Tab., Bremen 1983.
- HOFFMANN, K. & MEYER, K.-D.: (1997): Leitgeschiebezählungen von elster- und saalezeitlichen Ablagerungen aus Sachsen, Sachsen-Anhalt und dem östlichen Niedersachsen. - Leipziger Geowiss. 5: 115 -128, 7 Abb., 3 Tab., Leipzig 1997.
- HUCKE, K.: (1917): Die Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes. - 195 S., 30 Abb., 37 Taf., Leipzig (Quelle & Meyer) 1917.
- & VOIGT, E.: (1967): Einführung in die Geschiebeforschung. - 132 S., 50 Taf., 5 Tab., 2 Karten, 24 Abb., Oldenzaal (Nederl. Geol. Veren.) 1967.
- JAMIESON, T. F.: (1862): On the ice-worn rocks of Scotland. - Quatern, J. geol. Soc. London 18: 164 - 184, London 1862.
- (1865): On the history of the last geological changes in Scotland. - Quatern. J. geol. Soc. London 21: 161 - 203, London 1865.
- JAROSZEWICZ-KLYSZYNSKA, A.: (1938 a): [Sur les dépôts glaciaires de Lysa Gora près Wilno]. - Starunia 15: 1 - 48, Kraków 1938.
- (1938 b): [Résultats de recherches pétrographiques d'essai sur les moraines du centre et du nord de la Pologne]. - Starunia 15: 47 - 64, Kraków 1938.
- JEITTELES, L. H.: (1858): Mitteilungen an Geheimrat von Leonhard gerichtet. - N. Jb. Min. Geogn. etc. 1858: 546 - 548, 809 - 811, Stuttgart 1858.
- JENTSCH, A.: (1880): Übersicht der silurischen Geschiebe Ost- und Westpreußens. - Z. dt. geol. Ges. **32:** 623 -630, Berlin 1880.
- KALTWANG, J.: (1992): Die pleistozäne Vereisungsgrenze im südlichen Niedersachsen und im östlichen Westfalen. Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover 33: 1 - 161, 7 Abb., 38 Tab., 49 Ktn., Hannover 1992.
- KÖNIGSSON, L.-K.: (1976): Palaeozoic limestone boulders in glaciofluvial material west of the Cambro-Ordovician area in south-eastern Sweden. - Geol. Fören. Stockh. Förh. 98: 286 - 288, Stockholm 1976.
- KORN, J.: (1927): Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen

Flachlande. - 64 S., 14 Taf., Berlin (Preuß. Geol. L. A.) 1927.

- & GAGEL, C.: (1918): Der Geschiebeinhalt des wolhynischen Diluviums. - Z. dt. geol. Ges. 70: 83 - 94, Berlin 1918.
- KREUTZ, S. & GLOWINSKA, A.: (1932): [Die polnischen Geschiebe.] - Roczn. pol. Tow. Geol. 8: 219 - 221, Kraków 1932.
- KRUIZINGA, P.: (1944): Het probleem van de noordelijke eratica en van het aantal pleistocene landijsbedekkingen voor ons land. - Verh. geol.-mijnb. Gen. geol. Ser. 14: 289 - 303, 's-Gravenhage 1944.
- (1950): Zwerfstenen en zwerfsteentellingen. Sporen der Ijstijd. - Ned. geol. Ver. Publ. 8: 55 - 63, Zutphen 1955.
- LIEBISCH, T.: (1874): Über die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. - Inaug. Diss., Breslau 1874.
- LIJN, P. v. D.: (1923): Het Keienboek. 260 S., 174 Abb., Zuitphen (Thieme & Cie.) 1923.
- (1932): Die Ergebnisse einer quantitativen Geschiebestimmung bei Amersvoort (Niederlande). - Z. Geschiebef. 8: 179 - 184, Leipzig 1932.
- LOOK, E.-R.: (1968 a): Geologisch-stratigraphische Untersuchungen in Sedimenten der Elster- und Saale-Eiszeit (Pleistozän) am Elm, östlich von Braunschweig. - Mitt. geol. Inst. techn. Hochsch. Hannover **6**: 1 - 108, 18 Abb., 4 Tab., 27 Taf., Hannover 1968.
- LUDWIG, A. D.: (1964 a): Stratigraphische Untersuchung des Pleistozäns der Ostseeküste von der Lübecker Bucht bis Rügen. - Geol. Beih. 42: 1 - 143, 55 Abb., 16 Tab., Berlin 1964.
- LÜTTIG, G.: (1952): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. - Inaug. Diss., Göttingen 1952. - Geol. Jb. **70:** 43 - 125, Hannover 1954.
- (1955): Die Ostrakoden des Interglazials von Elze. -Paläont. Z. 29: 144 - 169, Stuttgart 1955.
- (1957): Geschiebezählungen als Hilfsmittel für die Erforschung des Eiszeitalters und seiner wirtschaftlich wichtigen Lagerstätten. - Die Umschau 57: 403
 - 405, Frankfurt a. M. 1957.
- (1958 a): Methodische Fragen der Geschiebeforschung, - Geol. Jb. 75: 361 - 418, Hannover 9, 1958.
- (1958 b): Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. - Geol. Jb. 75: 419 - 430, 6 Abb., 1 Tab., Hannover 1958.
- (1960): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raume Alfeld - Hameln - Elze. - Geol. Jb. 77: 337 - 390, 3 Taf., 11 Abb., 5 Tab., Hannover 1960.
- (1961): Neue Interglazialvorkommen bei Liebenau
 a. d. Weser. Geol. Jb. **78:** 173 198, 6 Abb., 1 Tab.,
 Hannover 6. 1961.
- (1991): Erratic boulder statistics as a stratigraphic aid -- Examples from Schleswig-Holstein. - Newsl. Stratigr. 25, 2: 61 - 74, 6 Fig., Berlin + Stuttgart 1991.
- (1997): Beitrag zur Geschiebeforschung in Böhmen und Mähren. - Geschiebekde. aktuell 13, 2: 43 - 46, 2 Abb., Hamburg 1997.

- (1997): Das geröllanalytisch-morphometrische Psammit-Psephit-Diagramm. - Leipziger Geowiss.
 5: 9 - 23, 6 Abb., Leipzig 1997.
- Ergebnisse geschiebestatistischer Untersuchungen im Pleistozän Schleswig-Holsteins. - In Vorbereitung.
- (1962): Über altpleistozäne Kiese in der Veluwe. -Eisz. & Gegenw. 13: 231 - 237, Öhringen/Württ. 1962.
- LYELL, CH.: (1833): Principles of Geology. 3: 1 398, Appendix 1 - 109, Taf., London1833.
- (1840): On the Boulder Formation, or Drift and associated Freshwater Deposits composing the Mudcliffs of Eastern Norfolk. London & Edinb. phil. Magaz. & Journ. Sci. 16: 340 380, London 1840.
- MADSEN, V.: (1893): Scandinavian boulders at Cromer. -Quatern. Journ. geol. Soc. 49: 94 - 116, London 1893.
- et al.: (1928): Übersicht über die Geologie von Dänemark. - Danm. geol. Unders.(V) 4: 1 - 225, Kopenhagen 1928.
- MARCZINSKI, R.: (1968 a): Zur Geschiebekunde und Stratigraphie des Saaleglazials (Pleistozän) im nördlichen Niedersachsen zwischen Unterweser und Unterelbe. - Rotenb. Schr. Sonderh. 11: 1 - 132, 22 Abb., 19 Tab., Rotenburg/Hann. 1968.
- MARTIN, K.: (1878 b): Niederländische und nordwestdeutsche Sedimentärgeschiebe, ihre Übereinstimmung, gemeinschaftliche Herkunft und Petrefacten. - 104 S., 3 Taf., Leiden (Brill) 1878.
- MELLIS, O.: (1928): Über das Vorkommen von Helsinkitgeschieben in Lettland. - Z. Geschiebef. 4: 145 -150, Berlin 1928.
- MEYER, K.-D.: (1965 b): Das Pleistozän im Gebiet Lauenburg/Elbe unter besonderer Berücksichtigung des Elbsteiluferprofils. - 48 S., Anh., wiss. Arb. 2. Staatsex., Hannover 1965.
- (1970): Zur Geschiebeführung des ostfriesisch-oldenburgischen Geestrückens. - Abh. naturw. Ver. Bremen 37: 227 - 246, 4 Abb., 1 Tab., Bremen 1970.
- (1987): Ground and end moraines in Lower Saxony.
 In: [MEER, J. J. M. v.d.]: Tills and Glaciotectonics: 197 - 204, Rotterdam + Brookfield (Balkema) 1987.
- (1988): Geologische Karte von Niedersachsen 1: 25 000. Erläuterungen zu Blatt Nr. 3609 Schüttorf. - 111 S., 13 Abb., 6 Tab., 8 Ktn., Hannover 1988.
- (1993): Rhombenporphyre an Englands und Schottlands Ostküste. - Der Geschiebesammler 26, 1: 9 -17, Wankendorf 1993.
- (1998): Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen in der südlichen Lüneburger Heide. -Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **38**: 179 - 189, 2 Abb., 1 Tab., Hannover 1998.
- & TÜXEN, J.: (1986): Zur geologischen Entwicklung der Papenburger Landschaft. - In: [MOHRMANN, W.-

D.]: Geschichte der Stadt Papenburg: 19 - 33, 3 Abb., Papenburg (Verl. d. Stadt) 1986.

- MEYN, L.: (1871): Über geborstene und zerspaltene Geschiebe. - Z.dt. geol. Ges. 23: 399 - 411, Berlin 1871.
- MILTHERS, K.: (1942): Ledeblokke og Landskabsformer in Danmark. - Danm. geol. Unders. (II) 69, København 1942.
- MILTHERS, V.: (1909): Scandinavian Indicator-Boulders in the Quaternary Deposits. - Danm. geol. Unders. (II) 23: 1 - 193, København 1909.
- (1933): Leitgeschiebe auf Gotland und Gotska Sandön sowie die Heimat der Ostseeporphyre. - Geol. För. Stockholm. Förh. 55, 1: 19 - 28, Stockholm 1933.
- NUNBERG, J.: (1971): [An application of statistical methods to the investigation of fennoscandian erratic boulder associations form the glacial deposits of the north-eastern Poland] (in Polnisch). - Stud. geol. poln. **37:** 1 - 103, Warszawa 1971.
- PETERSEN, J.: (1905): Die kristallinen Geschiebe des ältesten Diluviums auf Sylt. - Z. dt. geol. Ges. 57: 276 -290, Berlin 1905.
- PREMISTER, J.: (1926): The Distribution of skandinavian Boulders in Britain. - Geol. Magaz. 63: 433 - 454, London 1926.
- RICHTER, E., BAUDENBACHER, R. & EISSMANN, L.: (1986): Die Eiszeitgeschiebe in der Umgebung von Leipzig. -Altenb. naturwiss. Forsch. 3: 1 - 135, Altenburg 1986.
- RICHTER, K.: (1933): Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. - Abh. geol. paläont. Inst. Greifswald 11: Greifswald 1933.
- (1962): Geschiebekundliche Gliederung der Elster-Eiszeit in Niedersachsen. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 31: 309 - 343, Hamburg 1962.
- ROEMER, F.: (1857): Über holländische Diluvialgeschiebe. - N. Jb. Miner. Geol. Geogn. 1857: 385 - 392, Stuttgart 1857.
- (1861): Die fossile Fauna der silurischen Diluvial-Geschiebe von Sadewitz bei Oels in Nieder-Schlesien. - 81 S., 6 Taf., Breslau (Nischkowsky) 1861.
- SCHALLREUTER, R.: (1998 a): Klastenforschung unter besonderer Berücksichtigung der Geschiebeforschung. - Arch. Geschiebekde. 2, 5: 267 - 322, 2 Taf., 28 Abb., 1 Tab., Hamburg 1998.
- SCHLÜTER, G.: (1978): Geschiebezählungen im Altmoränengebiet Schleswig-Holsteins. - Der Geschiebesammler 12: 3 - 12, Hamburg 1978.
- (1980): Geschiebezählungen im südlichen Geestgebiet Dithmarschens. - Schr. naturw. Ver. Schlesw.-Holst. 50: 57 - 69, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Kiel 1980.
- SCHROEDER, H. & STOLLER, J.: (1905): Marine und Süßwasser-Ablagerungen im Diluvium von Uetersen-Schulau. Vorläufige Mitteilung. - Jb. preuß. Geol. L. A. 26: 96 - 102, Berlin 1905 (1900).
- (1909): Diluviale marine und Süßwasser-Schichten bei Ütersen-Schulau. - Jb. preuß. geol. L. A. 27: 455
 - 528, 4 Abb., 3 Taf., Berlin 1909.

- SCHROEDER V. D. KOLK, J. L. C.: (1891): Bijdrage tot de kennis der verspreiding onzer kristallijne zwerfelingen. - Proefschrift, Leiden 1891.
- SCHUDDEBEURS; A. P.: (1949): Vier Gesteentetellingen van Utrecht in de Veluwe. - Publ. nederl. geol. Veren. 6: 153 - 157, Maastricht 1949.
- (1966): Het zwerfsteengezelschap van Noordbroek en de telmethode von Prof. Dr. Jr. E. J. FABER. -Grondboor en Hamer 1966, 3: 156 - 165, Enschede 1966.
- (1980): Die Geschiebe im Pleistozän der Niederlande. - Der Geschiebesammler 13, 3/4: 163 - 178, Hamburg 1980.
- (1981): Results of counts of Fennoscandinavian erratics in the Netherlands. Meded. Rijks geol. Dienst 34, 3: 10 14, Haarlem 1981.
- (1987): De verspreiding over Europa van gidsgesteenten uit het Oslogebied en begeleidende zwerfstenen. - Grondboor en Hamer 41, 5: 114 - 142, 29 Fig., 7 Tab., Enschede 1987.
- SCHULL, P. D.: (1830): Over de steenen en keijen op de Nederlandsche heidelanden. - Bijdr. tot de natuurk. Wetensch. 5, 1: 11 - 21, Amsterdam 1830.
- SCHULZ, W.: (1967 d): Abriß der Quartärstratigraphie Mecklenburgs. - Arch. Freunde Naturgesch. Mecklenb. 13: 99 - 119, Rostock 1967.
- SERAPHIM, E. TH.: (1979): Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale - (Riß-) - Glazial. - Münster. Forsch. Geol. Paläont. 47: 1 - 51, 1 Abb., 2 Tab., Münster 1979.
- SICKENBERG, O.: (1962): Die Säugetierreste aus den elstereiszeitlichen Kiesen von Bornhausen am Harz. - Geol. Jb. 79: 707 - 736, 4 Taf. Hannover 1962.
- SIMON, W. G.: (1935): Geschiebezählung und Endmoränenlagen in Holstein. - Z. t. geol. Ges. 87: 127, Berlin 1935.
- SMED, P.: (1989): Sten i det danske landskab. 2. Udgave, 181 S., Brenderup (Geografforlaget) 1989.
- (1993): Indicator studies: a critical review and an new data-presentation method. - Bull. geol. Soc. Denmark 40: 332 - 340, Copenhagen 1993.
- (1997): Kommentare zu Leitgeschiebemethoden. -Arch. Geschiebekde. 2, 3: 141 - 145, 3 Abb., Hamburg 1997.
- STRAHL, J. et aliae: (1994): Eine Neubearbeitung der eem- und frühweichselzeitlichen Abfolge am Klein Klütz Höved, Mecklenburger Bucht. - Eisz. & Gegenw. 44: 62 - 78, 5 Abb., Hannover 1994.
- TRECHMAN, Ch. T.: (1915): The Scandinavian Drift of the Durham Coast and the General Glaciology of South-East Durham. - Quatern. J. 71: 53 - 80, 1 pl., London 1915.
- TSCHIRWINSKY, P.: (1926): Petrographische Untersuchung der Diluvialgeschiebe des Dongebietes. - Z. Geschiebeforsch. 2: 128 - 140, 148 - 152, 2 Tab., Leipzig 1926.
- TYRAČEK, J.: (1963): On the problem of parallelization of the continental and the alpine glaciation in the territory of Czechoslovakia. - Rep. 6th intern. Quatern.

Assoc. Congr. Warsaw 1961, **3:** 375 - 384, Lodz 1963.

- VIIDING, H.: (1976): [Collection of data on large erratic boulders in the Estonian SSR]. - In: [VIIDING, H.]: Eesti NSV Maapõŭe Kaitsest: 148 - 161, Tallinn 1976.
- VINX, R., GRUBE, A., & GRUBE, F.: (1997): Vergleichende Lithologie, Geschiebeführung und Geochemie eines Prä-Elster-I-Tills von Lieth bei Elmshorn. -Leipz. Geowiss. 5: 83 - 103, 4 Abb., 2 Tab, Leipzig 1997.
- VIRKKALA, K.: (1958): Stone counts in the esker of Hämeenlinna, southern Finland. - Bull. Comm. géol. Finl. 180: 87 - 103, Helsinki 1958.
- WAARD, D. DE: (1944): Bijdrage tot de kennis von de zwerfsteengesellschappen in het glaciale Diluvium in Nederland. - Geol. en Mijnb. n. S. 6: 12 - 13, Amsterdam 1944.
- (1955): Glacigeen Pleistoceen, een geologisch detailonderzoek in Urkerland (Noordoostpolder). -Verh. kon. nederl. geol.-mijnbouw. Genoots., geol. Ser. 15: 70 - 246, s Gravenhage 1955.
- WANSA, ST.: (1994): Zur Lithologie und Genese der Elster-Grundmoränen und der Haupt-Drenthe-Grundmoränen im westlichen Elbe-Weser-Dreieck.
 Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover 34, 77 S., 27 Abb., 5 Tab., 31 Taf., Hannover 1994.
- WOLDSTEDT, P.: (1935): Geologisch-morphologische Karte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1:500 000. - Berlin (Preuß. geol. L. A.) 1935.

- (1958): Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. - 2. Aufl. 2: I - VIII, 1 - 438, 1 Taf., 125 Abb., 24 Tab., Stuttgart 1958.
- WREDE, E. FR.: (1812): Mineralogisch-geognostische Bemerkungen über die ostpreussische Provinz Samland. - Königsb. Arch. Naturw. Mathem. 1: 41 -87, Königsberg 1812.
- ZANDSTRA, J. G.: (1971): Keileem en zwerfstenen in de Zuidwesthoek von Friesland. - It Beaken 33, 1: 13 -51, 20 Abb., 1971.
- (1983): A new subdivision of crystalline fennoscandian erratic pebble assemblages (Saalian) in the Central Netherlands. - Geol. Mijnb. 62: 455 - 469, s Gravenhage 1983.
- (1988): Noordelijke kristallijne gidsgesteenten. -469 S., 16 Taf., 1 Kte., Leiden etc. (Brill) 1988.
- (1992): Geschiebezählungen und Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht im Quartär. -Kurzfass. Exkursionsf. 59. Tagg. Arbeitsgem. nordwestdt. Geol. Essen 1992: 6 - 7, Krefeld 1992.
- ZEUNER, FR: (1928): Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neiße. - Inaug. Diss., 72 S., Breslau 1928.

Manuskript eingegangen am 16. November 1998

164 - 165

Bericht über die Conference on Dust Aerosols, Loess Soils, and Global Change" in Seattle, USA; vom 8. bis 14. Oktober 1998

Die Tagung war ausgerichtet von der Washington State University, Pullmann, wobei Alan Busacca die Gesamtleitung oblag, welcher Aufgabe er souverän und ohne Pannen gerecht wurde. Als Sponsor fungierte die INQUA. Daneben konnte finanzielle Unterstützung eingeworben werden von USDA (US Dept. of Agriculture), NSF (US National Science Foundation), der Chinesischen Akademie der Wissenschaften und dem Quaternary Research Center der University of Washington in Seattle. Tagungsort war das Batelle Conference Center in Seattle, das einen adäquaten Rahmen für die Veranstaltung, die Unterbringung der ausländischen Besucher und die Versorgung zur Verfügung stellen konnte.

Intention der Tagung war es, alle Varianten der Forschung über Staub und Löß in einem kleineren Treffen zusammenzubringen. Dies waren insbesondere: aktuelle Winderosion und Luftqualität, Böden aus Löß, deren (nachhaltige) landwirtschaftliche Nutzung und Löß als paläoökologischer Indikator.

Die Tagung war untergliedert in eine Exkursion und in einen Vortragsteil. Die Exkursion dauerte vom 9. bis 11. Oktober und führte von Spokane im NE des Staates Washington bis in das Yakima-Tal. An der Exkursion nahmen neben den Leitern (Alan Busacca, Pullman, WA, Eric McDonald, Reno, NV, und weitere Führer für Einzelstandorte) 43 Personen teil, die ungefähr zur Hälfte aus US-Amerikaniern und aus Ausländern (vorwiegend aus China und Großbritannien, ferner aus Belgien, Canada, Dänemark, Deutschland, Frankreich, Israel, Neuseeland, Norwegen und Ungarn) bestanden.

Die Exkursion behandelte am ersten Tag die Winderosion der Lösse des zentralen Staates (Palouse-Region), wobei insbesondere der Umfang der Umlagerungen, ihre anthropogenen Ursachen (unangepaßte Fruchtwechsel und Bearbeitungsmethoden), die Gegenmaßnahmen sopwie Bodenerosions-Meßeinrichtungen, auch ein transportabler großer Windkanal, vorgestellt wurden. Am zweiten und dritten Exkursionstag stand die Stratigraphie und paläopedologische Gliederung dieser Lösse im Vordergrund. Das wichtigste Ergebnis war, daß sich die stratigraphische Abfolge der letzten ca. 100 ka in den Becken deutlich von bekannten Lößsequenzen anderer Räume unterscheiden. Der Grund ist v. a. darin zu sehen, daß in diesem Gebiet auch während der Warmzeiten auswehbares schluffiges Substrat zur Verfügung stand, das sich im wesentlichen aus den imposanten Ablagerungen der verschiedenen Scabland-Floods (extreme Überflutungen im Zusammenhang mit dem Eisstausee Lake Missoula in den Rocky Mountains) rekrutierte. Die Untergliederung und räumliche Konnektierung der bis über 10 m mächtigen jungquartären Lößpakete gelingt mit Hilfe von Paläoböden (Kalkanreicherungshorizonte ehemaliger Steppenböden). Tephra des Mt. St. Helens und TL-Datierungen. Der Deutung der Paläoböden als Klimaxböden dieses Gebiets mit der Folgerung, daß es bedeutendere hygrische Exkursionen gegenüber der arid-seminiariden Gegenwart nicht gegeben hätte, kann ich nur schwer folgen, da genauso gut die ständige Kalkzulieferung auch während der Warmzeiten die Tonverlagerung und damit eine intensivere Bodenbildung verhindert haben kann.

Es wurde dann versucht, die in den Becken gewonnenen stratigraphischen Abfolgen auch in den Gebirgsprofilen nachzuvollziehen. Mangels Datierungsmöglichkeiten sind diese Übertragungen aber mit Vorsicht zu betrachten, zumal bisher übersehen wurde, daß die lößartigen Substrate in den Höhen solifluidal überprägt und durchmischt sind, womit ein neuer Prozeß ins Spiel kommt. Ein Deckschichten-Modell ließe sich mit weit weniger Problemen auf diese Profile anwenden.

Die Tagung selbst vom 11.-14. Oktober in Seattle besuchten 87 Teilnehmer aus 17 Ländern. Auch hier stammte über die Hälfte aus den USA, die Mehrzahl der Ausländer aus China und Großbritannien. Entsprechend war auch die regionale Verteilung der Themen auf die USA und das chinesische Lößplateau konzentriert. Das Tagungsprogramm umfaßte 44 Vorträge und 19 Posterpräsentationen in sieben Sektionen:

 Lößproduktion in heutigen Landschaften: Hier wurden verschiedene Gebiete (mit Schwerpunkt China) und ihre Lößproduktion vorgestellt. Besonderes Interesse lag auf den Umweltbedingungen der Lößproduktion. Beachtenswert fand ich einen Vortrag aus Spitzbergen, wo gezeigt wurde, daß die Generation von Staub auf eine kurze Periode im Jahr konzentriert ist, in der der beginnende Bodenfrost die oberste Schicht austrocknet, bevor der Schnee die Oberfläche wieder schützen kann (LANDVIK). Vielleicht sollte eine mögliche saisonale Konzentration der Lößproduktion stärker berücksichtigt werden, wenn Modelle und wirkliche Lößverbreitung nicht in Einklang zu bringen sind (s. u.).

- Messung und Modellierung rezenter Winderosion und Staubproduktion: Theoretische Modelle und Messungen aus den USA wurden vorgestellt.
- Rolle des Lösses in der Weltnahrungsmittelproduktion: Der landwirtschaftliche Sektor war leider nur mit einem Abendvortrag mit den regionalen Schwerpunkten China und USA vertreten (LUMPKIN).
- 4. Rekonstruktion kaltzeitlicher Lößproduktion: Hier standen einander Rekonstruktionen mittels Klimamodellen (HARRISON, KOHLFELD) und mittels tatsächlicher Sedimente (MUHS, TEGEN) und Eisbohrkerne (DAVIS, BISCAYE) gegenüber. Die Diskrepanz zwischen den Resultaten beider Gruppen ist unübersehbar, insbesondere kann die Lößverbreitung im Umfeld des Laurentischen Eisschilds nicht mit den Modellen vereinbart werden.
- 5. Paläoklimarekonstruktion: Hier stand das Zusammenspiel von Paläoklima, Löß und Paläoböden im Vordergrund. Diese Sektion bot über den gesamten amerikanischen Kontinent gestreute Arbeitsgebiete von Argentinien (IRIONDO) bis Alaska (OCHES) mit einem Schwerpunkt im Westen der USA (RICHARDSON,

MUHS, MCDONALD, KLEBER). Bemerkenswert aus unserer Sicht ist, daß die Lößgebiete Europas in der ganzen Konferenz allenfalls randlich thematisiert wurden.

- 6. Löß und Staub im asiatischen Paläo-Monsunsystem: Dabai stand die Paläozirkulation Zentralasiens rekonstruiert aus Lößablagerungen im Vordergrund. Erwähnenswert waren insbesondere Grundsatzreferate über den aktuellen Forschungsstand (PORTER, Z.-S. AN).
- Bedeutung des Lösses für die Pedogenese: Hierbei ging es um die Bedeutung von Löß bzw. eines Lößanteils im Substrat für die Bodenbildung in verschiedensten Arbeitsgebieten auf fünf Kontinenten.

Viele Vorträge waren für mich von hohem Interesse, jedoch war auch auf dieser Tagung der Trend festzustellen, die gesamte verfügbare Zeitspanne (zumeist 15 Minuten je Vortrag) für die Eigendarstellung zu verwenden, anstatt Raum für Diskussion zu lassen. Statt dessen waren zahlreiche und lange Pausen mit Grüppchen-Gesprächen kein adäquater Ersatz für eine Plenardiskussion.

Die Vorträge der Tagung werden in maximal vierseitigen Aufsätzen als Band 190 der Reihe "WSU Coll. Agric. Home Econ., Misc. Pub." erscheinen. Beim Treffen der INQUA-Lößkommission am 13. Oktober wurde über die Rolle der Kommission innerhalb der INQUA und zum wiederholten Male über eine Umbenennung unter Einbeziehung des Wortes "Dust" diskutiert. Es wurden jedoch keine Beschlüsse gefaßt.

Mir bleibt abschließend, mich beim Veranstalter, insbesondere bei Alan Busacca, Pullman, für die Einladung zur Tagung, und bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die großzügige Förderung der Reise zu bedanken.

A. KLEBER

Bericht über die Jubiläums-Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung (DEUQUA) in Hannover vom 15. - 17. September 1998

Die Deutsche Quartärvereinigung, vor 50 Jahren in Hannover gegründet, beging ihre Jubiläums-Hauptversammlung unter dem Motto "50 Jahre DEUQUA - 50 Jahre Forschung in Eiszeitalter und Gegenwart" - in Anlehnung an den Titel unseres Jahrbuches, dessen 48. Band rechtzeitig zur Tagung erschien.

In diesem Band findet sich auch ein Rückblick "Zur 50jährigen Geschichte der Deutschen Quartärvereinigung". Ausgerichtet wurde die Tagung vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, gemeinsam mit dem Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Clausthal. Die Tagungsleitung oblag dem Vizepräsidenten der DEUQUA, Prof. Dr. Leopold BEN-DA gemeinsam mit dem Schatzmeister, Prof. Dr. Ernst-Rüdiger LOOK und dem Archivar, Prof. Dr. KLAUS-DIETER MEYER.

Prof. BENDA erkrankte 2 Tage nach der Tagung schwer und verstarb am 11. Oktober; im Mitteilungsblatt des BDG Nr. 83 (6/98) wurde seines Todes bereits gedacht.

Als Tagungsstätte war von der Universität Hannover freundlicherweise das Universitätsgebäude am Königsworther Platz zur Verfügung gestellt worden. Hier wurde die Tagung am 15. 9. 98 vom Tagungsleiter eröffnet Es folgten Grußworte des Vizepräsidenten der Universität Hannover. Prof. Dr. R. POTT und des Dekans des FB Geowissenschaften, Prof. Dr. W.-R. Fischer. Bürgermeister STRAND überbrachte Grüße des Oberbürgermeisters der Landeshauptstadt Hannover, H. SCHMAL-STIEG und Prof. Dr. F.-W. WELLMER, Präsident der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung stellte in seinem Grußwort die Rolle der Quartärforschung für die Daseinsvorsorge heraus.

Es folgten die Ehrungen. Die Ehrenmitgliedschaft wurde an B. FRENZEL / Hohenheim verliehen, die ALBRECHT-PENCK-MEDAILLE erhielten F. GULLENTOPS / Leuven, G. LÜTTIG / Celle und J. E. MOJSKI / Danzig. Erstmals wurde der PAUL-WOLDSTEDT-PREIS für herausragende Leistungen junger Wissenschaftler vergeben; ihn erhielt Stefan WINKLER / Trier. Mit dem an der Innerste-Talsperre im Harz aufgestellten "KONRAD-RICHTER-STEIN" gedachte die DEUQUA ihres früheren Vorsitzenden und Gründungsmitglieds. Der große skandinavische Granitfindling wurde von den Braunschweigischen Kohlen-Bergwerken gestiftet und von den Harz-Wasserwerken wurde eine zugehörige Tafel gespendet.

Nach dem Festvortrag des DEUQUA-Präsidenten, Prof. Dr. H. HAGEDORN begannen die 50 Fachvorträge, einschließlich des öffentlichen Abendvortrags von G. LÜTTIG unter dem Titel "Endlich kam der Mensch. Das quartäre Eiszeitalter, die 4. Epoche der Erdgeschichte". Unter den 20 Postern sei die erstmals hier der Öffentlichkeit vorgestellte "Geologische Stadtkarte Hannover 1: 25 000" hervorgehoben. Insgesamt wurde die Tagung von über 200 Teilnehmern besucht. Vor und nach der Vortragsveranstaltung fanden je 2 Exkursionen statt. Exkursion A "Küstenraum zwischen Unterweser und Ostfriesische Inseln" (Leitung H. STREIF) und Exkursion B "Leinebergland und nördliches Harzvorland" (Leitung L. FELDMANN und J.-P. GROETZNER).

Vom 18. - 19.9. lief Exkursion C "Die eiszeitliche Weser im heutigen Weser- und Leinetal" (Leitung P. ROHDE und W. THIEM). und vom 18. - 20.9. Exkursion (Leitung K.-D. MEYER). Insgesamt nahmen 120 Personen an den Exkursionen teil. Ein von L. FELDMANN und K.-D. MEYER herausgegebener reich illustrierter gemeinsamer Exkursionsführer (205 S.) mit dem Titel "Quartär in Niedersachsen" ist für DM 60,– bei der Geschäftsstelle der DEUQUA, Stilleweg 2, D-30655 Hannover, zu erhalten.

Auf der Mitgliederversammlung vom 17.9. wurde ein neuer Vorstand gewählt. Präsident: W. SCHIR-MER / Düsseldorf; Vizepräsident: Ch. SCHLÜCHTER / Bern und M. Böse / Berlin. Den beiden Vizepräsidenten obliegt die Ausrichtung der kommenden Tagungen in den Jahren 2000 und 2002. Wiedergewählt wurde der "technische Vorstand": Schriftleiter: J. KLOSTERMANN / Krefeld; Schatzmeister: E.-R. LOOK / Hannover und Archivar: K.-D. MEYER / Clausthal, H. HAGEDORN / Würzburg, Th. LITT / Bonn, D. van HUSEN / Wien und St. WANSA / Halle. KLAUS-DIETER MEYER 49

Hannover 1999

Buchbesprechungen

C. P. SUMMERHAYES & S. A. THORPE [Hrsg.] (1996): Oceanography - An Illustrated Guide. 352 S., zahlr., meist farb. Abb. u. Tab.; London (Manson Publishing Ltd). Pr.: ca. 68,- DM

Ozeanographie ist interdisziplinär, und was diese Disziplin maßgeblich von anderen trennt, ist weniger die Themenstellung, denn das Element Wasser selbst, das der Erforschung der Ozeane vor allem eine technische Barriere ist. Nur so ist erklärbar, daß diese vergleichsweise junge Wissenschaft erst in der zweiten Hälfte des zwanzigsten Jahrhunderts und speziell erst seit den 1960er Jahren einen intensiveren Aufschwung erlebt einhergehend mit einer Vielzahl spezieller technischer Neuerungen und Methoden.

Die rapide Entwicklung ozeanographischer Forschungen und daraus abgeleiteter Ergebnisse hat als "environmental science" in ihrer relativ kurzen Geschichte intensiverer wissenschaftlicher Forschung globale Zusammenhänge aufgezeigt, doch begrenzen die noch viel zu kurze wissenschaftliche Auseinandersetzung mit diesem Medium, wie auch Kosten-Faktoren und Forschungsrisiken Möglichkeiten der Erkundung der Ozeane, erzwingen aber andererseits lobenswerte wie heute notwendige Multidisziplinarität.

Die Erforschung der vielschichtigen Komplexität von Grundlagen zum Verständnis des "Globalen Ozeans" ist Thema der Ozeanographie und umfaßt Fachbereiche der Biologie, Chemie, Geologie, Physik und physikalischer Geographie wie der Mathematik. Sie ist die Wissenschaft der Ozeane, ihrer Interaktion mit der Atmosphäre wie auch mit den Sedimenten am Ozeanboden; sie erforscht die ozeanische Kruste, ihre Geologie wie physikalische Grundlagen, chemische und biologische Aspekte. Die Ozeanographie ist dynamisch, dokumentiert den aktuellen Ist-Zustand, rekonstruiert die Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte der Erde und ihrer Meere und wagt Prognosen in die Zukunft.

Der "Globale Ozean" nimmt mehr als 70 % der Erdoberfläche ein, doch wird erst jüngst durch die Ozeanographie seine Bedeutung als ein Motor im Weltumspannenden Wetter- und Klimageschehen erkannt. Die Erforschung der Ozeane ist damit in hohem Maße auch Quartärwissenschaft, nicht nur weil Tiefseesedimente in einzigartiger Weise pleistozäne Klimaschwankungen archivieren, wie auch die ozeanische Kruste das jeweilige Erdmagnetfeld abgespeichet hat, sondern auch weil die Klimaschwankungen in Eiszeitalter und Gegenwart als globale Ereignisse eines umspannenden erklärenden Systems bedürfen. So zeigt sich mehr und mehr, daß dieser "Globale Ozean" in vielerlei Hinsicht für rasche wie extreme Klimaveränderungen nicht nur in jüngster Vergangenheit verantwortlich zeichnet, wie auch immer deutlicher wird, daß künftiges (quartäres!) Klima nicht ohne den Motor Ozean vorausgesagt werden kann.

Die Wichtigkeit der bislang trotz einer nur recht kurzen Zeit wissenschaftlich-ozeanographischer Forschungen erbrachten Informationen und Erkenntnisse läßt schon heute für die Zukunft revolutionäre Resultate zum Verständnis der Komplexität diverser Abläufe auf unserem Planeten seitens ozeanographischer Datenerhebungen voraussagen. Die Bedeutung des Systems Ozean ist aber nicht nur quartärwissenschaftlich von Belang, sondern auch von unmittelbarem Interesse für wirtschaftliche Fragen wie die Befischung der Ozeane, Rohstoffgewinnung, die Nutzung der Gezeitenkraft oder Fragen der Abfallendlagerung. Küstenschutz, künstliche Riffe und die Erforschung der natürlichen Lebewelt der Ozeane wie auch der Schutz mariner Arten sind andere Gesichtspunkte. Doch sind die Ozeane nicht nur entscheidende Quelle allen Lebens im Wasser, sondern auch auf der Erde.

Diese Einführung in die faszinierenden wie breit gefächerten Tätigkeitsfelder der Ozeanographie ist den Mitarbeitern des Southampton Oceanography Centre (SOC), einem der größten und bedeutendsten Meeresforschungsinstitute der Welt, wie ihren Kollegen in vorzüglicher Weise gelungen. Die wesentlichen Teilbereiche des Faches wie auch einzelne Aspekte der Forschungstätigkeit der Autoren sind interessant und der gesamten Bandbreite des Faches entsprechend ausgewählt. Neben den eigentlichen Ergebnissen werden auch Ausrüstung, Methoden und Meßtechniken vorgestellt. In verständlicher Sprache wird dem wissenschaftlich interessierten Laien oder Einsteiger in dieses Fach. wie jedem speziell an der Erforschung der Ozeane Interessierten mehr als nur ein Einblick in die ozeanographische Wissenschaft gegeben: Es werden Zusammenhänge erklärt und Perspektiven aufgezeigt. Die Gliederung des Buches und der Index erlauben eine rasche thematische Orientierung; wichtige Teilaspekte und kleinere Themenbereiche werden darüber hinaus in zahlreichen boxes erläutert.

Die fast durchgängig farbigen Abbildungen wie auch die abwechslungsreiche Gesamtgestaltung dieses Führers durch die ozeanographische Wissenschaft machen seine Lektüre zu einem Vergnügen. Nicht unerwähnt bleiben sollte die hohe Papierqualität, die zusammen mit der graphischen Ausstattung den Preis mehr als rechtfertigt. Schade aber, daß die Bindung des paperback-Einbandes dem häufigen Zugreifen kaum standhält. SUMMERHAYES und THORPE sowie ihren zahlreichen Kollegen ist ein essentieller Leitfaden und Überblick zum Einstieg in die Ozeanographie gelungen, den ins Deutsche zu übersetzten lohnenswert wäre. O. JÖRIS SCHELLMANN, G. (1998): Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien). - In: Essener Geographische Arbeiten, Bd. 29: 216 S., zahlr. Abb. und Tab.; Essen (Klartext).

Das vorliegende Buch ist die Habilitationsschrift des Verfassers. Um es vorweg zu sagen: Die z.T. farbige Bebilderung ist schlicht exzellent; informative Bilder von ausgezeichneter Qualität. Ein Genuß für jeden Schriftleiter. Hauptziel der Untersuchungen war es, die känozoische Vergletscherungsgeschichte Patagoniens zu rekonstruieren. Die bisherigen Beschreibungen und stratigraphischen Deutungen waren ausgesprochen unsicher. Der Autor präsentiert hier in gut gegliederter Weise sämtliche Methoden, die angewandt wurden, um die Vereisungsgeschichte zu rekonstruieren. Geomorphologische Untersuchungen, morpho-, pedo- und chronostratigraphische Neuaufnahmen und Altersdatierungen bilden das Grundgerüst der Arbeiten. Die Arbeit ist vorbildlich für entsprechende Untersuchungen in anderen Gebieten der Erde und kann jedem Quartärgeologen wärmstens empfohlen werden.

J. KLOSTERMANN

FIEDLER, L. [Hrsg.] (1997): Archäologie der ältesten Kultur in Deutschland. - Materialien zur Vor- und Frühgeschichte von Hessen, Band 18: 392 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Selbstverlag des Landesamtes für Denkmalpflege Hessen, Wiesbaden. (Preis 100,- DM).

Das vorliegende Buch stellt eine sehr umfangreiche Datensammlung über Funde aus dem Altpaläolithikum Deutschlands dar. Nach Regionen gegliedert werden Funde und Fundplätze vorgestellt. Alle Beiträge sind gut bebildert. Besonders die Zeichnungen der Artefakte bestechen durch ihre Qualität. Der Herausgeber des Buches hatte erfreulicherweise den Mut, auch umstrittene Thesen zu präsentieren. Hier ist insbesondere der Beitrag von THOME zu nennen, der sicherlich heftige Diskussionen auslösen, aber auch eine Fülle von Denkanstößen geben dürfte. Befremdlich stimmt den Rezensenten jedoch die Tatsache, dass in einigen Beiträgen Forschungsergebnisse und Originalabbildungen Dritter benutzt, aber nicht zitiert werden. Hier sollten insbesondere die Autoren bei künftigen Publikationen sorgfältiger und ehrlicher arbeiten.

J. KLOSTERMANN

BURGA, C. A. & PERRET, R. (1998): Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter .- 832 S., zahlr. Kart., Diagr., Tab., Fotos; Ott Verlag & Druck AG Thun (Schweiz), (Preis 148,- DM)

Zunächst schreckt das sehr umfangreiche Werk den Leser. Bei näherem Hinsehen entpuppt es sich jedoch als umfangreiche Datenbank über die quartärzeitliche Vegetationsgeschichte der Schweiz. Allein von S. 52 bis S. 689 werden sämtliche verfügbaren Daten in übersichtlicher Form präsentiert. Vorangestellt sind zwei Kapitel, die sich mit den Grundlagen der Floren-, Vegetationsund Klimageschichte befassen. Nach der umfangreichen Datensammlung folgt, beginnend auf S. 691, eine Rekonstruktion der Klimaverhältnisse und des Vegetationswandels. Sehr interessante Kapitel über die Säugetierfauna der letzten 250.000 Jahre und den ur- und frühgeschichtlichen Menschen schließen sich an. Insgesamt handelt es sich bei dem vorliegenden Buch um eine äußerst umfangreiche Datensammlung, die in interessante, allgemein interessierende Kapitel eingebettet ist. Der Rezensent schlägt den Autoren vor, die allgemein interessierenden Kapitel in Buchform zu belassen und die Datensammlung auf einer CD-ROM beizufügen. J. KLOSTERMANN

RITTWEGER, H. (1997): Spätquartäre Sedimente im Amöneburger Becken. -In: Materialien zur Vor- und Frühgeschichte von Hessen: 242 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Selbstverlag des Landesamtes für Denkmalpflege Hessen, Wiesbaden. (Preis 85,- DM).

Beim vorliegenden Buch handelt es sich um eine Dissertation, die das Ziel hatte, die Geschichte einer Landschaft zu rekonstruieren. Es handelt sich daher zwangsläufig um ein Werk, in welchem eine große Zahl verschiedener Disziplinen berücksichtigt werden muß. Palynologische Aspekte dominieren eindeutig die Untersuchungen. Aber auch sedimentologische Untersuchungen und Fossilien kommen vor. Für historische Zeiten wird auch auf alte Karten und Beschreibungen zurückgegriffen. Das Buch präsentiert in recht ansprechender Form, mit welchen Methoden sich ökologische Veränderungen einer Landschaft rekonstruieren lassen. J. KLOSTERMANN 49

Mitteilungen Verleihung der Albrecht-Penck-Medaille

Im Beisein mehrerer Kollegen übergab Prof. Horst Hagedorn am 17. Oktober 1998 Herrn Dr. Richard West die ihm schon vor einiger Zeit zuerkannte Albrecht-Penck-Medaille. Die Überreichung fand in der Nähe von Cambridge bei einem gemeinsamen Mittagessen statt. Prof. HAGEDORN würdigte dabei in einer kurzen Ansprache die Verdienste des anerkannten Wissenschaftlers. Dr. West bedankte sich mit bewegten Worten und erzählte, daß in den Anfängen seiner Karriere Prof. Paul WOLDSTEDT und auch einige Exkursionen im Rahmen der DEUQUA sein Verständnis für das Quartär stark beeinflußt hätten.

Eva SAMUEL-ECKERLE, Würzburg

169

170

Nachruf Alfred Jahn *22. 4. 1915 † 1. 4. 1999

Am 1. April 1999 verstarb Alfred JAHN, emeritierter ordentlicher Professor an der Universtität Wroclaw (Breslau), Träger der Albrecht-Penck-Medaille der DEUQUA.

Geboren am 22. April 1915in Kleparów bei Lwów (Lemberg), begann er seine wissenschaftliche Karriere an der Universität zu Lwów (Lemberg), wo er nach dem Studium zunächst als Assistent und dann als Adjunkt tätig war. Er habilitierte sich 1949 an der Universität Poznan (Posen) und wurde im gleichen Jahr Universitätsprofessor an der Universität Wroclaw (Breslau). Hier wurde er 1958 zum ordentlichen Professor ernannt. Im Geographischen Institut leitete er zunächst den Lehrstuhl für Physische Geographie, später den Lehrstuhl für Geomorphologie. In den Jahren 1959 bis 1962 war er Prorektor seiner Universität, danach wurde er von 1962 bis 1968 zum Rektor berufen.

Im Laufe seines akademischen Lebens wurden ihm viele ehrenvolle Berufungen und Mitgliedschaften zuteil, die ihn als national und international anerkannten Wissenschaftler ausgewiesen haben. Hier nur eine kleine Auswahl: Seit 1982 war er ordentliches Mitglied der Polnischen Akademie der Wissenschaften und dort in den Kommissionen für 'Geographische Wissenschaften', 'Bewirtschaftung der Berggebiete', 'Polarforschung' und 'Quartärforschung' tätig. Mehrere Male nahm er an Expeditionen nach Grönland, Spitzbergen, Alaska und nach Sibirien teil und wurde der Stifter und der erste Vorsitzende des Polnischen Polarklubs. Außerdem wurde er u. a. zum Mitglied der Norwegischen Akademie der Wissenschaften, der Deutschen Akademie der Naturforscher Leopoldina und der Internationalen Gesellschaft für Dauerfrostbodenforschung gewählt. Auch war er Schriftleiter mehrer anerkannter Publikationsreihen. Mehrere Ehrendoktorwürden wurden ihm von renommierten polnischen Universitäten verliehen. Nach kurz vor seinem Tod erhielt er den Ehrendoktortitel der Iwan-Franko-Universität zu Lwów (Lemberg).

Neben der Wissenschaft war die Verständigung Polens mit seinen Nachbarstaaten für Alfred Jahn ein großes Anliegen. Auf der von ihm und Hans Poser geleiteten deutsch-polnischen Tagung zum Gedenken an Josef PARTSCH in Szakalrska Poreba (Schreiberhau) im Jahre 1994 führte er aus: "Das allgemeine Streben gilt dem Aufbau gutr, zukunftsorientierter nachbarschaftlicher Beziehungen, die nicht mehr von der Geschichte und Vergangenheit beschattet werden sollen." Im Rahmen dieser Tagung wurde Alfred JAHN von deutscher Seite geehrt, er erhielt die Albrecht-Penck-Medaille der Deutschen Quartärvereinigung DEUQUA für seinen großen Verdienste um die Quartärforschung.

Mit Alfred JAHN verliert die Quartärwissenschaft einen herausragenden Forscher und Lehrer und wir Deutschen einen unermüdlichen Anwalt für die deutsch-polnische Verständigung. Wir werden sein Andenken in Ehren halten.

Horst HAGEDORN, Würzburg

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

Aufbau des satzfertigen Manuskripts

Titel kurz, ggf. Untertitel und Ergänzung, z. B. Name des Landes. Klare Gliederung, nur bei längeren Arbeiten ist ein "Inhaltsverzeichnis" notwendig. Am Anfang der Arbeit steht eine Kurzfassung (Abstract) in Deutsch und Englisch. Der Titel ist zu übersetzen und in eckigen Klammern dem Abstract voranzustellen. Weitere Übersetzungen der Kurzfassung sind möglich. Die Kurzfassung soll für den Leser einen hohen Informationswert haben. Bei größeren Arbeiten müssen die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Am Rande des Manuskriptes sind die Stellen mit Bleistift zu kennzeichnen, an denen Abbildungen und Tabellen montiert werden sollen.

Sämtliche Abbildungsunterschriften müssen auch in englischer Sprache verfaßt werden.

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend numerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Das Manuskript ist der Redaktion in zweifacher Ausfertigung zuzusenden.

Den Manuskripten ist nach Möglichkeit eine entsprechende Diskette beizufügen, die mit dem Betriebssystem MS-DOS und dem ASC II-Code verarbeitet wurde.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1 ½ zeilig, mit Seitenzahlen versehen und nicht heften. Unter dem Titel der Arbeit folgt der ausgeschriebene Name des Autors und die Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln. Die Anschrift des Verfassers ist auf der Titelseite unten anzugeben.

Literaturzitate im Text sind Kurzzitate. Beispiel: BÜTTNER, 1938). Dieses Zitat bezieht sich auf die gesamte Arbeit. Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, Tafeln usw. gemeint, dann müssen diese genau angegeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 34ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: "... MÜLLER (1943: 76) ..." oder "... (MÜLLER 1943: 76)..." oder "... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3a-b)..." Falsch: "... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ..." oder "... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ..." Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954a, ab, (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeitne werden folgendemaßen zitiert: (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf "... et al." gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftauszeichnung: Autorennamen unterstricheln <u>Müller</u> wird <u>MÜLLER</u>, <u>wichtig</u> wird w i c h t i g (gespert); <u>Holozän</u> wird **Holozän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursir*; sie sind im Manuskript mit geschlängelter Linie zu kennzeichnen. - Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2- bis 4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypien nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt ntowendig (Autotypien sind wesentlich teurer als Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autoren und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. - Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt unterstrichen = Fettdruck), Seitenzahl (:6-24), Zahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Erscheinungsott. -Zitate von Werken: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. - Zahl der Seiten, Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Verlagsort (Verlag).

Beispiele

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

WOLDSTEDT, P. (1969): Quartăr. - In: LOTZE; Fr. (Hrsg.): Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2. VIII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Sonderdrucke: 20 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Lieferbare Bände von "Eiszeitalter und Gegenwart"

Stand 1. 12. 1999

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

Band-Nr.	Jahrgang	Band-Nr.	Jahrgang
6	1955)	34	1984
7	1956	35	1985 je DM 78,00
11	1960	36	1986 = DM 82,00
12	1962	37	1987
13	1962	38	1988 je DM 84,00
14	1963	39	1989
15	1964 in DM 75 00	40	1990 = DM 94,00
16	1965 Je DM 75,00	41	1991 = DM 96,00
17	1966	42	1992
18	1967 vergriffen	43	1993
19	1968	44	1994
20	1969	45	1995
21	1970	46	1996 je DM 98,00
22	1971 J	47	1997
23/24	1973 Doppelband = DM 112,00	48	1998
25	1974	49	1999 J
26	1975		
27	1976		
28	1978		
29	1979 je DM 75,00		
30	1980		
31	1981		
32	1982		
33	1983 J		

Liste unter http://www.schweizerbart.de/j/eiszeitalter-und-gegenwart

Die Bände 11 bis 33 (20 Bände ohne 17, 18 und 29) werden an Mitglieder zum Preis von DM 20,- pro Band abgegeben; bei Abnahme aller 20 Bände reduziert sich der Preis auf DM 300,- Die Bände 6, 7, 17 und 29 sind ausschließlich über E. Schweizerbart sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Johannesstr. 3A, D-70176 Stuttgart, zu beziehen. Die Bände ab 34 kosten pro Stück DM 50,- für Mitglieder, bei Abnahme aller 10 Bände (Nr. 34-43) reduziert sich der Preis auf DM 400,-.

EISSMANN, L. & LITT, T. (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. - 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg. Preis: DM 85,– (Restauflage) Bestellung an: Deutsche Quartärvereinigung e.V., Stilleweg 2, 30655 Hannover.

Von den vergriffenen Bänden sind die Nr. 1 bis 5 sowie 8 und 10 als Nachdrucke von der Firma Zwets und Zeitlinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse für Mitglieder zum Preis von DM 55,- pro Band zu beziehen.