

Eiszeitalter und Gegenwart

47. Band 1997

Mit 96 Abbildungen, 9 Tabellen und 7 Tafeln



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

(1996 - 1998)

Präsident:	Prof. Dr. H. HAGEDORN, Würzburg
Vizepräsidenten:	Prof. Dr. L. EISSMANN, Leipzig, Prof. Dr. F. GRUBE, Kiel
Schriftleiter des Jahrbuchs:	Priv.-Doz. Dr. J. KLOSTERMANN, Krefeld
Schatzmeister:	Prof. Dr. E.-R. LOOK, Hannover
Archivar:	Prof. Dr. K.-D. MEYER, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Prof. Dr. D. van HUSEN, Wien

Prof. Dr. L. BENDA, Hannover

Dr. W. v. BELOW, Schwerin

Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Tübingen

Prof. Dr. W. SCHIRMER, Düsseldorf

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:

Priv.-Doz. Dr. J. KLOSTERMANN, De-Greif-Strasse 195, 47803 Krefeld.

Titelbild: Blick über das südöstliche Teilbecken des instabilen Eissandstausees „Isunguata 3“.

Gedruckt auf alterungsbeständigem Papier

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung e. V.

47. Band

Mit 96 Abbildungen im Text, 9 Tabellen
und 7 Tafeln

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung e.V. Hannover

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN

Vertrieb:



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

1997

Inhaltsverzeichnis

A. Aufsätze	Seite		
<i>GAUDZINSKI, S.:</i> Über die komplexe Genese mittelpleistozäner archäologischer Fundstellen am Beispiel des Platzes Kärlich-Seeufer (Mittelrhein)	1–27	<i>ANHUF, D.:</i> Paleovegetation in West Africa for 18.000 B.P. and 8.500 B.P.	112–119
<i>GLIEMEROTH, A. K.:</i> Holozäne Einwanderungsgeschichte der Baumgattungen <i>Picea</i> und <i>Quercus</i> unter paläoökologischen Aspekten nach Europa	28–41	<i>SZABÓ, J. & FÉLEGYHÁZI, E.:</i> Problems of landslide chronology in the Mátra mountains in Hungary	120–128
<i>SCHOLZ, H.:</i> Sedimente und Ablagerungsmechanismen in instabilen proglaziären Seen (Eisrandstauseen) in Westgrönland	42–77	<i>SCHWAN, J. & KASSE, C.:</i> Characteristics and origin of a Saalian glaciolacustrine to glaciofluvial succession in the Hümmling region, NW Germany	129–144
<i>HOEK, W. Z.:</i> Patterns of Late Glacial vegetation in The Netherlands	78–88	<i>FEZER, F.:</i> 220 m Altpleistozän im „Heidelberger Loch“	145–153
<i>BROSCHIE, K.-U.:</i> Wirkungen des pleistozänen kaltzeitlichen Klimas, insbesondere des Bodenfrostes, in den Sedimenten des östlichen Ostfalen (Eiskeile, LÖB-Flugsand, asymmetrische Täler)	89–106	B. Buchbesprechungen	154–162
<i>SKUPIN, K. & STRITZKE, R.:</i> Ein frühweichselzeitliches Profil bei Rahden-Welle (nördliches Wiehengebirgsvorland, Nordrhein-Westfalen)	107–111	C. Mitteilungen	163
		D. Nachruf	164

ISSN 0424-7116 ©Deutsche Quartärvereinigung e. V., 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

Über die komplexe Genese mittelpleistozäner archäologischer Fundstellen am Beispiel des Platzes Kärlich-Seeufer (Mittelrhein)

SABINE GAUDZINSKI*)

Lower Palaeolithic, Middle Pleistocene, *Elephas antiquus*, wooden remains, Kärlich-Interglacial, site formation processes

Kurzfassung: Die mittelpleistozäne Fundstelle Kärlich-Seeufer ist der jüngste archäologische Nachweis innerhalb der Kärlicher Tongrube, die seit Anfang des Jahrhunderts als der wichtigste Aufschluß für das Quartär der Mittelrheinregion gilt.

Die Fundstelle wurde im Jahre 1980 entdeckt und in den Folgejahren ausgegraben. Zusammen mit einem altpaläolithischen Steingeräteinventar konnten zahlreiche Faunenreste, vor allem aber Hölzer und Fruchtreste geborgen werden, die durch eine exzellente Erhaltung gekennzeichnet sind. Hölzer von *Abies* und *Quercus* sind in der Hauptsache vertreten und haben sich in Form von Ästen und Baumstämmen erhalten. Die Faunengemeinschaft umfaßt *Panthera leo* ssp., *Elephas antiquus*, *Equus* sp., *Sus scrofa*, *Cervus elaphus*, *Rangifer* sp. sowie *Bos* vel *Bison*. Reste von *Elephas antiquus* dominieren. Überliefert sind vorwiegend Molaren, die sich, im Vergleich zu Zähnen anderer mittel- und jungpleistozäner *Elephas antiquus*-Populationen, durch besondere Robustheit auszeichnen.

Durch pollenanalytische Untersuchungen konnte die Bildung des fundführenden Sediments an der Fundstelle auf die zweite Hälfte einer Warmzeit, das Kärlich-Interglazial, eingegrenzt werden. Sie erlauben darüber hinaus eine detaillierte Rekonstruktion paläoökologischer Bedingungen während des Mittelpleistozäns.

Analysen zur Genese der Fundstelle, unter Berücksichtigung der fundführenden Sedimente, des lithischen Materials, der Fauna sowie der zahlreichen paläobotanischen Makroreste zeigen, daß der Platz als Sedimentfalle fungierte, in die Reste menschlicher Aktivitäten zusammen mit Holz- und Faunenresten umgelagert wurden. Wie auch an anderen altpaläolithischen Fundstellen Europas, so können auch am Kärlicher Seeufer Aussagen über hominides Verhalten nur über die Artefakte getroffen werden. Der Zusammenhang zwischen hominiden Aktivitäten und den übrigen Fundgattungen bleibt ungewiß.

[The complex formation of Middle Pleistocene archaeological sites using the Kärlich-Seeufer site as an example]

Abstract: The Middle Pleistocene site Kärlich-Seeufer is the youngest archaeological site in the Kärlich clay pit which, since the beginning of this century, has been the

most important exposure for Quaternary stratigraphy in the Central Rhineland.

The site was discovered in 1980 and excavated during the following years. Together with an Acheulean lithic assemblage and faunal remains, numerous macroscopic plant remains were recovered in an outstanding state of preservation. Wood of *Abies* and *Quercus* dominates the botanical assemblage in the form of trunks and branches. The faunal assemblage comprises: *Panthera leo* ssp., *Elephas antiquus*, *Equus* sp., *Sus scrofa*, *Cervus elaphus*, *Rangifer* sp. as well as *Bos* vel *Bison*. *Elephas antiquus* dominates the faunal assemblage and the molars of this species show a certain robustness in comparison to teeth of other Middle- and Upper Pleistocene *Elephas antiquus* populations.

The results of the palynological analysis show that the sediments containing the archaeological assemblage were deposited during the second half of an interglacial phase, the Kärlich Interglacial. Moreover, these results allow detailed reconstruction of palaeoecological conditions during the Middle Pleistocene.

Analysis of site formation processes, taking into account the sedimentology of the archaeological layers, the lithic and faunal assemblages and the numerous macroscopic palaeobotanical remains, shows that the Seeufer site functioned as a sediment trap in which evidence for hominid activity has been re-bedded together with wood and faunal remains. At Kärlich-Seeufer, as at other European Lower Palaeolithic sites, claims for hominid activity are very difficult to assess and can only be demonstrated for the lithic assemblage. The contribution of hominids to the presence of other categories of finds remains obscure.

1 Einleitung

Der Fundplatz Kärlich-Seeufer wurde im Jahre 1980 entdeckt. Systematische Ausgrabungen schlossen sich zwischen 1980 und 1982 und 1987-1992 durch G. BOSINSKI (BOSINSKI et al. 1980), K. HAPPE und J. KULEMEYER (KULEMEYER 1988), vor allem aber durch K. KRÖGER (KRÖGER et al. 1991) an. Während dieser Zeit konnten mehr als 417 m² untersucht werden. Die Verfasserin unterzog das gesamte Fundmaterial zwischen 1992 und 1994 einer Analyse (GAUDZINSKI 1995a).

Der archäologische Befund des Platzes ist durch altpaläolithische Artefakte und die Dominanz von *Elephas antiquus*-Resten im Faunenmaterial gekenn-

*) Anschrift der Verfasserin: Dr. S. Gaudzinski, Forschungsbereich Altsteinzeit des Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz, Schloss Monrepos, 56567 Neuwied

zeichnet. Besonders zu erwähnen ist die exzellente Erhaltung botanischer Reste in Form von Baumstämmen, Ästen, Fruchtresten und Pollen. Die paläobotanischen Reste erlauben eine detaillierte Rekonstruktion paläoökologischer Bedingungen während des Mittelpleistozäns.

Von früheren Bearbeitern war der archäologische Befund am Kärlicher Seeufer zunächst als *in situ*-Nachweis eines Elefantenjagdplatzes interpretiert worden (BOSINSKI 1983, KULEMEYER 1988, KRÖGER et al. 1991). Detaillierte Analysen zur Genese der fundführenden Sedimente, zum lithischen Material, der Fauna sowie den paläobotanischen Resten zeigen indes, daß der Platz eine Sedimentfalle darstellt, in die Reste menschlicher Aktivitäten zusammen mit Holz- und offenbar auch Faunenresten umgelagert wurden.

2 Allgemeine Geologie

Der Ort Kärlich liegt am Süd-Westrand des Neuwieder Beckens, ca. 10 km von Koblenz entfernt, am Fuße des Kärlicher Berges. Auf dessen Plateau ist die Tongrube der Fa. Mannheim gelegen. Durch industrielle Abraumarbeiten zur Gewinnung tertiären Tones ist hier eine mächtige mittelpleistozäne Abfolge aufgeschlossen.

Seit Beginn dieses Jahrhunderts ist die Tongrube Kärlich als der wichtigste Aufschluß für das Quartär der Mittelrheinregion bekannt. Die bis zu 30 m mächtigen Ablagerungen repräsentieren Sedimente vom Ende des Altleistozäns bis zum oberen Mittelpleistozän.

Die Pleistozänabfolge in Kärlich (Abb. 1) beginnt im wesentlichen mit Hauptterrassenschottern (RAZI RAD 1976, BOENIGK 1978). Die Schotter im unteren Teil wurden vom Rhein abgelagert. Sie sind revers magnetisch polarisiert. Die oberen Schotter repräsentieren dagegen Moselablagerungen, die, wie auch alle Sedimente im Hangenden der Abfolge, normal magnetisch polarisiert sind (BOENIGK et al. 1974). Die Brunhes-Matuyama-Grenze soll am Übergang von Rhein- zu Moselschottern liegen. Die Deckschichten bestehen aus Löss und Lössderivaten mit eingeschalteten interglazialen Böden und Tephralagen (BRUNNACKER et al. 1969, SCHIRMER 1990). Vulkanische Aktivitäten sind im Rheinland erstmals durch den Abschnitt G der Kärlicher Abfolge mit dem Nachweis vulkanischer Minerale und basaltischer Tephralagen belegt. Aus diesem Abschnitt stammt darüber hinaus eine interglaziale Kleinsäugerfauna, cromerzeitlichen Alters, charakterisiert durch das erste Auftreten von *Arvicola* (V. KOLFSCHOTEN & TURNER 1995). In die Sedimente des hangenden Abschnitt H (Abb.

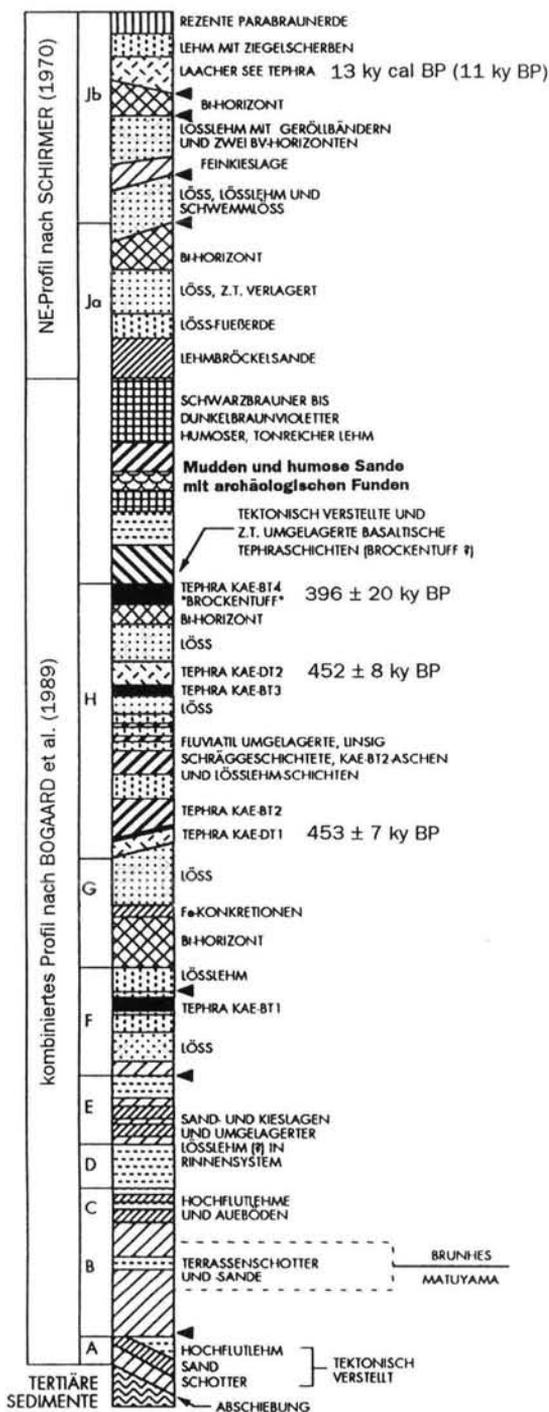


Abb. 1: Schematisiertes Gesamtprofil der Tongrube Kärlich, modifiziert nach KRÖGER et al. (1991). Zusammenstellung der physikalischen Alter: KAE-DT1: LIPPOLT et al. (1986), KAE-DT2, KAE-BT4: v. D. BOGAARD et al. (1989), Laacher See Tephra (cal): STREET et al. (1994).

Fig. 1: Schematic main profile, Kärlich clay pit, modified after KRÖGER et al. (1991). Compilation of physical ages: KAE-DT1: LIPPOLT et al. (1986), KAE-DT2, KAE-BT4: v. D. BOGAARD et al. (1989), Laacher See Tephra (cal): STREET et al. (1994).

I) sind zwei Tephralagen eingeschaltet, für die ein Alter um 450 ky BP auf der Basis von $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$ Stufenheizung- und Lasereinzeltalldatierungen (LIP-POLT et al. 1986, V. D. BOGAAARD & SCHMINCKE 1990) ermittelt wurde. Der Abschnitt H wird durch eine Bodenbildung abgeschlossen. Aus diesem Horizont stammt eine warmzeitliche Molluskenfauna, die ein Interglazial repräsentiert, das als das Kärlich-Interglazial beschrieben worden ist (BRUNNACKER et al. 1969, 1971).

Darüber folgt der sogenannte Kärlicher Brockentuff, eine bis zu 6 m mächtige Tephra, die durch mehrere monogenetische, phreatomagmatische Eruptionen entstand. Neben magmatischen Komponenten setzt sich der Brockentuff aus verbrannten Tonblöcken, Geröllen aus den beim Vulkanausbruch durchschlagenen Flußterrassenschottern, Lößfetzen und Stücken devonischen Schiefers aus dem Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges zusammen. Für die Entstehung dieser Tephra wird auf der Basis von $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$ Lasereinzeltalldatierungen ein Alter von 396 ± 20 ky BP postuliert. Mit dem Brockentuff endet im wesentlichen die Abfolge des Kärlicher Hauptprofils.

Nur in einer Depression in der Süd-Ost-Ecke der Tongrube setzt sich der Nachweis fort. Über dem Brockentuff akkumulierten hier warmzeitliche Ablagerungen, über denen wiederum die Sedimente abgelagert wurden, die die archäologischen Funde enthalten.

2.1 Geologie der Fundstelle

Der Fundplatz Kärlich-Seeufer liegt innerhalb einer Depression. Obwohl deren Entstehung kontrovers diskutiert wird (BOSINSKI et al. 1980, V. D. BOGAAARD et al. 1989, SCHIRMER 1990), lassen phreatomagmatische Eruptionszentren eines oder mehrerer östlich des Fundplatzes gelegener Maare einen vulkano-tektonischen Ursprung plausibel erscheinen (GAUDZINSKI et al. 1995).

Als Folge der Instabilität der Hänge traten unmittelbar nach der Entstehung der Depression kleinere

und größere Rutschungen auf, bei denen Moselschotter, umgelagerter Brockentuff und Sedimente die lithologisch mit denen der Abschnitte E, F und H der Kärlicher Gesamtabfolge vergleichbar sind, abgelagert wurden. Tone schwemmten aus dem Brockentuff aus; es bildete sich eine Tonschicht; ein Gewässer entstand.

Die Sedimente der hangenden Abfolge werden zunehmend feinkörniger und der Gehalt an organischem Material nimmt zu. Während einer stabilen Phase mit sehr geringer Sedimentation wurden Feindetritusmudden sedimentiert, die zum Randbereich der Depression hin in Grobdetritusmudden übergehen (Abb. 2, Schicht IV). Über diesen wurden die fundführenden Sedimente durch „debris flows“ in einem Paket von bis zu 2,40 m Mächtigkeit abgelagert. Das Paket setzt sich aus mindestens 4 Ablagerungen zusammen (Abb. 2, Schicht IIIa-Schicht I), die zu unterschiedlichen Quantitäten aus umgelagertem Brockentuff, Sand, Lehm und Lapilli bestehen und die sich unterschiedlich über die Grabungsfläche ausdehnen (vgl. Abb. 4). Aus südlicher und westlicher Richtung fällt die Depression, in der diese Sedimente abgelagert wurden, stark ein und deren Neigungswinkel kann bis zu 50° betragen. Wie auch bei den Mudden, so nimmt die Feinkörnigkeit der Ablagerungen zum Zentrum der Hohlform hin zu.

Durch Schlammströme wurden in der Folgezeit Tone, Schluffe und drei Horizonte organischer Ablagerungen in einem Paket von bis zu 2 m Mächtigkeit geschichtet sedimentiert (Abb. 1, Abb. 2, Schicht 0). Im hangenden Bereich der obersten organischen Ablagerung läßt sich ein deutlicher Sedimentationswechsel fassen. Ein bis zu 10 m mächtiges Paket geschichteter Ablagerungen, mit einem Farbwechsel von grau über schwarz zu braun, zeigt an, daß kein Gewässer mehr bestand. Die Sedimentation erfolgte nun durch Hangabspülungen. Die Korngröße der Ablagerungen wechselt von feinkörnig zu grobkörnig, schluffig und auch sandig. In diese Abfolge sind zwei hellgraue Pseudogleyböden eingeschaltet, die eine Sedimentationsunterbrechung anzeigen. Die

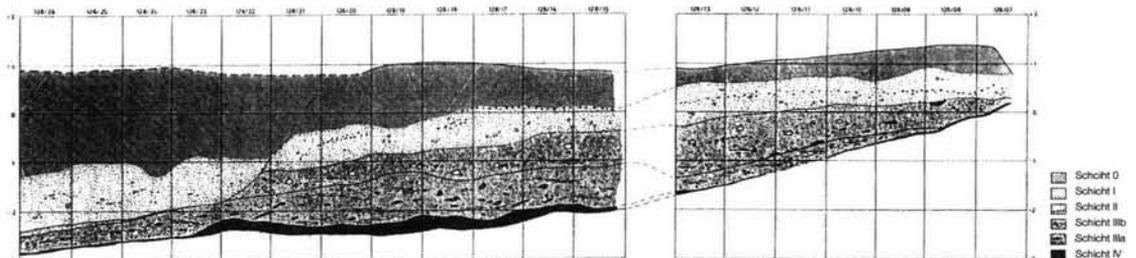


Abb. 2: Ostprofil der Grabung am Fundplatz Kärlich-Seeufer.
Fig. 2: East profile, excavation Kärlich-Seeufer.

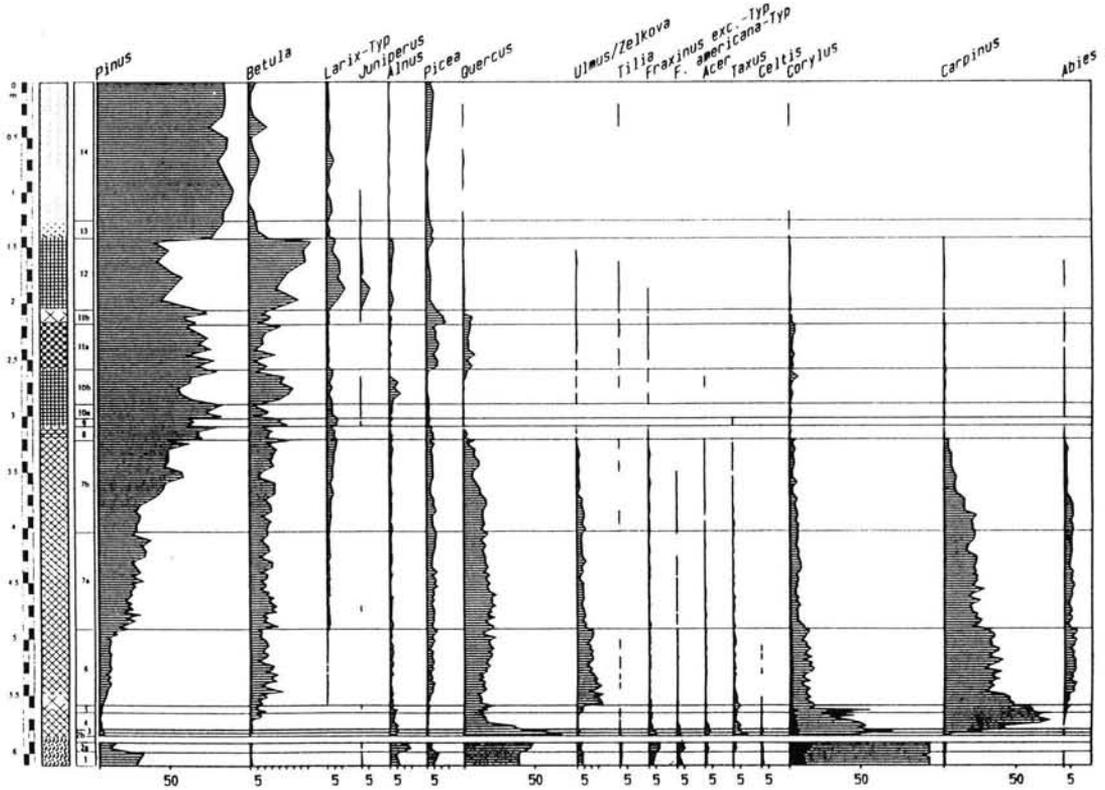


Abb. 3: Vereinfachtes Pollendiagramm des Profils Kärlich E. Berechnungsgrundlage auf der Basis der Baumpollen ohne *Corylus*.
Fig. 3: Simplified pollen diagram of the profile Kärlich E. Pollen sum calculated on the basis of the tree pollen excluded *Corylus*.

Abfolge wird durch einen tonreichen braunen Boden, Reste des Bt-Horizontes einer Parabraunerde, die eine Schichtlücke anzeigen, abgeschlossen. Die Sequenz am Kärlicher Seeufer endet mit unverwittertem gelbem, karbonatreichem Löß (GAUDZINSKI et al. 1995).

3 Paläobotanik

Die Ergebnisse palynologischer Untersuchungen ermöglichten detaillierte Umwelt- sowie Klimarekonstruktionen vor und zum Zeitpunkt der Bildung der fundführenden Sedimente (BITTMANN 1991, 1992). Die limnischen und telmatischen Ablagerungen oberhalb des umgelagerten Brockentuffs wurden palynologisch untersucht. Die von F. BITTMANN durchgeführten Arbeiten zeigten, daß die „debris-flows“ während des zweiten Teils einer Warmzeit abgelagert wurden, die dem Kärlich-Interglazial zugerechnet wird (BITTMANN 1991).

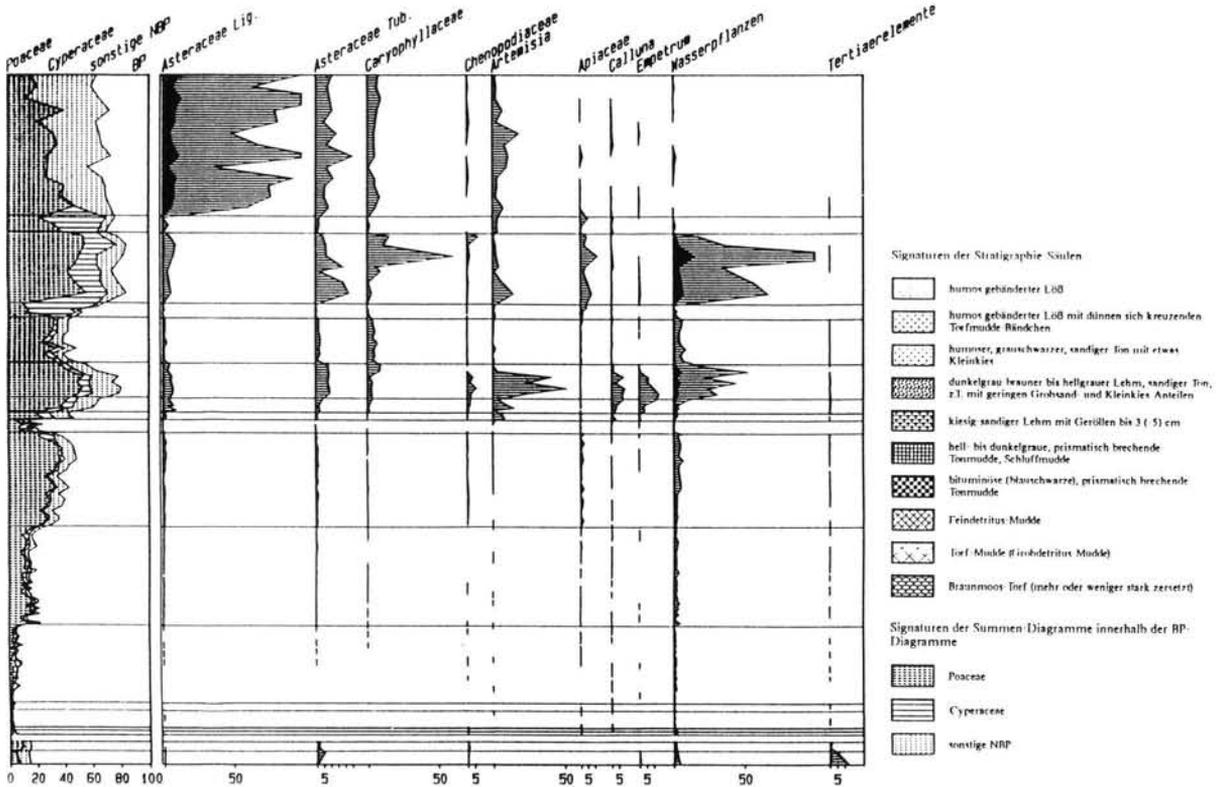
Es konnten insgesamt 5 Pollenprofile studiert werden, von denen zwei in der Umgebung der Grabungsstelle liegen und den zweiten Teil des Interglazials charakterisieren. Drei weitere Profile stammen aus dem Bereich der Grabungsfläche und charakterisieren die Umwelt während der Ablagerung des archäologischen Materials.

Insgesamt umfaßt der palynologische Nachweis sechs Phasen mit 14 lokalen Pollenzonen, die das Interglazial sowie den Beginn der nachfolgenden Kaltzeit umfassen und im folgenden beschrieben werden (BITTMANN 1991) Abb. 3).

Quercetum mixtum-Phase (lokale Pollenzonen 1-3) Die Eichenmischwaldphase muß als das klimatische Optimum der Warmzeit betrachtet werden. Im Pollendiagramm erreichen die thermophilen Arten wie *Celtis*, *Cornus mas*, *Hedera* und *Syringa* ihre höchsten Werte und nur in dieser Phase konnte der Wasserfarn, *Azolla filiculoides*, nachgewiesen werden. Die Vegetation zeigt an, daß sich die Gewässerbedingungen von mesotroph zu eutroph änderten.

Die *Carpinus*-Eichenmischwald-Phase (lokale Pollenzonen 4-7).

Zu Beginn dieses Abschnittes wird die Eiche von der Hainbuche als dominierende Baumart abgelöst. Ab der Pollenzone 4 zeigt eine niedermoorartige Vegetation, daß meso-eutrophe Bedingungen im Gewässer herrschten. Gegen Ende der Zone 6 verschlechtert sich das Klima erkennbar. Von nun ab werden die thermophilen Waldgesellschaften der frühen *Carpinus*-Eichenmischwald-Zeit zusehends von borealen Nadelwäldern und Zwergstrauchgebüsch



Corylus. (Mit freundlicher Genehmigung durch F. Bittmann)
(Included by kind permission of F. Bittmann)

verdrängt und gegen Ende der *Carpinus*-Eichenmischwald Phase herrschten meso-oligotrophe Bedingungen im Gewässer vor.

Die *Pinus* Phase (lokale Pollenzone 8)
Während der *Pinus*-Phase zeigt sich eine lückige, waldtundrenartige bis waldfreie Vegetation; es ist mit kaltem Klima des beginnenden Glazials zu rechnen. Die starke Dominanz von *Pinus* im Pollenspektrum dürfte auf das lokale Vorkommen dieses starken Pollenproduzenten am Rande des zu dieser Zeit vollständig verlandeten Gewässers zurückgeführt werden.

Das Mülheim I-Stadial (lokale Pollenzonen 9-10)
Durch die anhaltende Klimaverschlechterung kommt es während dieser Phase zur vollständigen Entwaldung der Landschaft. Von jetzt an herrscht eine Tundravegetation vor. Gegen Ende des Mülheim I-Stadials entwickelt sich wiederum ein Gewässer.

Das Kettig Interstadial (lokale Pollenzone 11)
Für interstadiale Klimaverhältnisse während des Kettig Interstadials spricht die Zunahme des BP-Anteils (vor allem Eiche und Fichte), sowie der Rückgang der Tundrenelemente. Als Ergebnis einer erhöhten Produktionsrate an organischem Material, aufgrund gemäßigeren Klimas, kann auf ein weite-

res Trockenfallen des Gewässers geschlossen werden.

Das Mülheim II-Stadial (lokale Pollenzone 13)
Das Mülheim II-Stadial schließt die paläobotanisch untersuchte Sequenz nach oben ab. Gekennzeichnet durch völlige Waldlosigkeit zeigt die Vegetation nun einen tundraartigen Charakter. Im Laufe dieser Phase verbesserte sich das Klima wiederum, jedoch wesentlich schwächer als während des Kettig-Interstadials. Am Übergang der lokalen Pollenzonen 13 und 14 kommt es zu einer plötzlichen Vegetationsveränderung. Während zunächst kalte und feuchte Tundrabedingungen herrschten, lassen sich nun Arten nachweisen, die als typisch für eine kalte und trockene Steppenlandschaft angesehen werden können. Dieser plötzliche Wechsel könnte einen Hiatus unbekannter Dauer anzeigen.

4 Gewässer und Umweltrekonstruktion

Die Korrelation von Grabungs- und Pollenprofilen am Seeufer zeigte, daß die Sedimente während der lokalen Pollenzonen 6 und 7 der *Carpinus*-Eichenmischwald-Phase abgelagert wurden. Aus dieser Korrelation kann, zusammen mit Hinweisen durch die vertikale Verteilung der archäologischen Funde,

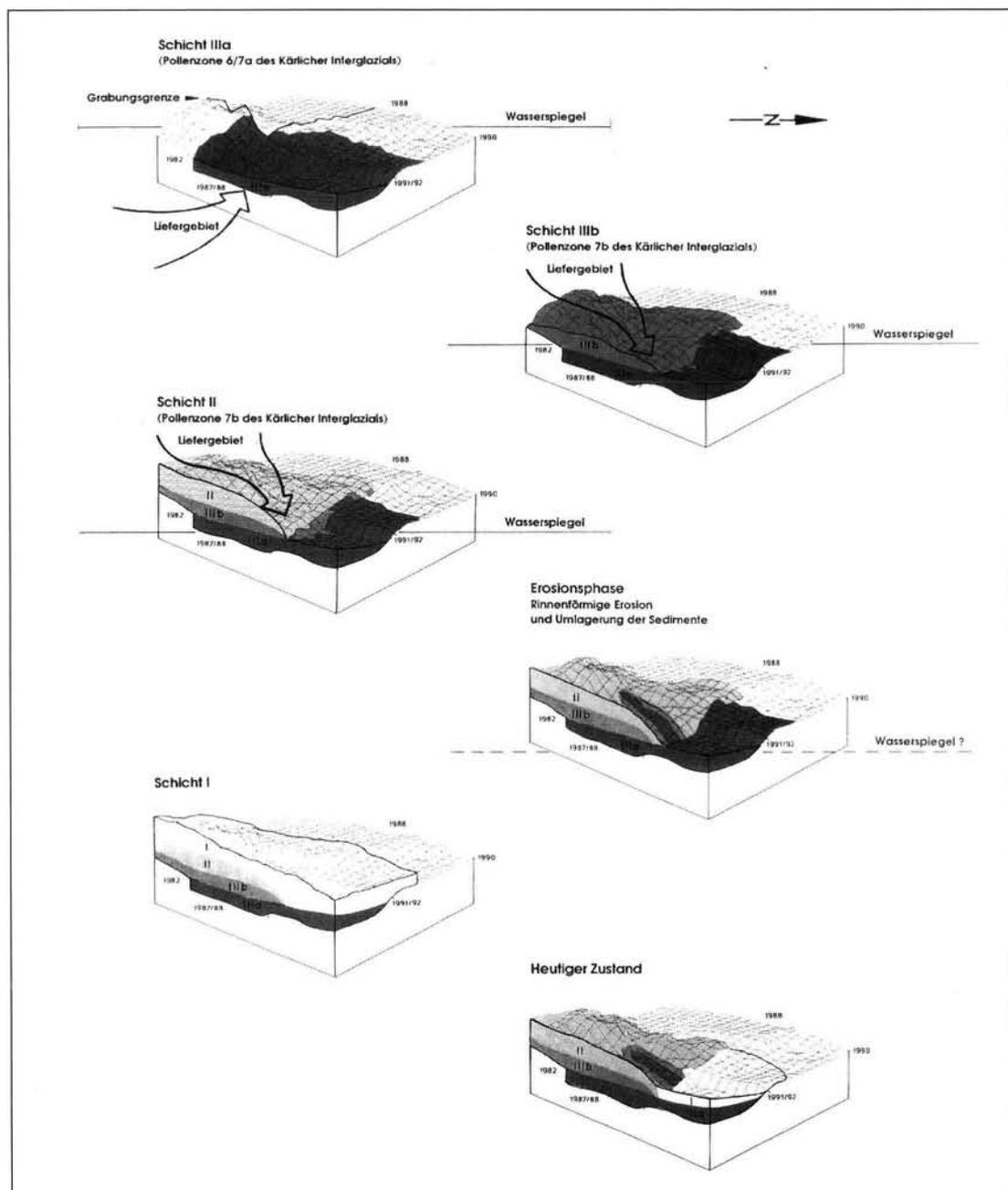


Abb. 4: Schematische Rekonstruktion zur Genese des Fundplatzes Kärlich-Seeufer.

Fig. 4: Schematic reconstruction of site formation processes at the Kärlich-Seeufer site.

auf die Gewässer- und Umweltsituation zum Zeitpunkt der Fundschichtgenese rückgeschlossen werden (Abb. 4).

Nach dem Klimaoptimum des Kärlich-Interglazials wurde zunächst die Schicht IIIa während der Pollenzonen 6 und 7a in den Tümpel eingeschwemmt. Die gute Pollenführung legt nahe, daß die Sedimente offenbar zunächst unterhalb der Wasseroberfläche

zur Ablagerung kamen.

Die klimatische Abkühlung schreitet voran, der Anteil kaltzeitlicher Florenelemente nimmt zu. Dadurch kommt es zur Auflichtung der Bewaldung. In der zeitlichen Folge (Pollenzone 7b) gelangt die Schicht IIIb in den Tümpel. Die Pollenführung läßt auch hier die Ablagerung der Debrite unter Wasser plausibel erscheinen. Erst gegen Ende der Phase

setzt die Austrocknung des Gewässers ein und die Uferlinie wandert in nördliche Richtung. Die Schicht II wurde offenbar gegen Ende der Phase 7b abgelagert. Danach kam es zur partiellen Erosion der Debrite, die zur rinnenförmigen Abtragung der Schichten IIIb und II im mittleren Bereich der Grabungsfläche führte. Da Schicht I durch das Pollenprofil nicht erfaßt wurde, bleibt ungeklärt, wann es zur Ablagerung dieser Sedimente kam. In jedem Fall muß die Sedimentation nach der Ablagerung der Schicht II stattgefunden haben.

Offenbar wurden diese Sedimente durch Erosion nahezu vollständig abgetragen und konnten sich nur noch im hangabwärts gelegenen Flächenteil erhalten (Abb. 4).

Da die fundführenden Sedimente trotz ihrer Bildung durch Hangabspülungen einen recht lückenlosen pollenanalytischen Nachweis zeigen, muß von einer mehr oder weniger kontinuierlichen Ablagerung der Debrite ausgegangen werden. Wie später erläutert wird, wurde offenbar zumindest der Großteil des archäologischen Fundgutes zusammen mit den Debriten in den Tümpel eingeschwemmt.

5 Die geochronologische Position der Fundstelle

Paläontologische Arbeiten zu Kleinsäugetern aus dem Abschnitt G des Kärlicher Hauptprofils (V. KOLFSCHOTEN 1990) legen nahe, daß die Fundstelle Kärlich-Seeufer jünger sein muß als das Interglazial IV des Cromer-Komplexes im Sinne der holländischen pleistozänen Stratigraphie (ZAGWIJN 1985). So wird der Abschnitt G biostratigraphisch der „*Arvicola terrestris cantianasorex* (*Drepanosorex*) sp. concurrent range-subzone“ zugeordnet, die in das Cromer IV-Interglazial und an den Beginn der Elsterkaltzeit gestellt wird (V. KOLFSCHOTEN 1990).

Nach BITTMANN (1991) kann der pollenanalytische Nachweis am Seeufer nur mit dem zweiten Optimum des Cromer-zeitlichen Interglazials von Bilshausen, Niedersachsen (MÜLLER 1965, 1992) gleichgesetzt werden und läßt sich weder mit dem Holstein noch mit dem Eem korrelieren. Wie die Analyse laminiertes Seesedimente zeigt, dauerte die sogenannte Ruhme-Warmzeit von Bilshausen mehr als 25 000 Jahre. Die Warmzeit wird von einem starken Klimarückschlag unterbrochen und die interglaziale Vegetation wurde durch einen Kiefern-Birkenwald ersetzt.

Nach BITTMANN ist diese Situation mit den Kärlicher Nachweisen vergleichbar. Die interglaziale Molluskenfauna unterhalb des Brockentuffs könnte dem ersten klimatischen Optimum des Ruhme-Interglazials entsprechen. Während eines Klimarückschlages müßte dann der Boden, der die Molluskenfauna enthielt, umgelagert worden sein. Zu Beginn des zweiten Klimaoptimums wäre dann der Brockentuff

eruptiert. Vereinzelt Makroreste von *Acer campestre* und *Cornus mas*, die an der Basis des Brockentuffs gefunden wurden, dienen hier als Beleg für die Eruption während einer interglazialen Phase (SCHIRMER 1990; BITTMANN unveröffentlichte Daten). Entsprechend der palynologischen Ergebnisse repräsentiert die Pollenabfolge aus den Mudden, oberhalb des in die Depression umgelagerten Brockentuffs, das zweite Optimum des Kärlich-Interglazials. So schlüssig diese Deutung von seiten der Palynologie sein mag, die Interpretation ist nicht unumstritten. Aus geologischer Sicht kann nicht ausgeschlossen werden, daß der Boden, der die interglaziale Molluskenfauna enthielt, durch periglaziale Prozesse umgelagert wurde. In der Konsequenz müßten dann zwei unabhängige Interglaziale postuliert werden. Ein Interglazial unterhalb des umgelagerten Brockentuffs würde durch die interglaziale Molluskenfauna belegt, ein weiteres würde oberhalb des umgelagerten Brockentuffs durch Mudden mit interglazialer Pollenabfolge repräsentiert (GAUDZINSKI 1995a).

Von welcher Dauer der Hiatus zwischen dem umgelagerten Boden unterhalb des Brockentuffs und dem Brockentuff selber war, muß bis heute offen bleiben. Zusammenfassend lassen die biostratigraphischen und palynologischen Resultate plausibel erscheinen, daß der Fundplatz einer Warmzeit über dem Cromer-Komplex jedoch nicht dem Holstein (*sensu stricto*) zugeordnet werden kann.

Vom sedimentologisch-pedologischen Standpunkt aus läßt sich lediglich ein *terminus ante quem* zu Stadium 7 der marinen Sauerstoffisotopenkurve postulieren. Über dem fundführenden Horizont des Kärlicher Seeufers wurden kaltzeitliche Sedimente abgelagert. Darin ist als gut entwickelter Bt-Horizont einer Parabraunerde ausgebildet; Relikt einer interglazialen Bodenbildung eemzeitlichen Alters. Die Sedimentabfolge wird durch Ablagerungen abgeschlossen, die als weichselzeitlicher Löß interpretiert werden (GAUDZINSKI et al. 1995).

Physikalische Datierungsmethoden geben einen weiteren Anhaltspunkt für das Alter der Fundstelle. Der Brockentuff, im Liegenden der fundführenden Sedimente, war durch $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$ Lasereinzeltatierung auf 396 ± 20 ky BP datiert worden. Dieses Datum wurde mit dem Sauerstoffisotopenstadium 11 korreliert (V. D. BOGAARD et al. 1989).

Die vorliegenden Ergebnisse sprechen am ehesten für eine Zuordnung des Platzes in die 018-Stadien 11 oder 9 der marinen Sauerstoffisotopenkurve.

6 Das lithische Material

Die Analyse des lithischen Materials wird am Fundplatz Kärlich-Seeufer durch eine Reihe von Faktoren erschwert, die mit der problematischen Identifizie-

zung der Artefakte in Zusammenhang stehen. Geofakte, durch natürliche Prozesse zersprungene Steine, die die gleichen Merkmale wie Artefakte zeigen, sind seit langem bekannt (MORTELMANS 1947, CLARK 1958). Im speziellen Fall des Kärlicher Seeufers spielen „Tephrofakte“ (BOSINSKI et al. 1980: 310) eine große Rolle. Dabei handelt es sich um durch vulkanische Tätigkeit zerschlagene Steine. In Kärlich gilt der Brockentuff als Lieferant für diese „Tephrofakte“. Bei der Eruption des Vulkans, der den Brockentuff lieferte, wurden devonische Schiefer, teritärer Ton, aber auch Löss sowie Rhein- und Moselschotter durchschlagen. Alle diese Komponenten bilden Bestandteile des Brockentuffs.

Im fundführenden Sedimentpaket findet sich umgelagertes Material aus dem Brockentuff, darunter angeschlagene Rhein- und Moselschotter. Diese Stücke zeigen keine Spuren thermischer Einwirkung, sondern „Schlagmerkmale“ in Form von Bulben, Auftreffpunkten und Spaltflächen. Die Differenzierung zwischen Artefakten und Naturprodukten ist somit eines der Kernprobleme bei der Analyse der Steingeräte. Erschwerend kommt hinzu, daß bei der Steingeräterstellung Rohmaterialien Verwendung fanden, die auch im Brockentuff auftreten und die Schlagmerkmale nur ungenau erkennen lassen, wie devonischer Quarzit und Quarz.

Bemüht objektive Unterscheidungskriterien zur Abgrenzung von Artefakten und Tephrofakten zu erkennen, analysierte KULEMEYER (1988) den Fremdgesteinsanteil innerhalb des fundführenden Sediments im Vergleich zum Brockentuff.

Eine klare Abgrenzung zwischen Artefakten und Tephrofakten konnte trotz dieser Bemühungen nicht vorgenommen werden.

Für die Ausgrabungsarbeiten blieb dieser Aspekt nicht ohne Konsequenzen. Von 1982 an wurde das Steinmaterial systematisch aus Viertel-Quadratmetern, in 10-cm-Abhüben geborgen. Aus diesem Material wurden die Artefakte nachträglich ausgelesen. Die endgültige Auswahl der Steingeräte wurde von der Verfasserin vorgenommen. Durch die Kombination verschiedener Merkmale (wie z. B. Größe, Form, Rohmaterial, Schlagpunkt, Schlagfläche,

Schlagnarbe, Schlagrichtung, Ausbildung der Ventralfläche) erwiesen sich die Stücke als artifizuell (GAUDZINSKI 1995a).

Insgesamt umfaßt das Inventar 146 Stücke und gliedert sich wie folgt:

Als Folge der Auslese ist das Steingeräteinventar von einer starken Bearbeitungsselektion geprägt. Diese findet in der qualitativen und quantitativen Zusammensetzung, z. B. im hohen Anteil an retuschierten Formen und im nahezu vollständigen Fehlen von Trümmerstücken Ausdruck.

Als Rohmaterial zur Herstellung der ausgelesenen Artefakte wurde, mit einem Anteil von 55 %, in der Hauptsache devonischer Quarzit verwendet. Steingeräte aus Quarz sind mit ca. 28 % am Inventar beteiligt und Artefakte aus gut spaltbaren Materialien wie Tertiärquarzit, Kieselschiefer und Hornstein treten nur zu ca. 17 % auf. Die meisten Rohmaterialien sind lokaler Herkunft und stammen, nach heutiger Kenntnis, aus Distanzen von bestenfalls 4 km. Zum Zeitpunkt der Besiedlung lagerte der Rhein in der Nähe der Fundstelle ausgedehnte Schotterfelder ab, die als Beschaffungsquelle ebenso in Betracht kommen wie Rhein- und Moselschotter aus dem älteren Teil des Quartärs. Auch diese können in unmittelbarer Nähe der Fundstelle angetroffen werden. Weiterhin scheidet die Entnahme von Geröllen aus dem Brockentuff, also aus dem Bereich des Fundplatzareals plausibel (FLOSS 1994). Ein Schaber aus Tertiärquarzit (Abb. 5: 1) primären Vorkommens, weist auf das maximale Einzugsgebiet hin (FLOSS 1994). Die nächstgelegenen, bekannten Vorkommen von Blockfeldern finden sich heute ungefähr 3 bis 4 km nordöstlich der Fundstelle bei Saffig.

Insgesamt ist das Kärlicher Steingeräteinventar einfachen Charakters. Sowohl einfache unmodifizierte Abschlüge als auch Abschlaggeräte sind durch einen hohen Anteil an Cortex und/oder Naturtrümmeroberflächen gekennzeichnet. Interpretierbare Dorsalflächenmuster treten selten auf und der überwiegende Anteil an Stücken zeigt dorsal bestenfalls gerade drei Negative. Die meisten Schlagflächen der Abschlüge sind mit Rinde bedeckt und/oder zeigen Naturtrümmeroberflächen. Unter den Abschlaggeräten dominieren einfache Schaber, deren Arbeitskanten zumeist eine kontinuierliche, durchlaufende Retuschierung zeigen.

Die detaillierte vergleichende Analyse von unmodifizierten Abschlügen und Abschlaggeräten läßt Unterschiede zwischen beiden Gruppen erkennen. So zeichnen sich die unmodifizierten Abschlüge häufig durch lateral gelegene Siretbrüche aus, die bei den Abschlaggeräten selten sind. Modifizierte Abschlüge tragen lateral zumeist eine gerade oder konvexe Arbeitskante.

Weitere Unterschiede zwischen beiden Gruppen zeigen sich in der Anzahl der Dorsalflächennegative

Tab. 1: Steingeräteinventar vom Fundplatz Kärlich-Seeufer (n = 146)

unmodifizierte Abschlüge	41,1%	(n = 60)
Absplisse	6,2%	(n = 9)
Trümmerstücke	2,0%	(n = 3)
Abschlaggeräte	31,5%	(n = 46)
retuschierte „Stücke“	5,5%	(n = 8)
bifaziell bearbeitete Stücke	6,2%	(n = 9)
Kerne	7,5%	(n = 11)

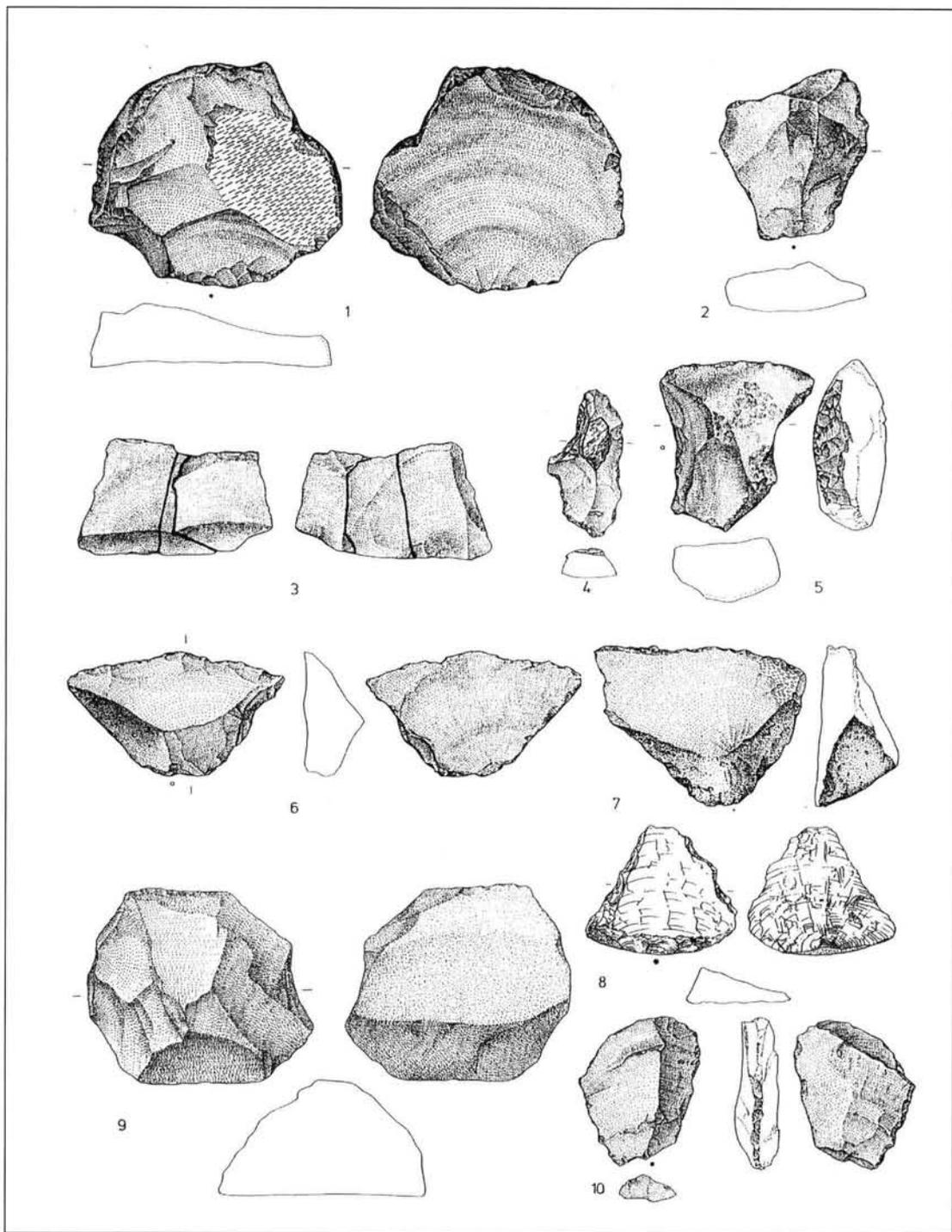


Abb. 5: Artefakte vom Fundplatz Kärlich-Seeufer. 1) Schaber aus Tertiärquarzit, 2) Abschlag mit retuschierter Kante aus devonischem Quarzit, 3) Zusammenpassung dreier unmodifizierter Abschläge aus devonischem Quarzit, 4) Abschlag aus Tertiärquarzit mit Holzrest, 5) retuschiertes „Stück“, 6, 7) Schaber aus devonischem Quarzit, 8) retuschierter Quarzabschlag, 9) Kern aus devonischem Quarzit, 10) Schaber aus Tertiärquarzit. M = 1:1

Fig. 5: Artefacts from the Kärlich-Seeufer site. 1) scraper, Tertiary quartzite, 2) retouched flake, Devonian quartzite, 3) refitting of three unmodified flakes, Devonian quartzite, 4) flake with wooden remain, Tertiary quartzite, 5) retouched „piece“, 6, 7) scraper, Devonian quartzite, 8) retouched flake, Quartz, 9) core, Devonian quartzite, 10) scraper, Tertiary quartzite. Scale 1:1

und bei den Schlagflächen. In der Gruppe der Abschlaggeräte ist der Anteil an Stücken mit 1-2 Negativen wesentlich höher als bei den unmodifizierten Stücken. Die Ursache hierfür könnte ebenfalls in der Bearbeitungsselektion liegen. Der Anteil an mit Rinde oder Naturrümmeroberflächen bedeckten Schlagflächen liegt bei den Geräten um 25% niedriger als bei den unmodifizierten Abschlägen. Doppelt so hoch ist dafür der Anteil an Stücken mit punktförmiger Schlagfläche. Diederische Schlagflächen treten ausschließlich bei den Abschlaggeräten auf.

Der einfache Charakter des Abschlagmaterials findet sein Pendant in den Kernen (Abb. 5: 9). Einfache unifaziale Kerne, deren Oberflächen aufgewölbt zugerichtet und deren Unterseiten von Rinde oder natürlichen Spaltflächen charakterisiert werden, dominieren. Bifaziell bearbeitete Kerne treten seltener auf. Generell wurde deren Unterseite zu einem wesentlich geringeren Anteil zugerichtet als die Abbaufäche der Stücke. Die Unterseiten aller bifaziell bearbeiteten Kerne zeigen zumeist ebenfalls natürliche Spaltflächen und es ist anzunehmen, daß die Form der zur Bearbeitung genutzten „Rohlinge“ nur unwesentlich verändert wurde. Dies zeigen auch die bifaziell bearbeiteten Geräte wie Faustkeile (vgl. GAUDZINSKI 1994, Abb. 1 und 2) und Cleaver (vgl. GAUDZINSKI 1995b, fig. 57: 1 und KRÖGER et al. 1991, Abb. 9: 9), vor allem aber die retuschierten „Stücke“ (Abb. 5: 5). Hier wurden unmodifizierte „Rohlinge“ mit einfachen Arbeitskanten versehen. Die pragmatische Nutzung des Ausgangsmaterials läßt sich auch für die verwendeten Rohmaterialien nachvollziehen. So entspricht z. B. das Verhältnis der zur Steingeräteherstellung verwendeten Rohmaterialien der Häufigkeit des Auftretens dieser Gesteine innerhalb des lokalen Brockentuffs und damit wohl auch innerhalb der nahbei aufgeschlossenen Schotter, die als Rohmaterialbeschaffungsquelle angesehen werden können.

Zu einer relativ chronologischen Einordnung des lithischen Materials könnten lediglich zwei Faustkeile aus devonischem Quarzit herangezogen werden (vgl. z. B. ROE 1981; GAUDZINSKI 1994, Abb. 1 und 2). Allerdings hat die Faustkeilindustrie von High Lodge stichhaltige Hinweise dafür geliefert, daß an dem herkömmlichen Entwicklungsschema von Faustkeilen für den älteren Abschnitt des Paläolithikums nicht länger festgehalten werden kann (ASHTON et al. 1992).

Insgesamt verweisen Unterschiede in der Oberflächenerhaltung der Artefakte auf die Inhomogenität des Inventars. Einige Stücke aus devonischem Quarzit zeigen scharfe Kanten, die von einer „frischen“ Überlieferung der Steingeräte zeugen. Von diesen können andere aus gleicher Rohmaterialvarietät abgegrenzt werden, die durch stumpfere Kan-

ten und geglättete Oberflächen charakterisiert werden.

Eine unterschiedlich lange Lagerung auf der Geländeoberfläche vor der Sedimentation der Artefakte, chemische, diagenetische Prozesse, aber auch unterschiedliche Einbettungsmilieus können für die dokumentierten Unterschiede verantwortlich sein. Darüber hinaus können Artefakte auch durch Transportvorgänge abradert werden. Der ungewöhnlich frische Erhaltungszustand einiger Steingeräte verweist auf die syngenetische Ablagerung von Artefakten mit dem einbettenden Milieu.

Inwiefern die Abrasion verschiedener Steingeräte am Kärlicher Seeufer Ergebnis diagenetischer Prozesse ist, kann aufgrund der Inhomogenität der fundführenden Sedimente und der geringen Funddichte der Steinartefakte nicht eindeutig geklärt werden. Die Unterschiede in der Oberflächenerhaltung könnten jedoch am ehesten auf Unterschiede in der „Lebensgeschichte“ von Teilen des lithischen Ensembles verweisen. Allerdings zeigen Steingeräte gleicher Machart auch, daß es sich nicht um ein willkürlich zusammengewürfeltes Inventar handeln kann. Vor allem unter den bifaziell bearbeiteten Stücken finden sich solche, die nach gleichem Prinzip bearbeitet wurden. Dazu zählen z. B. die bereits erwähnten Faustkeile sowie Cleaver aus devonischem Quarzit. Aber auch unter den Abschlaggeräten finden sich Schaber gleicher Machart, gefertigt aus gleicher Rohmaterialvarietät (z. B. Abb. 5: 6, 7). Die Zusammenpassung von drei einfachen unmodifizierten Abschlägen unterstreicht diesen Aspekt ebenfalls (Abb. 5: 3).

Abschließend sei auf einen patinierten Abschlag aus Teritärquarzit verwiesen, dem ein hölzerner Rest auf der Dorsalfäche anhaftet (Abb. 5: 4), der in früheren Beiträgen (vgl. z. B. KRÖGER et al. 1991) als Teil einer Schäftung interpretiert worden war. Hinweise sprechen gegen diese Interpretation. Der betreffende Abschlag stammt aus einem Bereich der Grabung, der durch erhebliche Eisenausfällungen charakterisiert ist. Aus gleichem Grabungsabschnitt stammen zahlreiche, oftmals vollständige, aber sicherlich nicht artifiziell modifizierte Gerölle unterschiedlicher Größe, denen ebenfalls Holzreste anhaften. Eisenausfällungen verbinden die Holzreste mit den Geröllen, die niemals in Verdacht standen, gerschäftet gewesen zu sein. Der betreffende Abschlag zeigt zahlreiche Bestoßungen, die von der Interaktion des Artefakts mit dem umgebenden Milieu zeugen, so daß das Anhaften des Holzrestes am ehesten auf diagenetische Prozesse zurückgeführt werden kann. Zusammenfassend muß das Artefaktmaterial vom Kärlicher Seeufer als selektiver Ausschnitt eines ursprünglich weitaus umfassenderen Ensembles betrachtet werden, das durch Artefakte mit unterschiedlicher „Lebensgeschichte“ bereichert worden

sein könnte. Steingeräte sind aus älteren Abschnitten der Kärlicher Pleistozänabfolge bekannt geworden. Sichere Artefakte stammen aus dem Abschnitt G und wurden in verschiedenen Bereichen der Kärlicher Tongrube aufgesammelt (KULEMEYER 1988, VOLLBRECHT 1992). Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß das lithische Ensemble z. B. durch Artefakte aus älteren Abschnitten der Kärlicher Tongrube bereichert wurde.

7 Das faunistische Material

Vom Fundplatz Kärlich-Seeufer stammen insgesamt 1162 Knochen und Knochenfragmente. Mit einem Anteil von 27 % konnte nahezu ein Drittel des faunistischen Materials taxonomisch zugewiesen werden. Das Faunenspektrum umfaßt folgende Arten:

Tab. 2: Faunengemeinschaft am Fundplatz Kärlich Seeufer. MNI (Minimum number of individuals), NISP (Number of identified specimens per taxon). * 161 kleine Elfenbeinfragmente blieben bei der Zählung unberücksichtigt.** Das Rentier wird nur durch den basalen Teil einer Abwurfstange repräsentiert.

	MNI	NISP
<i>Panthera leo</i> ssp.	1	3
<i>Elephas antiquus</i>	8	131*
<i>Equus</i> sp.	1	4
<i>Sus scrofa</i>	1	3
<i>Cervus elaphus</i>	1	18
<i>Rangifer</i> sp.	(1)**	1
<i>Bos</i> vel <i>Bison</i>	4	26

Die Fauna ist durch das Auftreten klimatisch anspruchsvoller Arten wie *Elephas antiquus* und *Sus scrofa* charakterisiert. Vor allem *Elephas antiquus* gilt als typisch interglaziales Faunenelement, weil die Art in warmzeitlichen Faunen Mitteleuropas häufig vertreten ist, in kaltzeitlichen Ensembles hingegen fehlt (KURTÉN 1968).

Auch *Sus scrofa* wird gemeinhin als typischer Vertreter interglazialer Umweltverhältnisse betrachtet, obwohl die Gattung *Sus* auch aus kaltzeitlichen Faunengesellschaften bekannt geworden ist (DELPECH & HEINTZ 1976). Das Auftreten von *Sus scrofa* und *Elephas antiquus* spricht zunächst für eine bewaldete Umgebung und könnte somit auf einen warmzeitlichen Kontext verweisen. Außergewöhnlich ist indes der Nachweis von *Rangifer* sp. *Rangifer tarandus* ist im Neuwieder Becken erstmals aus saalezeitlichen Ablagerungen am Vulkan Schweinskopf bekannt geworden (TURNER 1989). Das Auftreten von *Rangifer tarandus* spricht im allgemeinen gegen einen interglazialen Kontext. Insofern könnte angenommen werden, daß das Kärlicher Geweihfragment als umgelagerter Sedimentbestandteil Eingang

in die Faunenakkumulation fand. Allerdings korrespondiert der Beleg von *Rangifer* mit dem Auftreten kaltzeitlicher Florenelemente im pollenanalytischen Nachweis der Fundstelle. Zum Zeitpunkt der Ablagerung der fundführenden Sedimente war das klimatische Optimum der Warmzeit bereits überschritten. Eine stetige Abnahme der Bewaldung bzw. Entwaldung des Gebietes ist evident. Die Resultate der Pollenanalyse belegen das schwierig zu interpretierende Auftreten von *Larix* bereits an der Basis der Fundschicht. *Larix* tritt normalerweise erst sehr spät am Übergang zu Kaltzeiten auf (BITTMANN 1991). Nachweise von der süddeutschen Fundstelle Rottenburg-Siebenlinden (STEPHAN 1993, HAHN et al. 1993) sowie von den Abris Bettenroder Berg IX und Abris Sphinx II, Lkr. Göttingen (mündl. Mitt. K. GROTE 1994) zeugen außerdem vom Auftreten des Rentiers in borealen und präborealen Zusammenhängen. Am Fundplatz Rottenburg-Siebenlinden tritt *Rangifer tarandus* zusammen mit einer Waldfauna auf. Inwiefern das Rentier am Fundplatz Kärlich-Seeufer, zusammen mit den anderen nachgewiesenen Arten eine homogene Faunengesellschaft bildete, kann abschließend nicht geklärt werden.

Die qualitative Erhaltung der Fauna taugt nicht zur Eingrenzung der geochronologischen Position der Fundstelle. Es kann weder geklärt werden, welche *Panthera*-Art durch das Faunenmaterial repräsentiert wird, noch ob es sich am Kärlicher Seeufer um coronates oder acoronates Rotwild handelt. Insofern bleibt die Frage nach dem pre- oder post-holsteinzeitlichen Charakter der Fauna ungeklärt.

Nur die Elefantenreste sollen im folgenden detailliert angesprochen werden.

Elephas antiquus (FALCONER & CAUTLEY, 1845)

Reste von *Elephas antiquus* dominieren im Faunenmaterial des Kärlicher Seeufers. Vom Oberschädel haben sich mehrere Stoßzahnfragmente, darunter das distale Fragment eines jungen Individuums (Länge 16 cm, Durchmesser an der breitesten Partie des Zahnes 47,0 cm [TURNER 1989]) sowie ein proximal leicht beschädigtes komplettes Stück eines erwachsenen Tieres (laterale Länge 231 cm, größter Umfang proximal 57,0 cm [TURNER 1989]) erhalten. Drei weitere Stoßzähne sind wegen Konservierungsarbeiten z. Zt. unzugänglich. Aus dem Oberkiefer von *Elephas antiquus* lagen insgesamt 9 Molaren zur Bearbeitung vor, deren morphometrische Charakteristika in der Tabelle 3 zusammengefaßt werden.

Auf die detaillierte Beschreibung einzelner Molaren soll hier verzichtet werden, erwähnt sei jedoch, daß mehrere Zähne von ein und demselben Individuum stammen. So zeigt die Occulusfläche des M2KäOI1 Merkmale des letzten Abkaugegrades, während die Abrasionsmerkmale des M3KäI 1/1 gering sind. Nur vier Molarlamellen waren zum Zeitpunkt des

Tab. 3: Oberkiefermolaren von *Elephas antiquus* der Fundstelle Kärlich-Seeufer. (L) Länge, (B) Breite, (H) Höhe, (LA) Anzahl der Lamellen, (SD) Schmelzdicke, (LF) Lamellenfrequenz. Angaben in mm. Zur Beschreibung der Maße vgl. MAGLIO (1973: 8-13). *¹ Die stratigraphische Zuweisung dieser Molaren zum fundführenden Sedimentpaket ist nicht gesichert, da die Stücke vor Grabungsbeginn geborgen wurden.

	L	B	H	LA	SD	LF
KäOI1	143,0+	91,3	-	+7-	x=3,04	5,1
M2 dex.		(3)			n=7	
Kä 1/1	262,0+	80,7	190,0	13-	x=3,16	5,2
M3 dex.		(2)	(5)		n=5	
Käl21/18/36	300,5	83,1	185,0	+13	x=2,07	5,2
M3 sin.		(4)			n=10	
Kä21/18/24	320,0	83,5	-	+14	x=2,5	4,9
M3 dex.		(5)			n=10	
Kä117/22/5	215,9+	91,7	-	+12	-	4,5
M3 dex.		(4)				
Käl26/25/1	265,5	79,5	-	12+	-	5
M3 dex.		(2)				
Käl25/21/43	96,3	64,3	-	-	x=2,05	-
Dp4 dex.						
Käl27 ¹	193,0+	73,0	173,0	-11	x=2,7	(5,5)
M2 sin.		(4)	(7)			
Käl28 ¹	65,0+	70,0	-	-6-	-	
M2 sin.		(1)				

Todes dieses Tieres in Benutzung (Abb. 6). Auch die Occlusalflächen der Molaren KÄ126/18/36 und Kä121/18/24 (Abb. 7, Abb. 8) zeigen die gleichen Abrasionserscheinungen. Beide Zähne stammen wahrscheinlich ebenfalls von ein und demselben Tier.

Verwiesen sei auch auf den Molar Kä125/21/43 (Abb. 9), ein dp4 aus der rechten Oberkieferhälfte. Die Occlusalfläche dieses Zahnes zeigt ein fortgeschrittenes Stadium der Abnutzung. Alle erhaltenen Schmelzfalten sind zu einer Figur verschmolzen. Es hat sich eine nahezu glatte Kaufläche gebildet, der

Schmelz ragt kaum über Dentin und Zahnzement. Die Lamellen nehmen fast die gesamte Kaufläche ein und das Zwischenzement bildet nur noch einen schmalen Streifen. An diesem Molar läßt sich nur noch eine Wurzel beobachten, die übrige Zahnschubstanz ist resorbiert.

Weiterhin stammt vom Schädel der mediale Teil eines Oszygomaticum einer rechten Schädelhälfte.

Unterkiefer

Aus dem Unterkiefer lagen vier isolierte Molaren zur Bearbeitung vor.

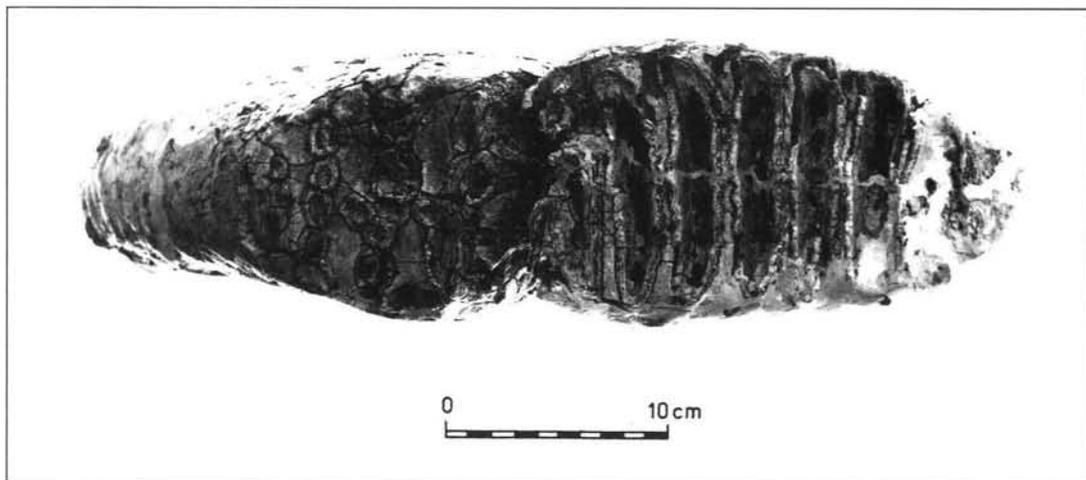


Abb. 6: *Elephas antiquus*. M² dex. KäOI1 und M³ dex. Kä11/1 von occlusal.
 Fig. 6: *Elephas antiquus*. M² dex. KäOI1 and M³ dex. Kä11/1 occlusal views.

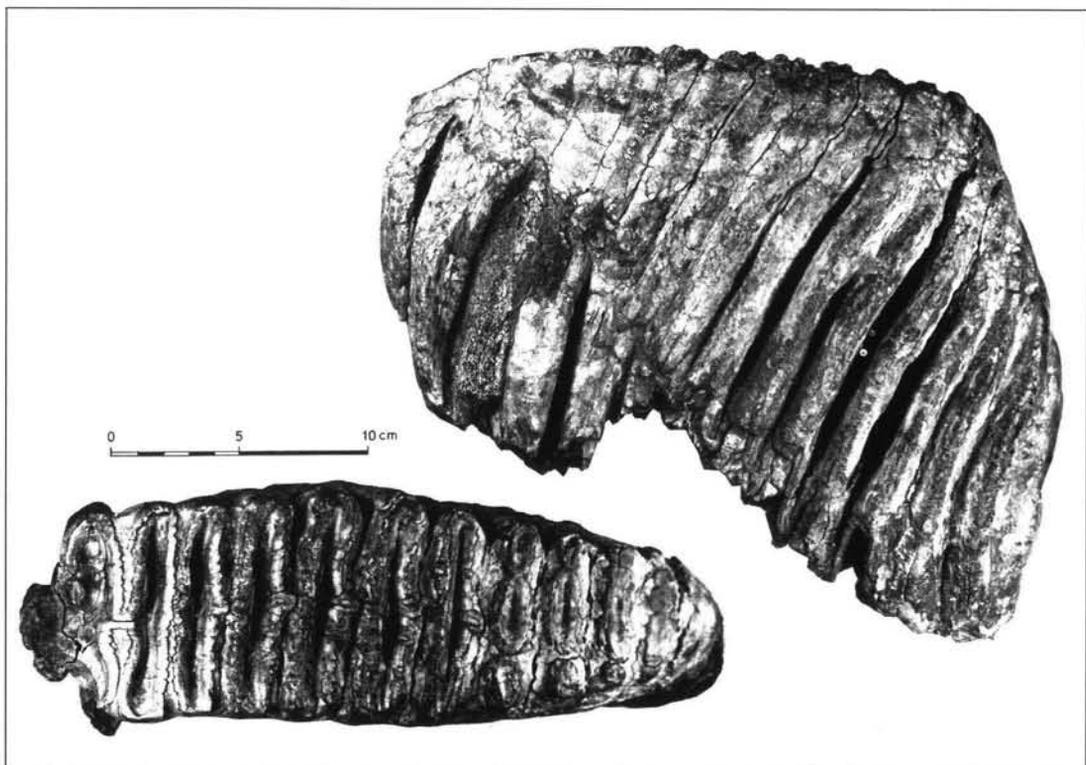


Abb. 7: *Elephas antiquus*. M³ sin. Kä121/18/36 von occlusal und lingual.
 Fig. 7: *Elephas antiquus*. M³ sin. Kä121/18/36 occlusal and lingual views.

Außer isolierten Molaren liegt ein vollständiger Unterkiefer mit M3 sin. und dex. vor. Dieses Stück wird zur Zeit konserviert, die Vermessung der Molaren war insofern problematisch und es konnten nur einige Maße von einem der Zähne genommen werden (vgl. Tab. 4, Kä87/301). Zusammen mit den Ober-

kiefermolaren Kä121/18/24 und Kä121/18/36 (Abb. 7, Abb. 8) repräsentiert dieser Fund ein Individuum. Auch in diesem Zusammenhang soll von einer detaillierten Beschreibung der Molaren abgesehen werden. Verwiesen sei lediglich auf den M3Kä124/21/60 (Abb. 10). Der Molar stammt aus der

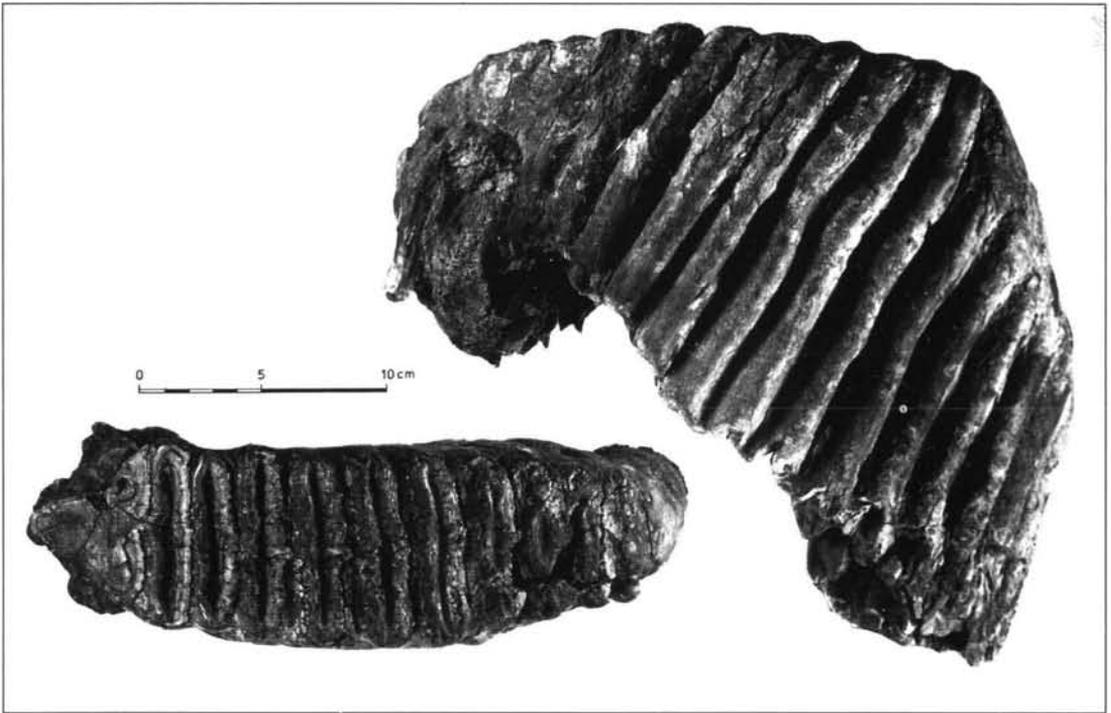


Abb. 8: *Elephas antiquus*. M³ dex. Kä121/18/24 von occlusal und buccal.
 Fig. 8: *Elephas antiquus*. M³ dex. Kä121/18/24 occlusal and buccal views.

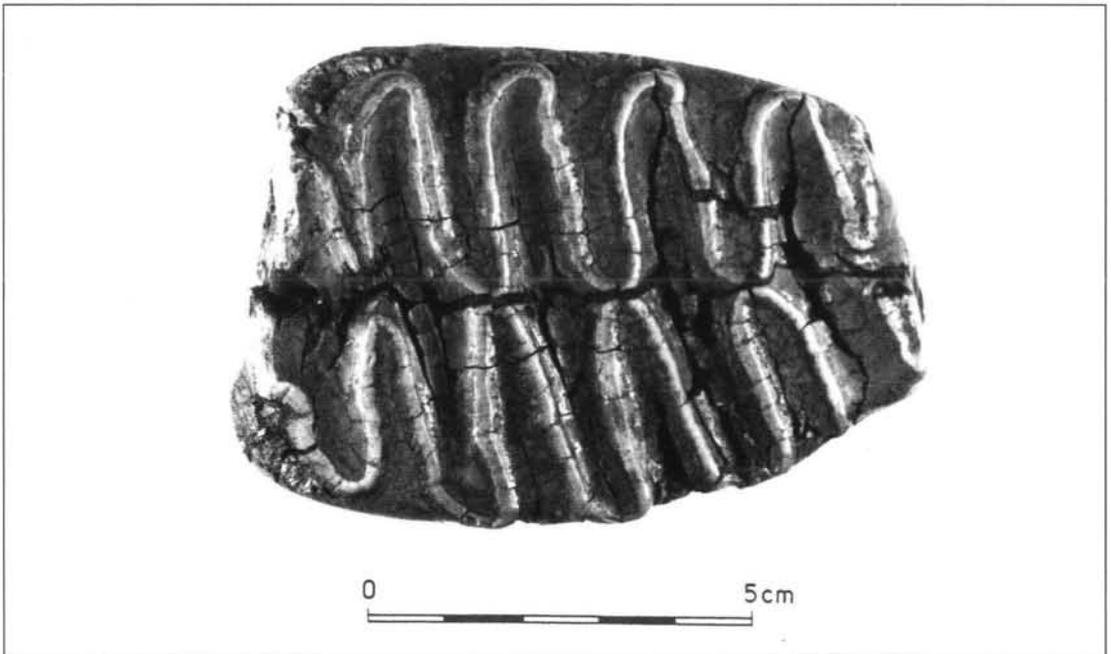


Abb. 9: *Elephas antiquus*. Dp4 Kä125/21/43 von occlusal.
 Fig. 9: *Elephas antiquus*. Dp4 Kä125/21/43 occlusal view.

rechten Hälfte eines Unterkiefers und ist vollständig erhalten. Auf der Kaufläche zeigen die Lamellen III, IV und V Mittelzacken, die sowohl nach anterior als auch nach posterior gerichtet sind. Das posterior gelegene Ende der Kaufläche ist unter dem Deckzement verborgen. Der Zahnschmelz ist glatt und nur

Tab. 4: Isolierte Molaren des Unterkiefers vom Fundplatz Kärlich-Seeufer. (L) Länge, (B) Breite, (H) Höhe, (LA) Anzahl der Lamellen, (SD) Schmelzdicke, (LF) Lamellenfrequenz. Angaben in mm. Zur Beschreibung der Maße vgl. MAGLIO (1973: 8-13) *¹ Die stratigraphische Zuweisung dieser Molaren zum fundführenden Sedimentpaket ist nicht gesichert, da die Stücke vor Grabungsbeginn geborgen wurden.

	L	B	H	LA	SD	LF
Kä87/301	-	73,0	-13	5,1	x=3,9	-
M3		(6)			n=7	
Kä122/20/4						
M3 sin.	269,2	64,7	111	+12	x=2,3	5,0
		(6)			n=8	
Kä128/24/2						
M sin.	76,5+	82,3	-	-4-	x=2,5	-
					n=3	
Kä124/21/60						
M3 dex.	352	91,7	140,6	17	x=2,8	5,0
Käl30*1						
	99,0+	73,0	131,0	6-	-	(6)
M3 sin.		(2)				
Kä88*1						
	-	-	-	-3-	3,2	-
M3 sin.						

gelegentlich wenig geperrt. Die Wurzeln sind bis zur Lamelle VI nahezu geschlossen, ansonsten jedoch weit geöffnet. Auffallend ist eine Anomalie in der Stellung der anterior gelegenen Wurzelpartie. Im Bereich der Lamelle III und IV scheint die Wurzel partiell resorbiert. Die verbleibende Substanz ist als Wulst ausgebildet, die sich beidseitig nach posterior auf die lingual und buccal gelegenen Flächen des Zahnes geschoben hat. Mit dieser Wurzelveränderung geht das starke Einziehen der anterior gelegenen Wurzel nach posterior einher. Die anomale Wurzelstellung könnte durch eine Verletzung mit nachfolgender verheilte Entzündung am Unterkiefer hervorgerufen worden sein.

An den Molaren vom Fundplatz Kärlich-Seeufer können häufig Hypoplasien beobachtet werden (vgl. Abb. 7). Die Ursache für Hypoplasien kann in Stoffwechselstörungen oder krankhaften Veränderungen des Zahnes liegen.

Da hypoplasieartige Rillen an *Elephas antiquus*-Molaren häufig beobachtet werden (GUENTHER 1978, 1989), muß offen bleiben, inwieweit es sich hier um eine pathologische Veränderung handelt.

Insgesamt fällt bei der morphologischen Betrachtung der Molaren vom Fundplatz Kärlich-Seeufer deren Robustheit auf. Es handelt sich um ein Merkmal, das durch vergleichende Analysen mit Molaren anderer mittel- und jungpleistozäner Fundstellen weiter verifiziert werden kann (GAUDZINSKI 1995a). Der Vergleich mit *Elephas antiquus*-Molaren anderer interglazialer Fundstellen wie Swanscombe (GB), Bilzingsleben (D), Steinheim (D) und eemzeitlichen Travertinen des Weimarer Stadtgebietes zeigte, daß die Kärlicher M3 sup. und inf. deutlich außerhalb der Spannbreite von Molaren anderer mittel- und jungpleistozäner Fundstellen liegen. Bei vergleichbarer Lamellenanzahl bzw. Lamellenfrequenz sind die Molaren vom Kärlicher Seeufer durch erheblich höhere Zahnängen charakterisiert.

Stammskelett

Vom Stammskelett liegen zwei vollständige Cervicalwirbel sowie das Fragment eines weiteren Halswirbels vor. Weiterhin sind zwei Thoracalwirbel überliefert, zwei weitere Brustwirbel haben sich in

fragmentiertem Zustand erhalten. Bei einem weiteren Fund, Kä123/24/16, handelt es sich um ein dorsales Fragment, das bis zum Ansatz des Wirbelkörpers erhalten ist. Die Epiphysenfuge zum Körper war zum Zeitpunkt des Todes dieses Tieres nicht verwachsen. Ein anderer Brustwirbel wird durch eine pathologisch deformierte Spina vertreten:

Tab. 5: Wirbel von *Elephas antiquus* vom Fundplatz Kärlich-Seeufer. (GH)= Größte Höhe, (GBd) Größte Breite dorsal, (GBv) Größte Breite ventral. Angaben in mm. * Funde ohne Inventarnummern. Vermessung nach v. d. DRIESCH (1976).

Cervicalwirbel	GH	GBd	GBv
Kä55/85/5	277	-	-
Kä73/55/5	293	414	241
Thoracalwirbel			
KäO.I.*	750		
KäO.I.*	750		

Die Cervicalwirbel sind in ihrer Höhe relativ niedrig. Vergleicht man die Höhe von Halswirbeln anderer Waldelefanten (wie z. B. Kiesäcker 72, Gröbern I, Riano, Crumstadt und Gröbern II) zeigt sich, daß die Kärlicher Wirbel in ihrer Höhe am ehesten mit denen weiblicher Tiere verglichen werden können (vgl. KROLL 1991, Tab. 24-28).

Vom Becken haben sich insgesamt 4 Fragmente erhalten, die aus dem Bereich des Osiliums stammen. Der Rumpf wird weiterhin durch 7 Rippenbruchstücke mit einer Länge von 250 mm bis 820 mm vertreten. Vom Stylopodium ist ein stark beschädigtes Bruchstück eines distalen Femurs erhalten. Die Epiphyse war zum Todeszeitpunkt nicht verwachsen. Das Zeugopodium ist durch die Diaphyse einer linken Tibia belegt. Der Umfang beträgt 230 mm und könnte von einem jüngeren Tier stammen (vgl. KROLL 1991). Das Distalfragment einer rechten Fibula zählt ebenfalls zu den Stücken, die aus dem Bereich des Zeugopodiums erhalten sind. Bruchstücke zweier Fußwurzelknochen liegen aus dem Bereich des Autopodiums vor.

Altersangaben

Analog zu rezenten Elefantenpopulationen können auch für pleistozäne Elefanten Altersbestimmungen durchgeführt werden. Allerdings können Abrasionserscheinungen an Molaren und das Postcranialskelett nur Hinweise auf das Sterbealter der Tiere liefern. Die hohe Lebenserwartung der Elefanten (vgl.

HAYNES 1991), geschlechtsspezifische oder populationspezifische Unterschiede beim Durchbruch der Molaren (HANKS 1969, FATTI et al. 1980) erschweren rezente Studien erheblich.

LAWS Untersuchung (1966) beschreibt dreißig Altersklassen für *L. africana*, die durch das Fortschreiten von Eruption und Abrasion der sechs Zähne jedes Unterkiefers gekennzeichnet sind. Eine unpublizierte Studie befaßt sich ebenfalls mit Altersbestimmungskriterien anhand von Molaren (CRAIG zitiert in HAYNES 1991). HAYNES (1991) vergleicht die Ergebnisse beider Untersuchungen miteinander und zeigt, daß sich die Altersschätzungen für Zähne mit gleichen Abrasionsmerkmalen um bis zu 7 Jahre unterscheiden können. Da taxonomische, morphologische und ökologische Unterschiede zwischen *L. africana* und *E. antiquus* bestehen, liefern diese Studien in jedem Fall nur Anhaltspunkte für das Alter pleistozäner Elefanten.

Die Altersschätzungen, die nach den Maßgaben LAWS (1966) und CRAIGS (vgl. HAYNES 1991) für die Molaren vom Fundplatz Kärlich-Seeufer ermittelt wurden, werden in der folgenden Tabelle gegenübergestellt:

Tab. 6: Vergleich der Alterszuweisungen der Molaren von *Elephas antiquus* vom Fundplatz Kärlich-Seeufer nach LAWS (1966) und CRAIG (vgl. HAYNES 1991).

Molar	Laws (1966)	Craig (vgl. HAYNES 1991)
Kä125/21/43	8 (+2) Jahre	ca. 6 (+2) Jahre
Käl17/22/5	28 (+2) Jahre	ca. 23 (+4) Jahre
KäOII	32 (+2) Jahre	ca. 29 (+4) Jahre
Kä11/1	32 (+2) Jahre	ca. 29 (+4) Jahre
Kä128/25/1	34 (+2) Jahre	ca. 31-33 (+2) Jahre
Kä124/21/60	43 (+2) Jahre	ca. 39-42 (+3) Jahre
Kä121/18/24	47 (+2) Jahre	ca. 47-48 (+3) Jahre
Kä121/18/36	47 (+2) Jahre	ca. 47-48 (+3) Jahre
Kä87/301 (vgl. Turner 1991)	47 (+2) Jahre	ca. 47-48 (+3) Jahre (Unterkiefer)
Kä122/20/4	47 (+2) Jahre	ca. 47-48 (+3) Jahre

Altersbestimmungen anhand des Postcranialskeletts sind bei Elefanten ebenfalls schwierig. Der Zeitpunkt des Epiphysenverschlusses ist extrem variabel und von Geschlecht (HAYNES 1985), Gattung (ROTH 1984) und der Sozialstruktur der Tiere abhängig

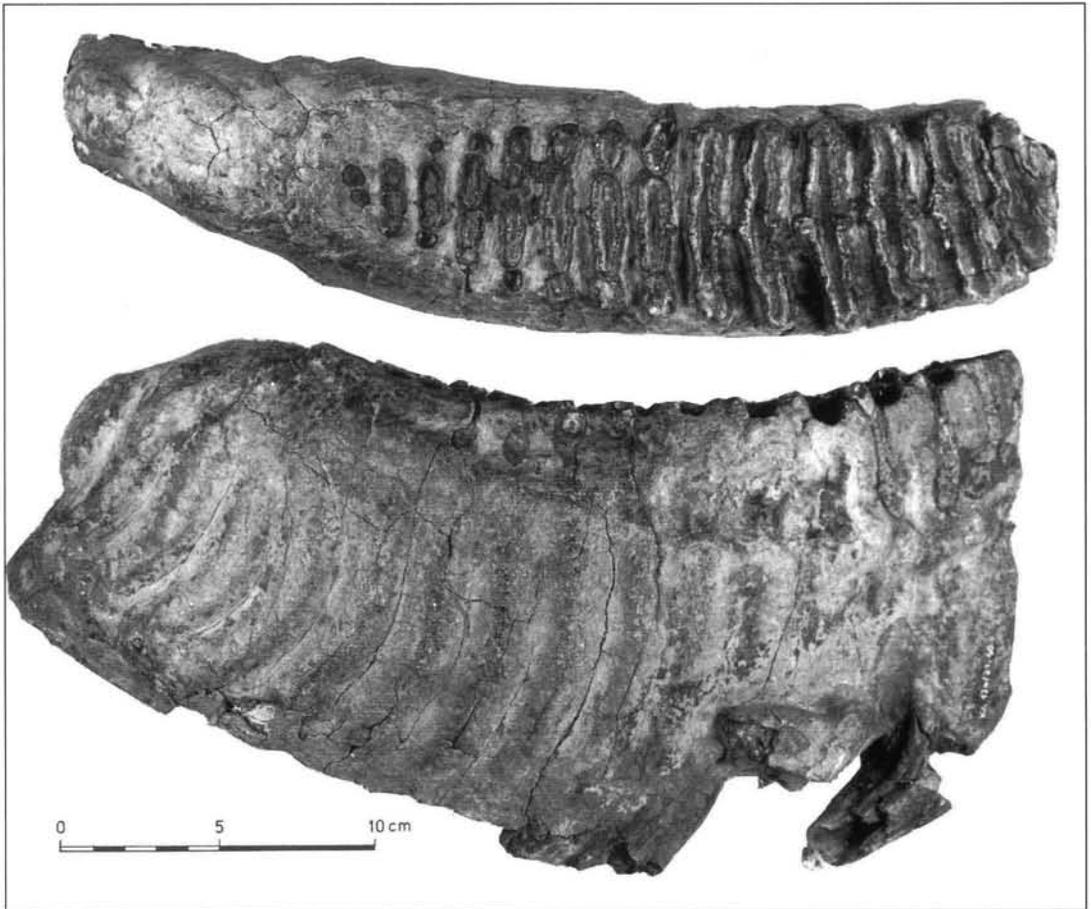


Abb. 10: *Elephas antiquus*. M₃ Kā124/21/60 von occlusal und buccal.
 Fig. 10: *Elephas antiquus*. M₃ Kā124/21/60 occlusal and buccal views.

(HAYNES 1991). Grobe Richtlinien für den Zeitpunkt des Epiphysenschlusses liegen zwar vor (z. B. HAYNES 1991, Tab. A 15), ermöglichen jedoch nur eine ungenaue Alterszuweisung.

Die übrigen am Kärlicher Seeufer vertretenen Tierarten werden nur durch wenige Fragmente überliefert. Nur *Cervus elaphus* und *Bos/Bison* sind durch mehr als 10 Elemente vertreten. Bei den Resten von *Cervus elaphus* handelt es sich im wesentlichen um Geweihfragmente. *Bos/Bison* wird hauptsächlich durch Metapodien repräsentiert. Schädelfragmente, das vollständige Becken eines ca. 7jährigen männlichen Tieres sowie Wirbel sind ebenfalls belegt.

Zur Taphonomie des Faunenmaterials

Berücksichtigt man die komplexe Genese der fundführenden Sedimente durch „debris-flows“, gilt es zunächst zu überprüfen, inwieweit die Faunenreste solche oder ähnliche Prozesse widerspiegeln. Dazu sollen zunächst die abiotischen Merkmale des Kärlicher Knochenensembles kurz angesprochen werden. Das Faunenmaterial ist durch unterschiedliche

klimatische Oberflächenverwitterung gekennzeichnet. Es treten stark verwitterte (BEHRENSMEYER 1978, Stadium 5-6), mäßig verwitterte (BEHRENSMEYER 1978, Stadium 3-4) und unverwitterte Knochen zu nahezu gleichen Teilen auf. Diese Oberflächenveränderung ist unabhängig von der Tierart und ist an keine Größenfraktion gebunden.

Abrasionsmerkmale wurden ebenfalls qualitativ und quantitativ untersucht. Es dominieren stark abradierete Faunenreste; unabradierete bzw. mäßig abradierete Knochen (Abb. 11) treten jedoch ebenfalls auf (vgl. SHIPMAN 1981, fig. 5.7). Es lässt sich kein direkter Zusammenhang zwischen der Größe eines Knochens, dem Abrasionsgrad und der repräsentierten Tierart aufzeigen.

Der Großteil des taxonomisch determinierten Faunenmaterials ist, abgesehen von Langknochen des *E. antiquus*, mehr oder weniger vollständig erhalten, der Anteil an Schaffragmenten von Langknochen gering. Knochenfragmente mit Spirallbrüchen treten mit nur 5 Stücken auf. Der Großteil des Fundmaterials ist durch starke Fraktionierung, in Form

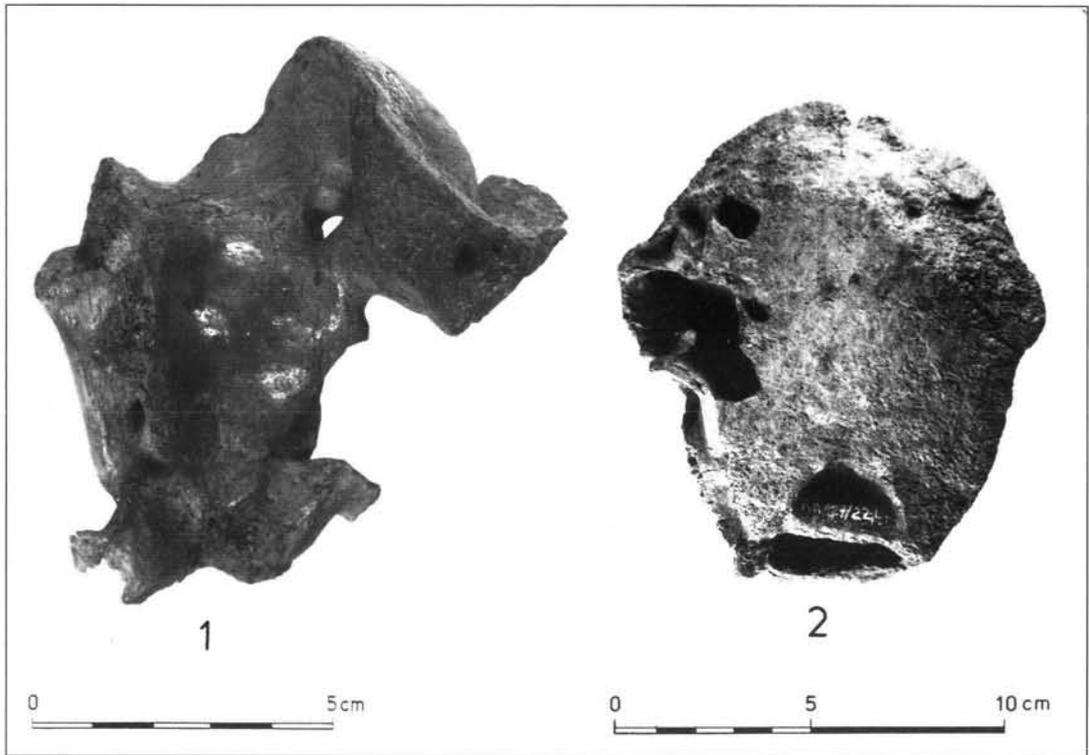


Abb. 11: Schädelfragmente in unterschiedlichen Abrasionsstadien. 1. Schädelfragment von *Bos/Bison*, 2. abradiertes Schädelfragment: Knochengeriöll.

Fig. 11: Skull fragments showing differing abrasional stages. 1. Skull fragment from *Bos Bison*, 2) abraded skull fragment: bone pebble.

vertikal/horizontal zur Knochenstruktur verlaufender Bruchkanten gekennzeichnet, die auf starke Sedimentverdichtungen verweisen.

Durch Abrasion werden Knochen geglättet und poliert. Für diese Oberflächenveränderung kann die Bewegung in steinigem, sandigem Sediment angenommen werden. Bei stark fragmentiertem Material kann eine solche Erosion auch zur Materialzerkleinerung führen. Verrottungsspuren an Knochen gelten gemeinhin als Indikator für den Zeitraum zwischen der Disartikulation des Knochens vom Skelett und der endgültigen Einsedimentierung (BEHRENSMEYER 1991). Unter Berücksichtigung dieses Aspektes können Knochen mit stark abradierten Oberflächen als „ältere“ Elemente und solche ohne Abrasionsmerkmale als „jüngere“ Komponenten einer Faunengemeinschaft interpretiert werden. Wieder konnte durch die detaillierte Analyse der Befundsituation gezeigt werden, daß Abrasion an Knochen des Kärlicher Seeufers unabhängig vom einbettenden Sediment auftritt. Klimatisch bedingte Verwitterungsmerkmale könnten ebenfalls einen Hinweis auf den Zeitraum liefern, den Knochen vor ihrer Einbettung auf der Oberfläche gelegen haben. Detaillierte Analysen belegen auch hier das Nebeneinander verwitterter und unverwitterter Skelettelemente im archäologischen Befund.

Das Nebeneinander stark beanspruchter und unbeanspruchter (Abb. 11) Skelettelemente zeigt, daß sich die Knochen offenbar durch unterschiedliche „Lebensgeschichten“ auszeichnen, die als Reflektion einer allochthonen Grabgemeinschaft interpretiert werden können. Das charakteristische Merkmal allochthoner Thanatocoenosen ist der vorherige Transport oder die Verfrachtung von Leichen oder Leichenteilen vor der endgültigen Einbettung. Allochthone Thanatocoenosen setzen sich zumeist aus toten Wesen unterschiedlicher Lebensgemeinschaften zusammen (MÜLLER 1951). Gleiches ist auch für die Grabgemeinschaft des Kärlicher Seeufers zu postulieren. Abrasionsmerkmale, aber auch gleichgerichtet verlaufende Schrammen und Kratzer auf un-abradierten Oberflächen verschiedener Knochen, aber auch die Anwesenheit von Knochengeriöllen zeugen vom Zusammenwirken von Knochen und Sedimenten. Wahrscheinlich gelangte der Großteil der Skelettelemente durch Sedimenttransport zur Fundstelle. Um zu klären, ob es sich bei den überlieferten Skelettelementen um Reste hominider und/oder tierischer Subsistenzstrategien handelt, sollen sich weitere Überlegungen anschließen. An keinem der Kärlicher Skelettelemente können Spuren menschlicher Einflußnahme, in Form von

Schnitt- oder Schlagspuren, beobachtet werden. Sollten Hominiden auf die gesamte oder auf einen Teil der Kärlich-Seeufer-Thanatocoenose eingewirkt haben, so kann dies nur aus indirekten Hinweisen, wie z. B. der Skeletteilpräsenz (BINFORD 1981, BLUMENSCHINE 1986, LYMAN 1992) oder der Alterszusammensetzung (STINER 1994), geschlossen werden. Die Untersuchung beider Aspekte wird aufgrund der rudimentären Überlieferung der Faunenreste stark erschwert.

So zeigte die Untersuchung der Skeletteilpräsenz (GAUDZINSKI 1995a), daß die selektive Überlieferung der Tierkarkassen offenbar nicht als das Ergebnis diagenetischer *in situ*-Zerstörungsprozesse interpretiert werden kann. Bei diagenetisch bedingter Knochenzersetzung werden in der Regel Elemente begünstigt, die sich durch eine hohe Knochendichte auszeichnen (z. B. Zähne, Metapodien, Hand- oder Fußwurzelknochen, vgl. BEHRENSMEYER 1975, LYMAN 1994). Gerade bei den Boviden läßt sich das Nebeneinander von Knochen mit hoher Dichte (z. B. Zähne, Metapodien) neben solchen geringer Dichte (vollständige Wirbel und Becken) beobachten (vgl. KREUTZER 1992). Eine solche qualitative und quantitative Selektion der Skelettelemente könnte wiederum die zuvor geäußerte Annahme von der allochthonen Thanatocoenose unterstreichen. Aussagen, inwiefern hier menschliche oder tierische Subsistenzstrategien reflektiert sind, können nicht getroffen werden.

Gleiches gilt für die Interpretation der Alterszusammensetzung, die lediglich für die Elefanten versucht wurde. Zur Interpretation der Alterszusammensetzung von Elefantenpopulationen wurde eine Einteilung der Lebenserwartung in 12 Jahre währende Phasen vorgeschlagen (HAYNES 1991). Die einzelnen Phasen entsprechen verschiedenen charakterisierten Abschnitten im Leben eines Elefanten wie z. B. dem Einsetzen der Geschlechtsreife (Beginn der Altersklasse 2), dem Beginn der Reproduktion (Beginn der Altersklasse 3) oder dem Höhepunkt der Reproduktivität (Beginn der Altersklasse 4). Eine solche Einteilung hat den Vorteil, daß die problematische jahrgenaue Alterszuweisung der Elefanten bei der Interpretation der Daten in den Hintergrund rückt. Das Altersprofil für die Elefanten vom Fundplatz Kärlich-Seeufer ist musterlos (vgl. Tab. 6) und kann daher auch nicht im Sinne menschlicher Verhaltensmuster interpretiert werden (vgl. dazu auch HAYNES 1991: 217, Altersprofil Typ D).

Auf den Knochen vom Fundplatz Kärlich-Seeufer lassen sich zwar keine Spuren menschlicher Aktivitäten erkennen, biotische Veränderungen durch Carnivoren sind indes zahlreich belegt (GAUDZINSKI 1995a).

Zusammenfassend liefert die Kärlicher Thanatocoenose keinen Hinweis auf menschliche Einflußnah-

me. Schnitt- und Schlagspuren fehlen und das Faunenensemble ist von einer selektiven Überlieferung gekennzeichnet. Die qualitative und quantitative Zusammensetzung der Faunenakkumulation läßt sich ebenfalls kaum interpretieren. Dagegen ist eine starke Modifikation der Thanatocoenose durch Carnivoren evident. Veränderungen auf den Knochenoberflächen, wie Abrasionsmerkmale und die Anwesenheit von Knochengeröllen, lassen ein intensives Transportgeschehen plausibel erscheinen.

8 Die Holzreste

Vom Fundplatz Kärlich-Seeufer konnten insgesamt ca. 12 000 Holz- sowie zahlreiche Fruchtreste geborgen werden. Neben gut erhaltenen Stücken fand sich ebenso stark zersetztes, z. T. verkieseltes Holz. Baumstämme und Asthölzer sind in unterschiedlicher Ausprägung überliefert. Stubben fehlen vollständig, Wurzelhölzer sind dagegen zahlreich belegt. Der Großteil der Holzreste ist durch Sedimentdruck verändert.

Die Baumstämme sind abgeflacht und zeigen einen spitzovalen Querschnitt. Kleinere Asthölzer sind weniger von einer Veränderung durch Druck betroffen. Einige der Hölzer sind durch Insektenbefall gekennzeichnet. Soweit Verfassererkenntnis reicht, handelt es sich dabei am ehesten um Fraßgänge des Prachtkäfers *Buprestis* sp. (vgl. KLINGER & v. KOENIGSWALD 1984, KLINGER 1988).

Der Großteil der Hölzer fällt in die Größenklasse unter 10 cm, es konnten jedoch ebenso Baumstämme mit einer Länge von 6,50 geborgen werden. Die holzanatomischen Bestimmungen wurden von F. BITTMANN durchgeführt. Unter den Hölzern konnten folgende Taxa wie nach Tab. 7 bestimmt werden.

Reste von Tannen dominieren das Holzspektrum mit nahezu 60%, gefolgt von Resten der Eiche. Die Akkumulation setzt sich zum großen Teil, unabhängig von der Holzart, aus Fragmenten mit einer Größe unter 10 cm zusammen. Die gleichartige Fragmentation der Holzarten legt nahe, daß die Gesamtheit der Hölzer gleichartigen taphonomischen Prozessen unterworfen war. Mit Ausnahme der Tanne geht, mit der Abnahme in der Fundhäufigkeit der einzelnen Holztypen, eine Abnahme im Längen-, Breiten- und Dickenverhältnis einher.

Wie dendrochronologische Untersuchungsergebnisse durch H. H. LEUSCHNER plausibel erscheinen lassen, repräsentieren die Holzreste insgesamt nur wenige Individuen. Die Ergebnisse zeigen darüber hinaus, daß die Eichen offenbar an unterschiedlichen Standorten wuchsen. Die nur geringen Ringbreiten der Eichenhölzer verweisen auf schlechte bis extrem schlechte klimatische oder standörtliche Bedingungen. Die Ringbreiten anderer Proben waren hingegen denen rezenter Eichen von Nor-

Tab. 7: Häufigkeit unterschiedlicher Holzarten vom Fundplatz Kärlich-Seeufer.

<i>Taxaceae</i> <i>Taxus</i> Holztyp (Eibe)	0,5%	(n=37)
<i>Pinaceae</i> <i>Abies</i> Holztyp (Tanne)	58,7	(n=4300)
<i>Picea/Larix</i> Holztyp (Fichte/Lärche)	1,0%	(n=76)
<i>Pinus</i> Holztyp (Kiefer)	0,04%	(n=3)
<i>Salicaceae</i> <i>Salicaceae</i> Holztyp, insges.	3,1%	(n=229)
<i>Populus</i> Holztyp (Pappel)	2,1%	(n=154)
<i>Salix</i> Holztyp (Weide)	0,7%	(n=49)
<i>Betulaceae</i> <i>Betula</i> Holztyp (Birke)	4,2%	(n=299)
<i>Carpinus</i> Holztyp (Hainbuche)	1,4%	(n=100)
<i>Corylus</i> (Haselstrauch)	0,04%	(n=3)
<i>Fagaceae</i> <i>Quercus</i> Holztyp (Eiche)	11,5%	(n=844)
<i>Ulmaceae</i> <i>Ulmus</i> Holztyp (Ulme)	0,2%	(n=17)
<i>Celtis/Zelkova</i> Holztyp (Zürgelbaum)	0,08%	(n=6)
<i>Rosaceae</i> <i>Pomoideae</i> Holztyp (Kernobst)	1,5%	(n=112)
<i>Prunoideae</i> Holztyp (Steinobst)	0,05%	(n=4)
<i>Aceraceae</i> <i>Acer</i> Holztyp (Ahorn)	0,2%	(n=17)
<i>Cornaceae</i> <i>Cornus</i> Holztyp (Kornelkirsche/Hartriegel)	0,2%	(n=13)
<i>Oleaceae</i> <i>Fraxinus</i> Holztyp (Esche)	0,8%	(n=62)
<i>Caprifoliaceae</i> <i>Lonicera</i> (Geißblatt)	0,02%	(n=2)
<i>Sambucaceae</i> <i>Sambucus</i> (Holunder)	0,05%	(n=4)
indet.	13,6%	(n=1000) (n gesamt=7331)

malstandorten vergleichbar (GAUDZINSKI 1995a). Fossile Vergesellschaftungen von Pflanzen bilden sich nur, wenn die Reste sehr schnell sedimentiert werden. Sedimentbewegungen spielen hier immer eine Rolle und deshalb sind Plätze, an denen sich solche Akkumulationen bilden, immer dynamisch (SPICER 1989). Wie auch am Kärlicher Seeufer, so sind Holzreste in klastischen Sedimenten meist komprimiert überliefert (GREENWOOD 1991). Mit der Ausnahme von Pflanzenresten in Torfen müssen fossile Pflanzengesellschaften fast ausschließlich als allochthon betrachtet werden.

Auch die Holzakkumulation am Kärlicher Seeufer dürfte zusammen mit Sedimenteintrag entstanden sein. Wahrscheinlich wurden Hölzer durch Schlammstöße transportiert und gleichzeitig sedimentiert. Es muß offen bleiben, in welchem Zustand die Hölzer umgelagert wurden. Das Fehlen von Stubben spricht zunächst für die Fragmentation der Hölzer vor der Umlagerung. Unterstrichen werden könnte dies durch die Anwesenheit der Bohrkäfergänge, da Bohrkäfer fast ausschließlich an abgestorbenes Holz gebunden sind. Die Ergebnisse der dendrochronologischen Untersuchung legen, mit dem Nachweis von Bäumen von extrem schlechten Standortbedingungen (wie z. B. sumpfigem Gelände), nahe, daß die Holzakkumulation durch autochthone Elemente bereichert worden sein könnte. Hinweise auf die Nutzung der Hölzer als Rohmaterial zur Geräteherstellung durch Hominiden liegen nicht vor.

9 Die räumliche Verteilung

Abschließend soll die räumliche Verteilung aller Fundgattungen im archäologischen Befund beispielhaft betrachtet werden. Es wurden Horizontalkartierungen vorgenommen. Vor allem aber dienten Profilprojektionen zur Klärung des Befundes. Da das fundführende Sediment stark aus zwei Richtungen einfällt, wurden die Projektionen quadratmeterreihenweise, sowohl entlang der x- als auch entlang der y-Achse der Grabungsfläche erstellt. Auf diesem Weg konnte der gesamte Befund „in Scheiben“ betrachtet werden. Trotzdem wurden weiterreichende Aussagen zu Fundzusammenhängen aufgrund der teilweise sehr niedrigen Funddichte erschwert. Der Befund ist in der Horizontalen durch das Nebeneinander von Funden aller Gattungen gekennzeichnet (Abb. 12, 13). Hölzer treten ab der Quadratmeterreihe x/16 auf (Abb. 12) und zeigen eine Größensortierung im Befund. Im tiefsten Bereich der Grabungsfläche liegen Hölzer des kleinsten Fragmentationsgrades. Hangaufwärts nimmt die Größe der Hölzer kontinuierlich zu. Es ist anzunehmen, daß der Holzsaum den Bereich der Grabungsfläche charakterisiert, der über einen längeren Zeit-

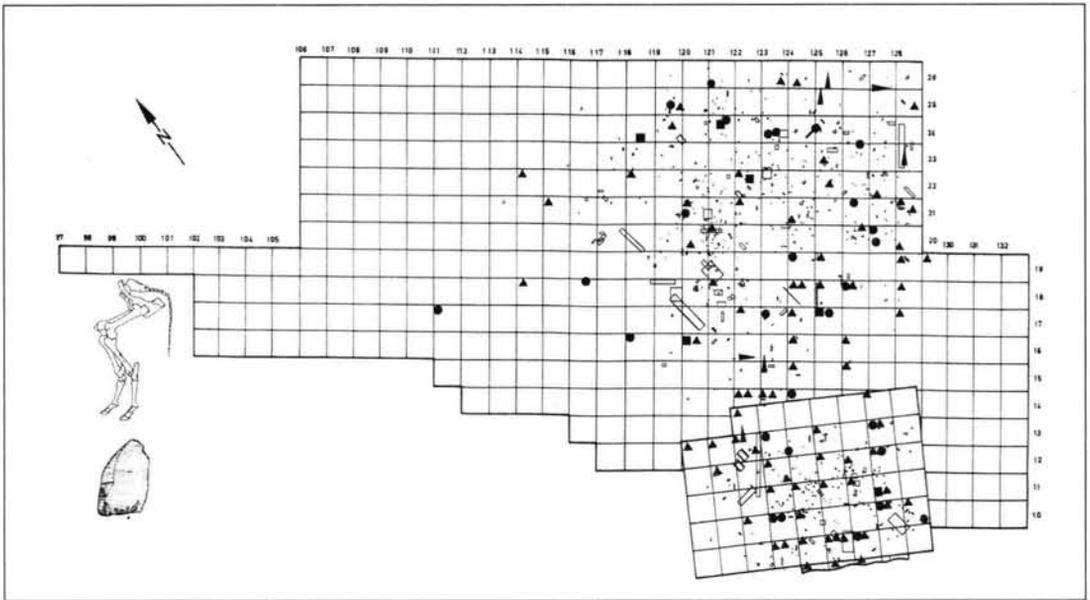


Abb. 12: Horizontale Verteilung von Artefakten und Faunenresten über die Grabungsfläche der Fundstelle Kärlich-Seeufer. Die Faunenreste sind schematisiert, entsprechend ihrer natürlichen Form angegeben. • retuschierte Abschläge, Abschlaggeräte ▲ unretuschierte Abschläge, ■ Kerne, ► bifaziell bearbeitete Geräte, ► retuschierte „Stücke“.

Fig. 12: Horizontal distribution of artefacts and faunal remains over the excavated area of the Kärlich-Seeufer site. The faunal remains are given schematically, according to their natural shape. • retouched flake, tools, ▲ unretouched flakes, ■ cores, ► bifacial worked tools, ► retouched „pieces“.

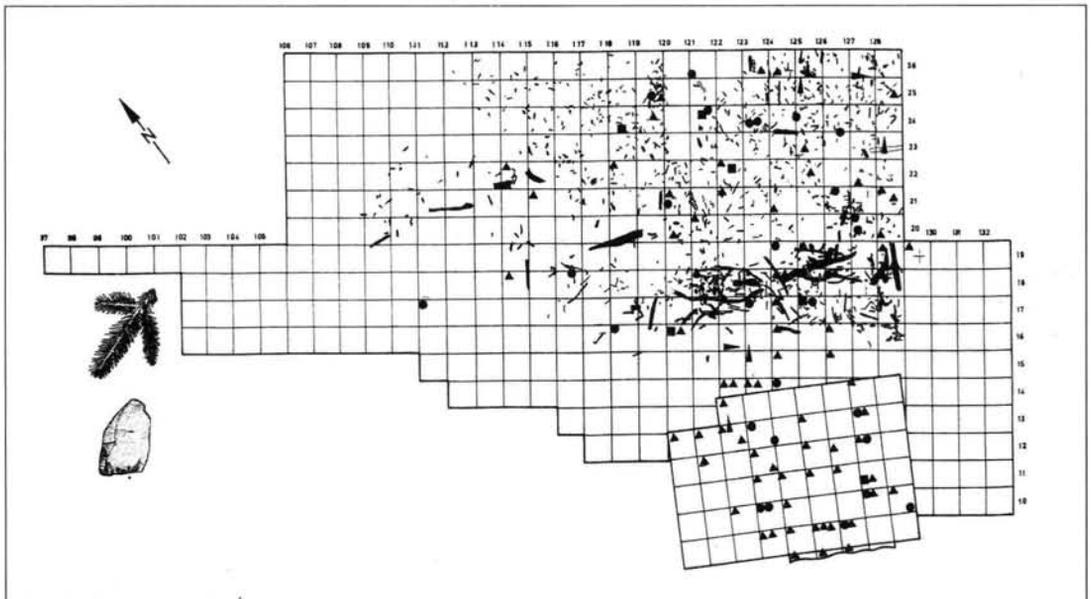


Abb. 13: Horizontale Verteilung der Tannenreste mit einer Länge größer als 10 cm und der Artefakte über die Grabungsfläche der Fundstelle Kärlich-Seeufer. • retuschierte Abschläge, Abschlaggeräte, ▲ unretuschierte Abschläge, ■ Kerne, ► bifaziell bearbeitete Geräte, ► retuschierte „Stücke“.

Fig. 13: Horizontal distribution of remains of fir longer than 10 cm and artefacts over the excavated area of the Kärlich-Seeufer site. • retouched flakes, ▲ tools unretouched flakes, ■ cores, ► bifacial worked tools, ► retouched „pieces“.

raum wasserbestanden war (Abb. 12). Steinartefakte und Faunenreste streuen in der Horizontalen nach keinem erkennbarem Muster über die Grabungsfläche

(Abb. 12). Insgesamt dünnt die Fundschicht ab der Quadratmeterreihe 119/y aus. Das Ausdünnen der Funde steht mit dem Ausdünnen des

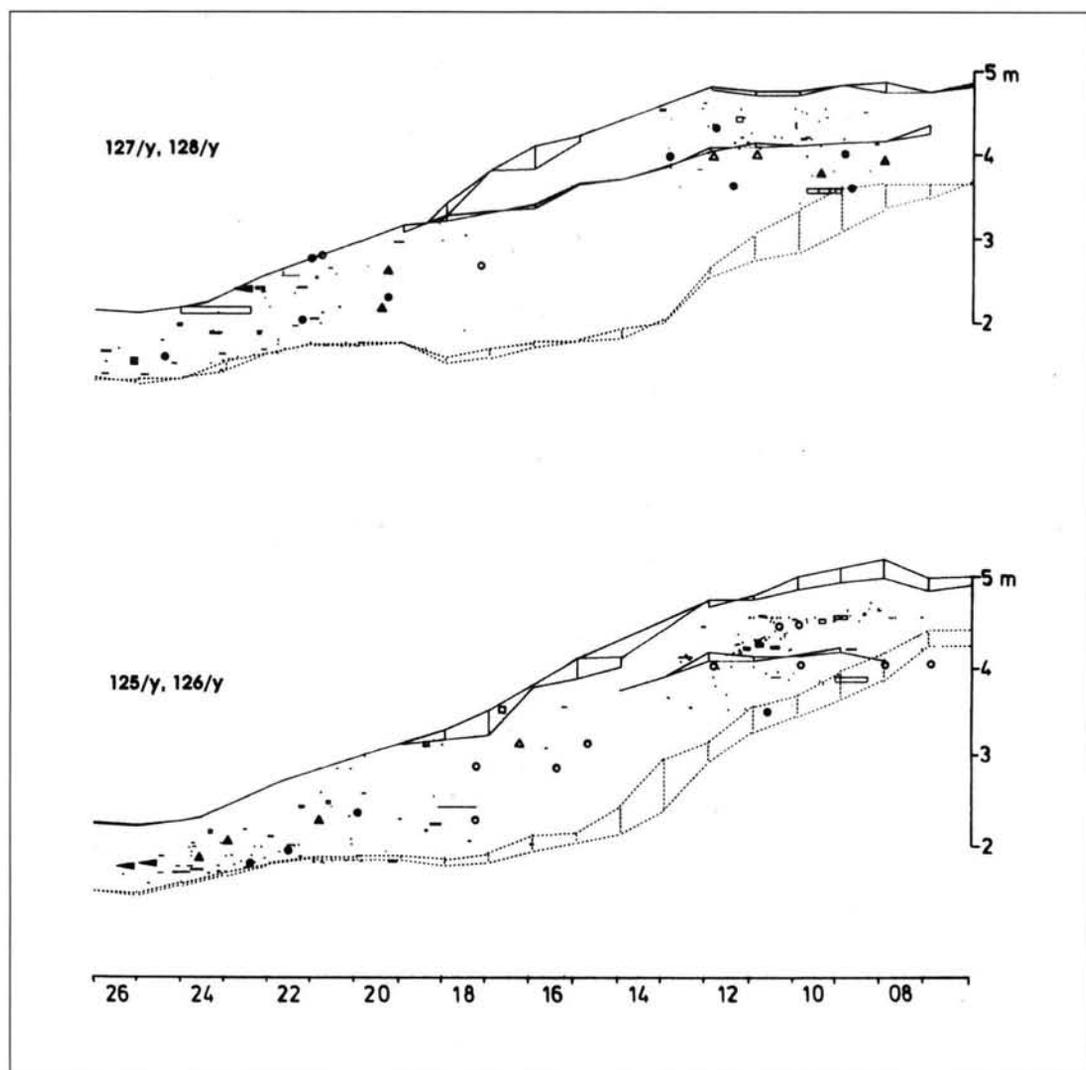


Abb. 14: Vertikalstreuung von Faunenresten und Artefakten innerhalb der Quadratmeterreihen 127/y bis 125/y (vgl. Abb. 13). Auf der Abszisse sind die Quadratmeterbezeichnungen entlang der y-Achse der Grabungsfläche abgetragen. Auf der Ordinate ist die Höhe abgetragen. Die Faunenreste sind schematisiert, entsprechend ihrer natürlichen Form angegeben. • unretuschierte Abschläge, ▲ retuschierte Abschläge, Abschlaggeräte, ■ Kerne, bifaziell bearbeitete Geräte, ◀ retuschierte „Stücke“. Die unausgefüllten Symbole bezeichnen Sammelfunde, deren Höhe in der Vertikalen um bis zu 10 cm höher liegen kann.

Fig. 14: Vertical distribution of faunal remains and artefacts in square-meter rows 127/y-125/y (compare fig. 13). Square meters on the y-axis of the excavated area are given on the abscissa. Height is given on the ordinate. The faunal remains are given schematically, according to their natural shape. • unretouched flakes, ▲ retouched flakes and tools, ■ cores, bifacially worked tools, ◀ retouched "pieces". The unfilled symbols stand for collected finds and their vertical height can be up to 10 cm higher.

fundführenden Sediments in Zusammenhang (Abb. 4, 12, 13).

In der Vertikalen verteilen sich die Funde aller Gattungen von der Ober- bis zur Unterkante des fundführenden Sedimentpaketes (Abb. 14, 15). Innerhalb eines Quadratmeters können Funde durch über einen Meter fundleeres Sediment getrennt werden (vgl. z. B. Abb. 14). Eine interpretierbare Regelmäßigkeit wird aus dieser Vertikalverteilung allerdings

nicht ersichtlich. Die mächtigste Vertikaldistanz zwischen Knochen beträgt innerhalb eines Quadratmeters 211 cm. Die Steinartefakte streuen bis zu 150 cm und die mächtigste Vertikalstreuung der Hölzer in einem Quadratmeter beträgt 130 cm. Die größten- und gewichtsabhängige Sortierung, die für die Hölzer in der Horizontalen gefaßt werden konnte, zeigt sich auch in der Vertikalen.

Es stellt sich zunächst die Frage, ob diese Vertikal-

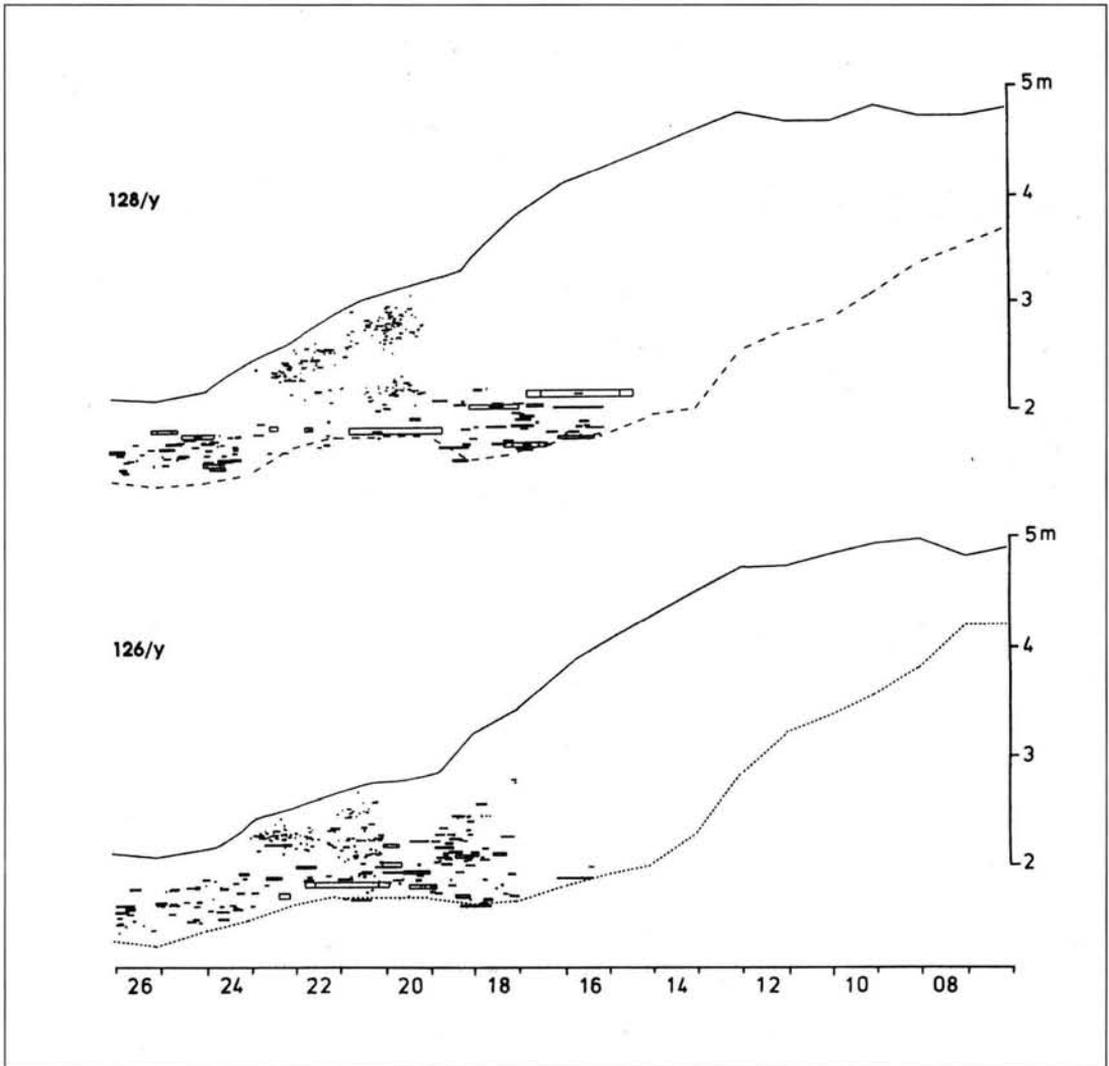


Abb. 15: Vertikalstreueung der Hölzer innerhalb der Quadratmeterreihen 128/y und 126/y (vgl. Abb. 13). Auf der Abszisse sind die Quadratmeter entlang der y-Achse der Grabungsfläche abgetragen. Auf der Ordinate ist die Höhe abgetragen. Die Hölzer sind schematisiert, entsprechend ihrer natürlichen Form angegeben.

Fig. 15: Vertical distribution of wood in square-meter rows 128/y and 126/y (compare fig. 13). Square meters on the y-axis of the excavated area are given on the abscissa. Height is given on the ordinate. The wooden remains are given schematically, according to their natural shape.

verteilung das Ergebnis kontinuierlicher Sedimentationsprozesse ist oder ob alle Funde ursprünglich einen Horizont bildeten, der heute auseinandergezogen und nicht mehr erkennbar ist. Für postdepositionale Vertikalbewegungen von archäologischen Funden können eine Reihe von physioenergetischen und/oder bioenergetischen Prozessen verantwortlich sein (vgl. WOOD & JOHNSON 1978). Die Dynamiken, nach denen sich die Funde im Sediment bewegen, werden heute noch nicht verstanden. Zunächst war eine gewichtsabhängige Sortierung postuliert worden (VILLA & COURTIN 1983). Andere Arbeiten zeigen aber, daß eine solche Selektion nur

dann beobachtet werden kann, wenn die Vertikaldistanz der Funde nicht mehr als 30 cm beträgt (vgl. GIFFORD et al. 1985). Vertikalbewegungen von Funden können ohne sichtbare sedimentäre Störungen auftreten (VILLA 1982) und sind abhängig vom sedimentologischen Kontext (vgl. STOCKTON 1973, VILLA 1982, VILLA & COURTIN 1982, HOFMAN 1986). Wenn Fundschichten in der Vertikalen auseinandergezogen sind, so bleiben sie dennoch häufig als Horizont erkennbar, ohne daß jedoch einzelne Phasen unterschieden werden können.

Mit den Profilprojektionen, die für den Kärlich-Seeufer Befund erstellt wurden, sollte ein solcher Hori-

zont sichtbar gemacht werden. Eine solche Horizontierung tritt im Kärlicher Befund jedoch nicht auf. Zusammen mit der größen- und gewichtsabhängigen Sortierung der Hölzer legt dieser Aspekt nahe, daß die Einlagerung der Holzreste offenbar das Ergebnis von Umlagerungsprozessen ist. Die qualitative und quantitative Analyse des Kiesanteils im fundführenden Sedimentpaket unterstreicht dies (KULEMEYER 1988). KULEMEYERS „Körnungsanalyse“ belegte die Abnahme größerer Steine und die Zunahme kleinerer Steine zur Basis des fundführenden Sedimentpaketes. Hölzer, die unmittelbar an den analysierten Grabungsbereich angrenzen, selektieren sich in gleicher Weise. Diese Beobachtung unterstreicht die Hypothese vom Holz als natürlichem Sedimentbestandteil. Die räumliche Verteilung für alle Fundgattungen mehr oder weniger gleich. Insofern ereilte zumindest Teile des lithischen Materials und der Fauna offenbar gleiches Schicksal wie die Hölzer. Der Nachweis von Abrasionserscheinungen auf den Oberflächen einiger Steingeräte, vor allem aber der Knochen, können als weitere Anzeichen für hydraulische Umarbeitungserscheinungen bewertet werden.

10 Fazit

Die Rolle von Hominiden bei der Genese der Fundstelle Kärlich-Seeufer darzulegen ist überaus schwierig. Direkte Begehungen durch Hominiden könnten am Ort stattgefunden haben. Steingeräte, die sich durch einen extrem frischen Erhaltungszustand auszeichnen, lassen dies sogar plausibel erscheinen. Erosion und Umlagerung haben indes in einem Maß eingewirkt, das die Überlieferung solcher potentiellen Befunde unmöglich macht. Die Annahme eines in unmittelbarer Umgebung der Fundstelle gelegenen Platzes, dessen Reste zur heutigen Fundstelle umgelagert wurden, würde die bereits beschriebene Gleichartigkeit des lithischen Ensembles sowie die Anwesenheit der Zusammenpassungen erklären. Von der Bereicherung des lithischen Inventars durch Artefakte, die möglicherweise aus anderen Bereichen der Tongrube umgelagert worden sein könnten, wurde ebenfalls berichtet. Knochengerölle legen bereites Zeugnis davon ab, daß außer den Artefakten auch Faunenreste durch Transport an den Platz gelangt sein könnten. Gleiches dürfte auch für die Holzreste gelten. Die Depression, in der die fundführenden Sedimente abgelagert wurden, fungierte wahrscheinlich als Sedimentfalle, in die Ablagerungen und Fundmaterial während eines Interglazials eingetragen wurden.

Die vorgelegte Interpretation der Fundstelle Kärlich-Seeufer unterscheidet sich von der vorangegangener Jahre, die viele der Muster beinhaltete, die die Sichtweise zum Altpaläolithikum über lange Zeit geprägt haben und noch heute prägen. Zu nennen sind hier

einige Schlagworte wie: Elefantenjagdplatz, hölzerne Gerätschaften wie z. B. Lanzen, Geräte wie Knochenmeißel, Konstruktionen aus Holz (BOSINSKI et al. 1980, BOSINSKI 1983, KULEMEYER 1988, KRÖGER et al. 1992). Die kritische Betrachtung aller Fundgattungen zeigt jedoch, daß keines dieser Elemente den Kärlich-Seeufer-Befund charakterisiert.

Nicht nur am Kärlicher Seeufer führte eine umfassende kritische Betrachtung zur Revision bis dahin veröffentlichter Ergebnisse. So wurden auch die Fundstellen Torralba und Ambrona (Spanien) über lange Zeit als Nachweis für die Großwildjagd (speziell auf *Elephas antiquus*) im Mittelpleistozän betrachtet (FREEMAN 1975). Nachdem sich inzwischen eine Reihe von Forschern mit dem Fundmaterial beider Plätze beschäftigt hat, herrscht allgemeiner Konsens darüber, daß der archäologische Nachweis, ähnlich wie am Kärlicher Seeufer, zu gestört ist, um die Rolle des Menschen plausibel zu evaluieren (BINFORD 1987, SANTONJA & VILLA 1990, VILLA 1990, HAYNES 1991). Auch an anderen mittelpleistozänen Plätzen, deren faunistischer Nachweis durch ein hohes zahlenmäßiges Auftreten von *Elephas antiquus* gekennzeichnet ist, ist der Anteil des Menschen sowohl am Tod der Elefanten als auch für die Genese der Fundstellen schwierig zu ermitteln. Zu nennen sind hier z. B. Rebibbia (Italien) (ANZIDEI & RUFFO 1985), La Polledrara (Italien) (ANZIDEI et al. 1989, ANZIDEI & ARNOLDUS-HUYZENDVELT 1992) oder auch Fonatana Ranuccio (Italien) (BIDDUTTU & SEGRE 1982, BIDDUTTU et al. 1979, SEGRE et al. 1987). Die archäologischen Nachweise scheinen in der Hauptsache durch fluviatilen Im- und Export gekennzeichnet, reflektieren lange taphonomische Geschichten und belegen, durch das lithische Material, verschiedenartige Begehungen durch Hominiden in der Umgebung dieser Plätze (GAUDZINSKI 1995a). Insofern steht der Nachweis vom Fundplatz Kärlich-Seeufer durchaus im Kontext anderer mittelpleistozäner Plätze, die sich durch vergleichbare archäologische Nachweise auszeichnen.

Die mittelpleistozäne Fundstelle Kärlich-Seeufer liefert wichtige Ergebnisse für die Rekonstruktion ökologischer Bedingungen während einer interglazialen Phase und kann gleichzeitig als gutes Beispiel für die Komplexität unserer geologischen Nachweise herangezogen werden, bei denen Hominiden nur eine Variable sind.

Danksagung

Für Anregungen und Diskussionen zu diesem Beitrag möchte ich mich herzlich bei Dr. M. Street (Neuwied) und Dr. F. Bittmann (Göttingen) bedanken. Letzterer sei darüber hinaus für die Bereitstellung des bisher unpublizierten Pollenprofils Kärlich E (Abb. 3) herzlich bedankt.

Schriftenverzeichnis

- ANZIDEI, A. P. & RUFFO, M. (1985): The Pleistocene deposit of Rebibbia - Casal de'Pazii (Rome - Italy). - In: MALONE, C. & STODDART, S. [Hrsg.]: Papers in Italian Archaeology IV. The human landscape. - S. 69-85; BAR International Series **243**; Oxford.
- ANZIDEI, A.P., ANGELELLI, A., ARNOLDUS-HUYZENDVELD, A., CALOI, L., PALOMBO, M. R. & SEGRE, A. G. (1989): Le gisement pléistocène de La Polledrara Di Ceganibbio (Rome, Italie). - *L'Anthropologie* **93**: 749-782; Paris.
- & ARNOLDUS-HUYZENDVELD, A. (1992): The Lower Palaeolithic site of La Polledrara di Ceganibbio (Rome, Italy). - In: HERRING, E., WHITEHOUSE, R. & WILKINS, J. [Hrsg.]: New developments in Italian Archaeology. - S. 141-153; London (Accordia Research Centre).
- ASHTON, N. M., COOK, J., LEWIS, S. G. & ROSE, J. (1992): High Lodge. Excavations by G. de Sieveking 1962-1968 and J. Cook 1988. - 192 S., London (The British Museum Press).
- BEHRENSMEYER, A. K. (1975): The taphonomy and palaeoecology of Plio-Pleistocene vertebrate assemblages east of Lake Rudolf, Kenya. - *Bulletin Museum of Comparative Zoology* **146**: 473-578; Cambridge, Mass.
- (1978): Taphonomic and ecological information from bone-weathering. - *Paleobiology* **4**: 150-162; Chicago.
- (1991): Terrestrial vertebrate accumulations. In: ALLISON, P. A. & BRIGGS D.E.G. [Hrsg.]: Taphonomy. Releasing the data locked in the fossil record. - S. 291-335; New York (Plenum Press).
- BIDDITTI, I., CASSOLI, P. F.; RADICATI DI BROZOLO, F.; SEGRE, A. G.; SEGRE NALDINI, E. & VILLA, I. (1979): Anagni, a K-Ar dated Lower and Middle Pleistocene site, Central Italy: preliminary report. - *Quaternaria* **21**: 53-71; Roma.
- BIDDITTI, I. & SEGRE, A. G. (1982): Pleistocene medio-inferiore con industria arcaica su ciottolo nel Bacino di Anagni (Lazio). - Estratto dagli atti della XXIII riunione scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria, Firenze, 7-9 Maggio 1980. - S. 567-576; Firenze.
- BINFORD, L. R. (1981): Bones. Ancient men and modern myths. - 320 S., New York, London (Academic Press).
- (1987): Were there elephant hunters at Torralba? - In: NITECKI, M. H. & NITECKI, D. V. [Hrsg.]: The evolution of human hunting. S. 47-106; New York, London (Plenum Press).
- BITTMANN, F. (1991): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an mittel- und jungpleistozänen Ablagerungen des Neuwieder Beckens (Mittelrhein). - Unveröffentlichte Dissertation, 107 S.; Göttingen.
- (1992): The Kärlich Interglacial, Middle Rhine region, Germany: vegetation history and stratigraphic position. - *Vegetation History and Archaeobotany* **1**: 243-258; Berlin, Heidelberg.
- BLUMENSCHINE, R. J. (1986): Early hominid scavenging opportunities, implications of carcass availability in the Serengeti and Ngorongoro ecosystems. - BAR International Series **283**, 163 S.; Oxford.
- BOENIGK, W. (1978): Die flußgeschichtliche Entwicklung der Niederrheinischen Bucht im Jungtertiär und Altquartär. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* **28**: 1-9; Hannover.
- ; HEYE, D.; SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1974): Paläomagnetische Messungen an vieltgliedrigen Quartär-Profilen (Kärlich Mittelrhein und Bad Soden i. Taunus). - *Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv* **12**: 159-168; Mainz.
- BOGAARD, C., v. d., BOGAARD, P., v. d. & SCHMINCKE, H.-U. (1989): Quartärgeologisch-Tephrostratigraphische Neuaufnahme und Interpretation des Pleistozänprofils Kärlich. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* **39**: 62-86; Hannover.
- & SCHMINCKE, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - S. 166-190; DEUQUA Führer **1**; Hannover.
- BOSINSKI, G.; BRUNNACKER, K.; LANSER, K. P.; STEPHAN, S.; ÜRBAN, B. & WÜRGES, K. (1980): Altpaläolithische Funde von Kärlich, Kreis Mayen-Koblenz (Neuwieder Becken). - *Archäologisches Korrespondenzblatt* **10**: 295-314; Mainz.
- (1983): Die Ausgrabungen in Kärlich/Neuwieder Becken. - *Beil. Jahresber. Gerda-Henkel-Stiftung* **1982**: 9-20; Düsseldorf.
- BRUNNACKER, K.; STREIT, R. & SCHIRMER, W. (1969): Der Aufbau des Quartär-Profiles von Kärlich/Neuwieder Becken (Mittelrhein). - *Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv* **8**: 102-133; Mainz.
- ; HELLER, F. & LOZEK, V. (1971): Beiträge zur Stratigraphie des Quartär-Profiles von Kärlich am Mittelrhein. - *Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv* **10**: 77-100; Mainz.
- CLARK, J. D. (1958): The natural fracture of pebbles from the Batoka Gorge, Northern Rhodesia, and its bearings on the Kafuan Industries of Africa. *Proceedings of the Prehistoric Society* **24**: 64-77; London.
- DELPECH, F. & HEINTZ, E. (1976): Les Artiodactyles: Cervidés. - In: DE LUMLEY, H. [Hrsg.]: *La Préhistoire Française*, Tome **1.1**. - S. 397-404; Paris (Edition du CNRS).
- DRIESCH, v. d. A. (1976): A guide to the measurement of animal bones from archaeological sites. - *Peabody Museum Bulletin* **1**; Cambridge, Mass.
- FATTI, L. G.; SMUTS, G. L.; STARFIELD, A. M. & SPURDLE, A. A. (1980): Age determination in the African elephants. *Journal of Mammalogy* **61**: 547-551.
- FLOSS, H. (1994): Rohmaterialversorgung im Paläolithikum des Mittelrheingebietes. - *Monographien des Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz* **21**; Bonn (Habelt).
- FREEMAN, L. G. (1975): Acheulean sites and stratigraphy in Iberia and the Maghreb. - In: BUTZER, K. W. & ISAAC, G. II. [Hrsg.]: *After the Australopithecines. Stratigraphy, ecology, and culture change in the Middle Pleistocene*. - S. 661-744; The Hague, Paris (Mouton Press).
- GAUDZINSKI, S. (1994): Neue Untersuchungsergebnisse vom altpaläolithischen Fundplatz Kärlich-Seeufer. - *Ethnographisch-Archäologische Zeitschrift* **35**: 10-18; Berlin.
- (1995a): Kärlich-Seeufer. Untersuchungen zu einer altpaläolithischen Fundstelle im Neuwieder Becken (Rheinland/Deutschland). - *Monographien des Römisch Germanischen Zentralmuseums Mainz*; Bonn (Habelt). (Im Druck)
- (1995b): The Lower Palaeolithic site Kärlich-Seeufer. In: BOSINSKI, G.; SREFF, M. & BAALAS, M. [Hrsg.]: *The Palaeolithic and Mesolithic of the Rhineland*. - S. 887-890; 14. Inqua-Congress, Quaternary field Trips in Central Europe 15, München (Pfeil).
- ; BITTMANN, F.; BOENIGK, W.; FRECHEN, M. & v. KOLFSCHOTEN, T. (1995): The Middle Pleistocene open-air site Kärlich-Seeufer (Central Rhineland, Germany). - *Quaternary Research*; New York. (Im Druck)
- GIFFORD, D. P.; DAMROSCH, D. B.; DAMROSCH, D. R.; PRYOR, J. & THUNEN, R. L. (1985): The third dimension in site structure: an experiment in trampling and vertical dis-

- persal. - *American Antiquity* **50**: 803-818; Menasha.
- GREENWOOD, D. R. (1991): The taphonomy of plant macro fossils. - In: DONOVAN, S. K. [Hrsg.]: The processes of fossilization. - S. 141-169; London (Belhaven Press).
- GUENTHER, E. W. (1978): Die Elefantenmolaren aus den Travertinen von Burgtonna in Thüringen. - *Quartärpaläontologie* **3**: 139-150; Berlin.
- (1989): Die Gebisse der Waldelefanten von Bilzingsleben. - *Ethnographisch-Archäologische Zeitschrift* **30**: 416-450; Berlin.
- HAHN, J.; KIND, C.-J. & STEPPAN, K. (1993): Mesolithische Rentier-Jäger in Südwestdeutschland. Der mittelsteinzeitliche Freilandfundplatz Rottenburg „Siebenlinden I“ (Vorbericht). - *Fundberichte aus Baden-Württemberg* **18**: 29-52; Stuttgart.
- HANKS, J. (1969): Growth in weight of the female African elephant in Zambia. - *East African Wildlife Journal* **7**: 7-10.
- HAYNES, G. (1985): Age profiles in elephant and mammoth bone assemblages. - *Quaternary Research* **24**: 333-345; New York.
- (1991): Mammoths, mastodonts and elephants. Biology, behavior, and the fossil record. - 412 S., Cambridge (Cambridge University Press).
- HOFMAN, J. L. (1986): Vertical movements in alluvial and stratified deposits. - *Current Anthropology* **27**: 163-171; Chicago.
- KLINGER, R. & KOENIGSWALD, W. v. (1984): Insektenfraßspuren in interglazialen Hölzern aus den Sanden und Kiesen der nördlichen Oberrheinebene. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* **34**: 131-153; Hannover.
- KLINGER, R. (1988): Insektenfunde in jungpleistozänen Hölzern der nördlichen Oberrheinebene. - In: KOENIGSWALD, W. v. [Hrsg.]: Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. - S. 173-191; *Paläoklimaforschung* **4**; Stuttgart-New York (G. Fischer).
- KOLFSCHOTEN, T. v. (1990): The Evolution of the Mammal Fauna in the Netherlands and the Middle Rhine Area (Western Germany) during the Late Middle Pleistocene. - *Mededelingen Rijk Geologische Dienst* **43**: 1-69; Haarlem.
- & TURNER, E. (1995): Early Middle Pleistocene mammalian faunas from Kärlich and Miesenheim I and their biostratigraphical implications. - *Subdep. of Quaternary Research, Cromerian Symposium Vol.*; New York (im Druck)
- KREUTZER, L. A. (1992): Bison and Deer bone mineral densities: Comparisons and implications for the Interpretation of archaeological faunas. *Journal of Archaeological Science* **19**: 271-294; London.
- KRÖGER, K.; BOGAARD, P. v. D.; BITTMANN, F. & TURNER, E. (1991): Der Fundplatz Kärlich-Seeufer. Neue Untersuchungen zum Altpaläolithikum im Rheinland. - *Jahrbuch des Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz* **35**, 111-135; Bonn.
- KROLL, W. (1991): Der Waldelefant von Crumstadt. Ein Beitrag zur Osteologie des Waldelefanten, *Elephas (Palaeolodoxon) antiquus*. - Unveröffentlichte Dissertation, 104 S.; München.
- KULEMEYER, J. (1988): Die alt- und mittelpaläolithischen Funde von Kärlich. - Unveröffentlichte Dissertation, 199 S., Köln.
- KURTÉN, B. (1968): Pleistocene mammals of Europe. - London (Clowes and Sons).
- LAW, R. M. (1966): Age criteria for the African elephant *Loxodonta a. africana*. - *East African Wildlife Journal* **4**: 1-37.
- LIPPOLT, H. J.; FUHRMANN, U. & HRADETZKY, H. (1986): ⁴⁰AR/³⁹AR age determinations on sanidines of the Eifel Volcanic Field (F¹RG): constrains on age and duration of a Middle Pleistocene cold period. - *Chemical Geology* **59**: 187-204; Amsterdam.
- LYMAN, R. L. (1992): Anatomical considerations of utility curves in zooarchaeology. - *Journal of Archaeological Science* **19**: 7-22; London.
- (1994): *Vertebrate Taphonomy*. - Cambridge (Cambridge University Press).
- MAGLIO, V. J. (1973): Origin and evolution of the Elephantidae. - *Transactions of the American Philosophical Society, New Series, Vol.* **63,3**; Philadelphia.
- MORTELMANS, G. (1947): Une cause d'erreur en préhistoire: la taille glaciaire. - *Bulletin de la Société Royale Belge d'Anthropologie et Préhistoire* **LVIII**: 60-71.
- MÜLLER, A. H. (1951): Grundlagen der Biostratonomie. - *Abhandlungen der deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin* **3**: 1-147; Berlin.
- Müller, H. (1965): Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazial-Profiles von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). - *Geologisches Jahrbuch* **83**: 327-352; Hannover.
- (1992): Climate changes during and at the end of the interglacials of the Cromerian Complex. - In: KUKLA, G. J. & WENT, E. [Hrsg.]: *Start of a Glacial*. - S. 51-69; NATO ASI Series **13**; Berlin, Heidelberg (Springer).
- RAZI RAD, M. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Quartär-Stratigraphie am Mittelrhein. - *Sonderveröffentlichungen des Geologischen Instituts der Universität zu Köln* **28**, 164 S.; Köln.
- ROE, D. A. (1981): *The Lower and Middle Palaeolithic periods in Britain*. - London, Boston (Routledge & Kegan Paul).
- ROTH, V. L. (1984): How elephants grow: heterochrony and calibration of developmental stages in some living and fossil species. - *Journal of Vertebrate Paleontology* **4**: 126-145.
- SANTONJA, M. & VILLA, P. (1990): The lower Palaeolithic of Spain and Portugal. - *Journal of World Prehistory* **4**: 45-93; New York, London.
- SCHIRMER, W. (1990): Kärlich - Forschungsstand 1990. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*. - S. 60-67; *DEUQUA Führer* **1**; Hannover.
- SEGRE, A. G.; BIDDITTO, I. & GUADAGNOLI, F. (1987): Nuovi dati sul giacimento del Paleolitico Inferiore di Anagni-Fontana Ranuccio. - *Archeologia Laziale* **8**: 239-243; Roma.
- SHIPMAN, P. (1981): *Life history of a fossil*. - Cambridge, Mass. (Harvard University Press).
- SPICER, R. A. (1989): The formation and interpretation of plant fossil assemblages. - In: CALLOW, J. A. [Hrsg.]: *Advances in Botanical Research*. - S. 95-191; London, San Diego (Academic Press).
- STEPPAN, K. H. (1993): Osteologische und taphonomische Untersuchungen an Tierknochenfunden aus der mesolithischen Freilandfundstelle Rottenburg-Siebenlinden I, Lkr. Tübingen. - *Zeitschrift für Archäologie* **27**: 9-16.
- STINER, M. C. (1994): *Honor among thieves*. - Princeton (Princeton University Press).
- STOCKTON, D. E. (1973): Shaw's Creek shelter: human displacement of artefacts and its significance. - *Mankind* **9**: 112-117; Sydney.
- STREET, M.; BAALES, M. & WENINGER, B. (1994): Absolute Chronologie des späten Paläolithikums und Frühme-

- solithikums im nördlichen Rheinland. Archäologisches Korrespondenzblatt **24**, 1-28; Mainz.
- TURNER, E. (1989): Middle and Late Pleistocene macrofaunas of the Neuwied Basin region (Rhineland-Palatinate) of West Germany. - Unveröffentlichte Dissertation, 360 S.; Birmingham.
- VILLA, P. (1982): Conjoinable pieces and site formation processes. - *American Antiquity* **47**: 276-290; Menasha.
- (1990): Torralba and Aridos: elephant exploitation in Middle Peistocene Spain. - *Journal of Human Evolution* **19**: 299-309; London.
- & COURTIN, J. (1983): The interpretation of stratified sites: a view from underground. - *Journal of Archaeological Science* **10**: 267-281; London.
- VOLLBRECHT, J. (1992): Das Altpaläolithikum aus den unteren Schichten in Kärlich. Unveröffentlichte Magisterarbeit, 123 S.; Köln.
- WOOD, W. R. & JOHNSON, D. L. (1978): A survey of disturbance processes in archaeological site formation. - In: SCHIFFER, M. B. [Hrsg.]: *Advances in archaeological method and theory*. Vol. 1. - S. 315-381; New York, San Francisco (Academic Press).
- ZAGWIJN, W. H. (1985): An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw* **64**: 17-24; s'-Gravenhage.

Manuskript eingegangen am 25.08.1995

Holozäne Einwanderungsgeschichte der Baumgattungen *Picea* und *Quercus* unter paläoökologischen Aspekten nach Europa

ANNE KÄTHRIN GLIEMEROTH*)

Holocene, tree taxa, immigration, first traces, mass spreading, palaeoecological approach, overlaying maps, *Picea*, *Quercus*, Europe

Kurzfassung: Das Ziel der Arbeit war es, für die Baumgattungen *Picea* und *Quercus* deren Einwanderungsgeschichte nach der Letzten Eiszeit aus ihren eiszeitlichen Refugien für Europa zu fassen. Um die Einwanderungsbewegungen besser darstellen zu können, wurden nicht Isopollenkarten verwendet, sondern eine Darstellung des Auftretens der 1. Spuren sowie der Massenausbreitung in Überlagerungskarten.

Die Zeitangaben für die Wanderbewegungen wurden nicht in ^{14}C -Altern angeben, sondern in kalibrierten Werten mit Hilfe von Jahrringen von Bäumen und U/Th-Daten von Korallen. Die Einwanderungskarten überdecken einen Zeitraum von 14'000 cal. ^{14}C yr. b. p. bis heute, wobei die einzelnen Baumgattungen verschiedene Zeitscheiben für ihre Wanderbewegungen, und zwar sowohl der 1. Spuren wie der Massenausbreitung, umfassen.

Die hier gewählte Darstellungsform der Einwanderungsbewegung in Überlagerungskarten für die ersten Spuren und die Massenausbreitung der Baumgattungen ermöglicht es, zeitlich-räumliche Aussagen über die Einwanderungsrichtung, die Einwanderungsbahnen, die maximal eingenommene Arealgrenze, die Einwanderungszeiten und die Einwanderungsgeschwindigkeit im Hinblick auf eine paläoökologische Interpretation dieser Prozesse zu machen.

[Holocene immigration history of *Picea* and *Quercus* in Europe with special regard to palaeoecological aspects mass budget of glaciers, Iller glaciers, Island]

Abstract: The paper aims at studying the immigration history of *Picea* and *Quercus* since the Last Glaciation in Europe. The data are presented in maps showing the geographical distribution patterns of the first traces of the relevant taxa which point to the very beginning of immigration of the various taxa into the sites studied, not by isopollenmaps, but by overlaying-maps. Another set of maps informs about the geographical distribution patterns of the various taxa becoming important components of the vegetation.

The ages are given in calibrated ^{14}C -years. The immigration maps cover the time from 14'000 cal. ^{14}C yr. b. p. till today. It becomes evident that there existed strong differences in time and in space regarding the immigration processes of the taxa studied.

The chosen form of visualizing the migration pattern of the taxa studied enabled a discussion based on regional and spatial aspects like direction, ways, time and velocity of immigration, with regard to a palaeoecological interpretation of these processes.

1 Einleitung

Schon früh wurde versucht, das Auftreten verschiedener Pollentypen in Kartenform darzustellen, da sich in einem Pollendiagramm die zeitliche Veränderung der Zusammensetzung des sedimentierten Pollens an einer beprobten Lokalität widerspiegelt und dies eine vorsichtige Ermittlung der zeitlichen Abfolge im Auftreten verschiedener Pflanzen und damit auch der Vegetationsänderungen ermöglicht. So zeichnete bereits 1935 SZAFER Einwanderungskarten von *Fagus* und *Picea* in Polen. FIRBAS erstellte 1949 Isopollenkarten für verschiedene Gehölzpflanzen in Zentral-Europa. In diesen Arbeiten mußte allerdings die Synchronisation der Pollendiagramme noch anhand der biostratigraphischen Pollenzonen und einer dadurch etablierten relativen Zeitskala durchgeführt werden.

Durch die Entwicklung der ^{14}C -Methode zur Datierung organischen Materials ergab sich besonders für den Zeitraum des Spät- und Postglazials eine gute Datierungsmöglichkeit der Pollendiagramme. Diese Datierungen erlaubten es, zeitgleiche Schichten verschiedener Lokalitäten, unabhängig von ihrer Biostratigraphie, miteinander zu verknüpfen und somit ein größeres geographisches Gebiet zu bearbeiten. Diese nun erstellten sogenannten isochronen Pollenkarten konnten, neben der bereits guten räumlichen Auflösung auch eine gute zeitliche erreichen und wurden in den folgenden Jahren nicht nur regional angewandt (Fennoskandien: DONNER, 1963; AARIO, 1965; AARTHOLATHI, 1966, 1967; MOE, 1970; Rußland: SEREBRYANNY, 1973; Britische Inseln: BIRKS et al., 1975), sondern auch großräumig (Nordamerika: MORAN, 1973; DAVIS, 1976; BERNABO & WEBB, 1977; Europa: HUNTLEY & BIRKS, 1983). Die Problematik, daß die für ganz Europa erstellten Karten

*) Anschrift der Autorin: Dr. A. K. GLIEMEROTH, Institut für Botanik -210-, Universität Hohenheim, Garbenstr. 30, 70593 Stuttgart, Deutschland

(HUNTLEY & BIRKS, 1983) erheblich von denen der regionalen Karten abwichen (RALSKA-JASIEWICZOWA, 1983; RYBNICKOVA & RYBNICEK, 1988), ließ es notwendig erscheinen, das Thema erneut zu bearbeiten, verbunden mit einem möglichst detaillierten Literaturstudium.

Es kommt hinzu, daß inzwischen die Datierung mittels der ^{14}C -Methode anhand der Dendrochronologie weiterhin kritisch überprüft worden war (STUIVER et al., 1986; 1993), so daß es nun möglich war, kalibrierte Altersangaben zu erhalten, die dem tatsächlichen absoluten Alter sehr nahe zu kommen scheinen. In der vorliegenden Arbeit wurde diese Weiterentwicklung der Datierungsmethodik angewandt und die vorliegenden Karten wurden in kalibrierten Jahren erstellt.

Einwanderungskarten einer Baumgattung können so entworfen werden, daß für mehr oder weniger regelmäßig aufeinanderfolgende Zeiten die jeweils erreichten Pollenprozentwerte der Baumgattung kartiert und durch Isolinien verbunden werden („Isopollenkarten“), doch erschien es unter der paläoökologischen Fragestellung der Wanderbewegung der Baumgattungen im vorliegenden Fall von größerem Interesse, zwei Grenzsituationen in der Verbreitung einer Baumgattung aufzuzeigen, zum einen den Zeitpunkt der ersten Spuren der Baumgattung am Standort, zum anderen ihre Massenausbreitung. Zur Darstellung wurde die Form der „Überlagerungskarten“ gewählt, deren Vorteil gegenüber den eher quantitative Änderungen aufzeigenden „Isopollenkarten“ in einem relativ schnellen Überblick über die Einwanderungsrichtung, die benutzten Einwanderungsbahnen, die maximal eingenommenen Arealgrenzen, die Einwanderungszeiten und die Einwanderungsgeschwindigkeit liegt.

Durch die Einwanderungskarten für die beiden Baumgattungen *Picea* und *Quercus* nach Europa im Verlaufe des Spät- und Postglazials sollte geprüft werden, wie sich die einzelnen Gehölzpflanzen bezüglich der Lage ihrer eiszeitlichen Refugien, ihrer Einwanderungsbahnen und ihrer Einwanderungszeiten sowie der Dauer des Einwanderungsprozesses verhalten haben. Denn es ist zu erwarten, daß solche Gehölzpflanzen, die sich in der Vergangenheit unterschiedlich verhalten haben, auch heute deutliche Unterschiede in ihrer Reaktion auf Veränderungen im Ökosystem zeigen werden.

Eine Frage, die sich bei der Wanderbewegung der Gehölzpflanzen aus ihren eiszeitlichen Refugien nach Europa stellt, ist die nach der Beeinflussung dieses Prozesses durch das Klima. Es erscheint äußerst wichtig, im Zusammenhang mit der Frage nach dem Einfluß des Klimas auf die Wanderbewegung der Gehölzpflanzen, zu beachten, daß es sich hierbei um einzelne Vegetations- oder auch Ökosystemtypen handelt, die als solche mehr oder weni-

ger stark internen Regelmechanismen unterworfen sind (FRENZEL, 1993b) und, daß ab dem Neolithikum mit einem Einfluß des Menschen auf die Wanderbewegungen der Gehölzpflanzen, besonders jener, die als Nutzbäume für den Menschen von Bedeutung waren, zu rechnen sein muß (FRENZEL, 1992).

2 Material und Methoden

Aus der umfangreichen Datenbasis von 1700 Pollendiagrammen (GLIEMEROTH, 1995) wurden alle Pollendiagramme mit 5 oder mehr ^{14}C -Datierungen ausgewählt. Dies erschien als Grundstock an Pollendiagrammen für die vorgesehene Kalibrierung der ^{14}C -Datierungen als realistisch, um eine möglichst genaue Aussage über das absolute Alter der Einwanderungsbewegungen der Gehölze zu machen.

Für die Einwanderungskarten der Gehölzpflanzen war es allerdings neben dieser guten Datierung notwendig, daß eine flächenhafte Überdeckung des europäischen Kontinents gegeben war. Daher wurden z. T. auch solche Pollendiagramme, die weniger oder keine ^{14}C -Daten hatten, aber als repräsentativ für einzelne Regionen gelten konnten, genutzt, soweit sie in ihrem Kurvenverlauf gut datierten Pollendiagrammen der Nachbarschaft entsprachen, um auch für solche Gebiete, die zwar gute pollenanalytische Arbeiten aufweisen, aber keine ^{14}C -Datierungen, die Einwanderungsbewegung der Gehölzpflanzen fassen zu können.

In den Jahrringchronologien von *Quercus* und *Pinus* kann in Europa der Unterschied zwischen ^{14}C -Alter und wahren Alter ermittelt werden. Hierdurch konnte gezeigt werden, daß der langfristige Trend des ^{14}C -Gehalts, der in der Regel der Veränderung im magnetischen Dipolmoment der Erde zugeschrieben wird, überlagert wird von schnellen Variationen im ^{14}C -Gehalt von bis zu 500 Jahren (STUIVER et al., 1991). Durch diese Anomalien der „ ^{14}C -Plateaus“ treten Fälschungen in der Radiokarbon-Zeitskala auf, die sich besonders dann bemerkbar machen, wenn es um das absolute Alter eines Ereignisses geht oder wenn die Dauer eines Ereignisses betrachtet werden soll, bzw. dann, wenn paläoökologische Analysen durchzuführen sind (FRENZEL, 1975; BECKER & KROMER, 1993).

Da jedoch die Jahrringchronologie nur bis 11'500 cal. Jahre zurückreicht, sind für die älteren Zeiten die $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Datierungen an Korallen von Barbados, Galapagos und Mururoa als Kalibrierungsgrundlage der ^{14}C -Datierungen von größter Bedeutung (BARD et al., 1993). Diese beiden Kalibrierungsmöglichkeiten, die Dendrochronologie sowie die U/Th-Datierungen ermöglichen es, das konventionelle ^{14}C -Alter in das höchstwahrscheinlich absolute Alter, angegeben in kalibrierten Jahren vor heute, umzurechnen. In den meisten Fällen ist die Pollenanalyse nur in der

Lage, eine Bestimmung bis zum Niveau der Gattung durchzuführen, so daß z. B. unter dem Begriff *Picea* 2 Arten dieser Gattung im Untersuchungsgebiet von Europa bis zum Ural enthalten sind (*P. abies*, *P. omorika*), bei *Quercus* allerdings 16 (*Q. brachyphylla*, *Q. canariensis*, *Q. cerris*, *Q. congesta*, *Q. faginea*, *Q. fruticosa*, *Q. ilex*, *Q. infectoria*, *Q. macrolepis*, *Q. petraea*, *Q. pubescens*, *Q. pyrenaica*, *Q. robur*, *Q. sicula*, *Q. suber*, *Q. trojana*). Hierbei ist es allerdings von Vorteil, daß es sich zum Teil um endemische oder recht selten auftretende Arten handelt.

In einer Tabelle soll versucht werden, für die wichtigsten Vertreter der Gattungen die Faktoren darzustellen, die für ihre Einwanderungsgeschichte von Bedeutung sind. Dies sind zum einen die klimatischen und die Lichtansprüche der Pflanzen, entweder als Baum oder als Keimling, zum anderen aber auch ihre Bedeutung für die Nutzung durch den Menschen und ihre Bestäubungsart (Tab. 1). Gleichzeitig sind auch diejenigen Pollenprozentwerte angegeben, die jeweils für die Konstruktion der Karten der „ersten Spuren des Vorkommens“, bzw. der „Massenausbreitung“ verwandt worden sind.

Die Festlegung der Pollenprozentwerte, die zur Beschreibung der 1. Spuren einer Baumgattung benutzt werden können, ist äußerst schwierig. Theoretisch gibt es 3 Möglichkeiten, die 1. Spuren einer Baumgattung am Standort zu definieren: 1. Es könnte darunter das erste Auftreten des Pollens im Pollendiagramm verstanden werden. Dies würde jedoch eine recht große Fehlerbreite beinhalten, da bei anemogamen Pflanzen ein sehr weiter Ferntransport über mehr als 100 km Distanz vorliegen kann und selbst der Pollen entomogamer Pflanzen über riesige Entfernungen verbreitet werden kann

(vgl. SRODON, 1960; FRENZEL, 1957), so daß die Aussagekraft des ersten Auftretens des Pollens im Pollendiagramm über die tatsächliche Anwesenheit der Baumgattung am Standort sehr gering sein kann.

2. Die ersten Spuren könnten aber auch mit dem Beginn der geschlossenen Pollenprozentkurve, der sogenannten empirischen Pollengrenze nach FIRBAS (1949), definiert werden oder 3. aber mit dem Anstieg der Pollenprozentkurve über einen bestimmten Grenzwert, der sogenannten rationalen Pollengrenze nach FIRBAS (1949).

In der vorliegenden Arbeit wurden die ersten Spuren des Auftretens einer Baumgattung durch das Überschreiten eines bestimmten Pollenprozentwertes definiert. Dieser wurde für die einzelnen Baumgattungen anhand der Literatur festgelegt. Hierbei kann auf eine ungewöhnlich reichhaltige Literatur zurückgegriffen werden, die sich mit der pollenanalytischen Repräsentanz der einzelnen Sippen in Oberflächenproben, im Vergleich zur umgebenden Vegetation, auseinandersetzt (Literaturübersicht siehe GLIEMEROTH, 1995).

Neben dem Zeitpunkt der ersten Spuren des Auftretens einer Baumgattung wurde der Zeitpunkt der Massenausbreitung erfaßt, der Zeitpunkt also, an dem die Baumgattung am Standort relativ bedeutungsvoll wurde. Dies spiegelt nicht Dominanz über die anderen am Standort vorkommenden Bäume, sondern ebenfalls, wie beim Erfassen der ersten Spuren einer Baumgattung, das Überschreiten eines baumartspezifischen Pollenprozentwertes wider.

Um durch die Auswahl der beiden Eckdaten, 1. Spuren und Massenausbreitung in der Einwanderungsgeschichte der Gehölzpflanzen Aussagen über den zeitlich-räumlichen Verlauf der Einwanderung der

Tab. 1: Faktoren, die für die wichtigsten Arten der untersuchten Gattungen, hinsichtlich der Einwanderung von Bedeutung sind (1. Sp. = 1. Spuren; MA = Massenausbreitung)

Table 1: Important factors for the spreading of the main species of the investigated tree genera

Gattung	Wichtige Arten	Klima-Ansprüche	Licht-Ansprüche	Menschliche Nutzung	Verbreitung	1. Sp [%]	MA [%]
<i>Picea</i>	<i>abies</i>	frosthart	Lichtkeimer, Halbschattholz	Bauholz	Wind	>2	>7
<i>Quercus</i>	<i>robur</i>	sommerwarm subkontinental	Halblicht-Halbschattholz	Bauholz, Eichelmast, Gerbrinde	Wind	>2	>7
	<i>petraea</i>	spätfrostempfindlich	Halblicht-Halbschattholz	Nutzholz, Eichelmast, Gerbrinde	Wind	>2	>7
	<i>pubescens</i>	wärmeliebend, submediterrän	Halblicht-Halbschattholz	Eichelmast, Gerbrinde	Wind	>2	>7

einzelnen Gattungen und über die Zeitdauer vom Auftreten der ersten Spuren bis zur Massenausbreitung machen zu können, die sich anhand von „Isopollenkarten“ nicht machen lassen, wurde die bei diesem Ansatz methodisch verursachte gewisse Fehlerbreite bei der Grenzziehung in Kauf genommen, da zum Beispiel das Areal der 1. Spuren des Pollens einer Baumgattung nicht immer unbedingt gleich der ehemaligen Verbreitungsgrenze sein muß. Auch war es anhand der „Überlagerungskarten“ möglich, die Zeitdauer zwischen den ersten Spuren und der Massenausbreitung einer Baumgattung innerhalb der verschiedenen Gattungen gebietsweise zu vergleichen, um aufzuzeigen, welche Baumgattung schnell an einem Standort von den ersten Spuren zur Massenausbreitung kommt und welche, bedingt durch ökologische Faktoren, länger dafür braucht. Für die Baumgattungen wurden die Einwanderungskarten ihrer ersten Spuren und ihrer Massenausbreitung gezeichnet. Hierbei wurde versucht, die Schwarz-Weiß-Schraffur derart zu gestalten, daß die dunkleren Flächen die älteren Zeiten wiedergeben. Die Angabe der Jahre ist, wie bereits erwähnt, in calibrierten Jahrtausenden vor heute [cal. ^{14}C yr b. p.] gemacht, die jeweilige Fläche stellt das Gebiet dar, in welches die untersuchte Baumgattung während 1000 calibrierte Jahre eingewandert war. Die Fläche „11“ gibt also die Fläche an, die zwischen 11'999 und 11'000 cal. Jahren vor heute von der Baumgattung besiedelt wurde. Die älteste Fläche beim Auftreten einer Baumgattung ist immer durch ein „>“ Zeichen markiert, dies bedeutet, daß es durch die geringe Dichte von Pollendiagrammen, besonders in den eiszeitlichen Refugien der Baumgattungen, nicht ratsam erschien, eine Wanderbewegung der Baumgattung vor diesem Zeitpunkt zu fassen und die markierte Fläche nur das Gebiet kennzeichnet, in dem die Baumgattung bis zu diesem Zeitpunkt der Grenzziehung vorhanden war.

3 Ergebnisse

3.1 Die Einwanderung der Baumgattungen Erste Spuren und Massenausbreitung

3.1.1 *Picea* (Fichte)

Bei *Picea* liegt der ungewöhnliche Fall vor, daß neben den südosteuropäischen eiszeitlichen Refugien noch ein Refugium während der Letzten Eiszeit im Südural, vielleicht auch auf den Mittelrussischen Höhen bestanden hatte, aus dem *Picea* allerdings erst später mit einer Einwanderung nach Europa begonnen hat als aus dem südosteuropäischen Refugium (Abb. 1). Der Nachweis des Refugiums von *Picea* im Südural und auf den Mittelrussischen Höhen ist jedoch mit dem methodischen Problem der „unteren Fichte“ der westlichen mittelrussischen

Höhen und der im Westen angrenzenden Landschaften eng verknüpft. *Picea* sowie thermophile Pflanzen treten nur im minerogenen Sediment auf, während der Pollennachweis sofort aufhört, wenn der Torf beginnt. Dies wirft die berechtigte Frage auf, ob *Picea* während des Alleröds tatsächlich dort vorhanden war, oder ob es sich nur um umgelagerten älteren Pollen handelt (FRENZEL, 1960), so daß das Vorhandensein dieses Refugiums von *Picea* während der Letzten Eiszeit fraglich ist. Im Bereich, in dem die beiden Wanderbewegungen aus den eiszeitlichen Refugien aufeinandertreffen müßten, läßt sich dies erst ab 11'000 bis 10'000 cal. ^{14}C yr. b. p. in Ostpolen fassen, da in diesem Gebiet die Dichte der Pollendiagramme gegenüber dem vorher durchwanderten Rußland hinreichend ist, um eine Wanderbewegung von *Picea* zu fassen. Der russische Bereich der Konfluenz beider Einwanderungsrichtungen ist daher mit einem Fragezeichen gekennzeichnet. Die Einwanderungsbewegung verläuft hauptsächlich Ost-West, ist aber durch häufige regionale Stops gekennzeichnet.

Die Fichte beginnt mit ihrer Einwanderung aus den südosteuropäischen Refugien vor 14'000 cal. ^{14}C yr. b. p., erreicht bis 9'000 cal. ^{14}C yr. b. p. eine Linie Poebene - Donauoberlauf - Mittelpolen - Luga-Mündung, stößt aber in den anschließenden 9000 cal. Jahren in Mitteleuropa nur noch in die Westalpen, bis an den Rhein und in das norddeutsche Flachland vor, während im gleichen Zeitraum Skandinavien besiedelt wird, wobei sich besonders in Schweden die von Norden bzw. Nordosten einsetzende Besiedlung von der anderer Baumgattungen unterscheidet. *Picea* ist eine der wenigen Holzgattungen, die heute anscheinend immer noch in Ausbreitung begriffen ist. Daß dies durch den menschlichen Einfluß, der zu Anpflanzungen von *Picea* außerhalb ihrer westlichen natürlichen Verbreitungsgrenze geführt hat, überlagert wird, ist bei der Nutzung des *Picea*-Holzes als Bauholz und von Inhaltsstoffen der Rinde als Gerbstoffe verständlich.

Die Massenausbreitung von *Picea* beginnt in Südosteuropa vor 10'000 cal. ^{14}C yr. b. p. und setzt sich dann bis 1'000 cal. ^{14}C yr. b. p. in Mitteleuropa nach Westen fort (Abb. 2). Ausgehend vom zweiten eiszeitlichen Refugium auf den Mittelrussischen Höhen oder im Südural, läßt sich eine Massenausbreitung in der Zeitscheibe 6'000 fassen, die sich in westlicher Richtung nach Skandinavien fortsetzt. Zwischen diesen beiden Gebieten, in denen es zur Massenausbreitung kommt, bleibt ein Gürtel von Norddeutschland, Südschweden, Nordpolen nach Osten, in dem *Picea* nicht zur Massenausbreitung gelangt.

3.1.2 *Quercus* (Eiche)

Während der Stadiale der Letzten Eiszeit hielt sich *Quercus* im gesamten Mittelmeergebiet in den dort

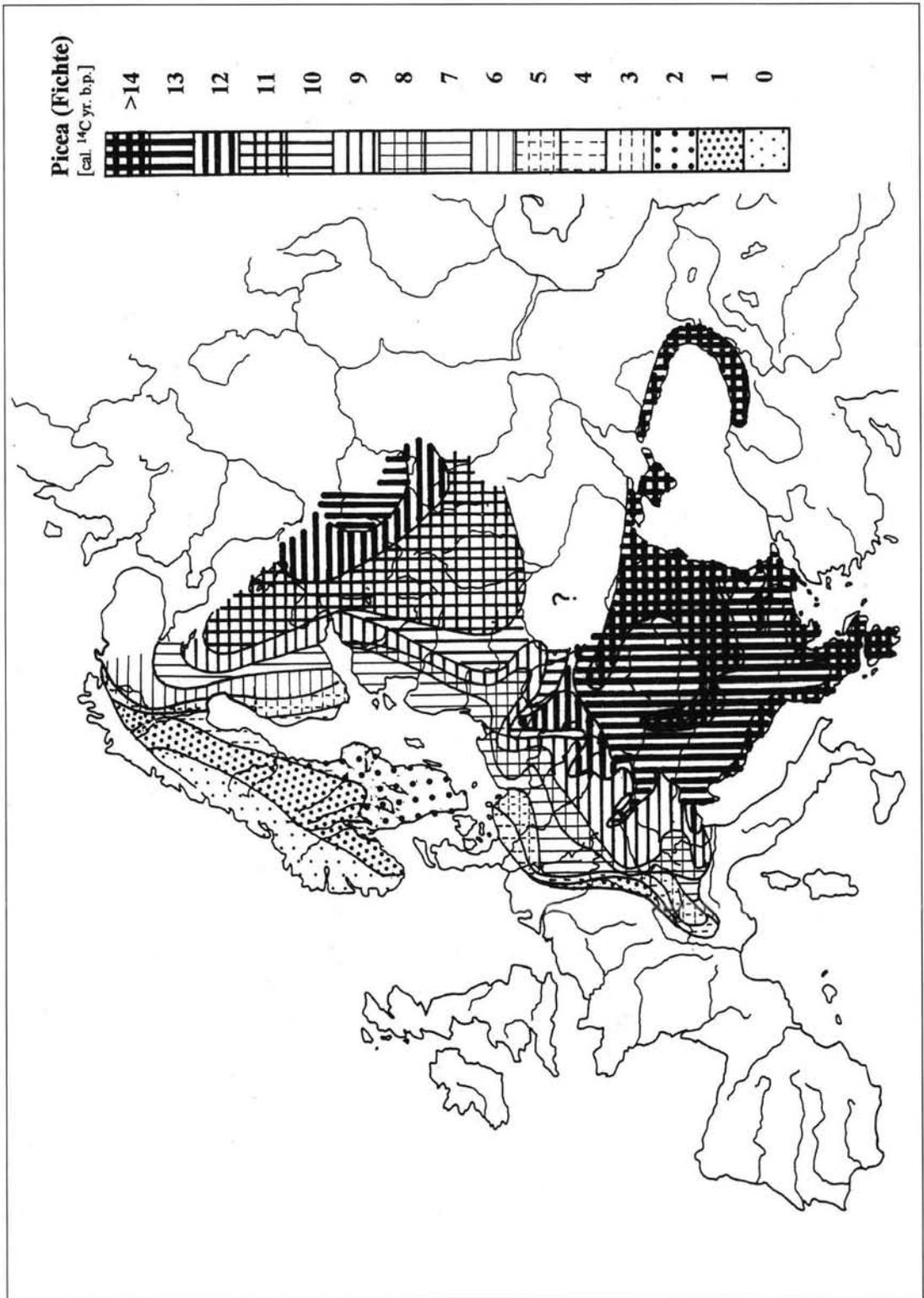


Abb. 1: Ausbreitung der 1. Spuren von *Picea*
Fig. 1: Spreading of the first traces of *Picea*

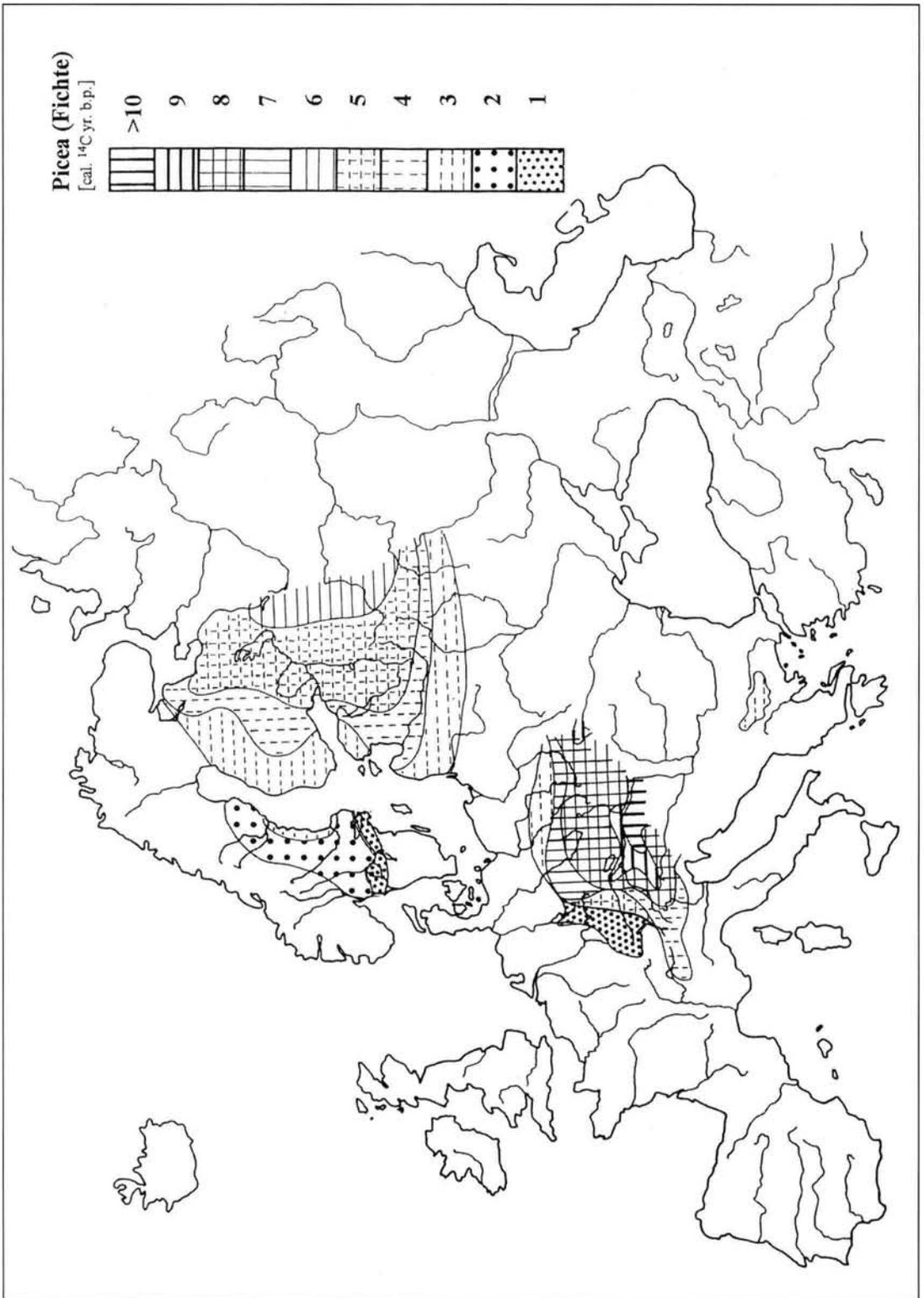


Abb. 2: Massenausbreitung von *Picea*
Fig. 2: Mass spreading of *Picea*

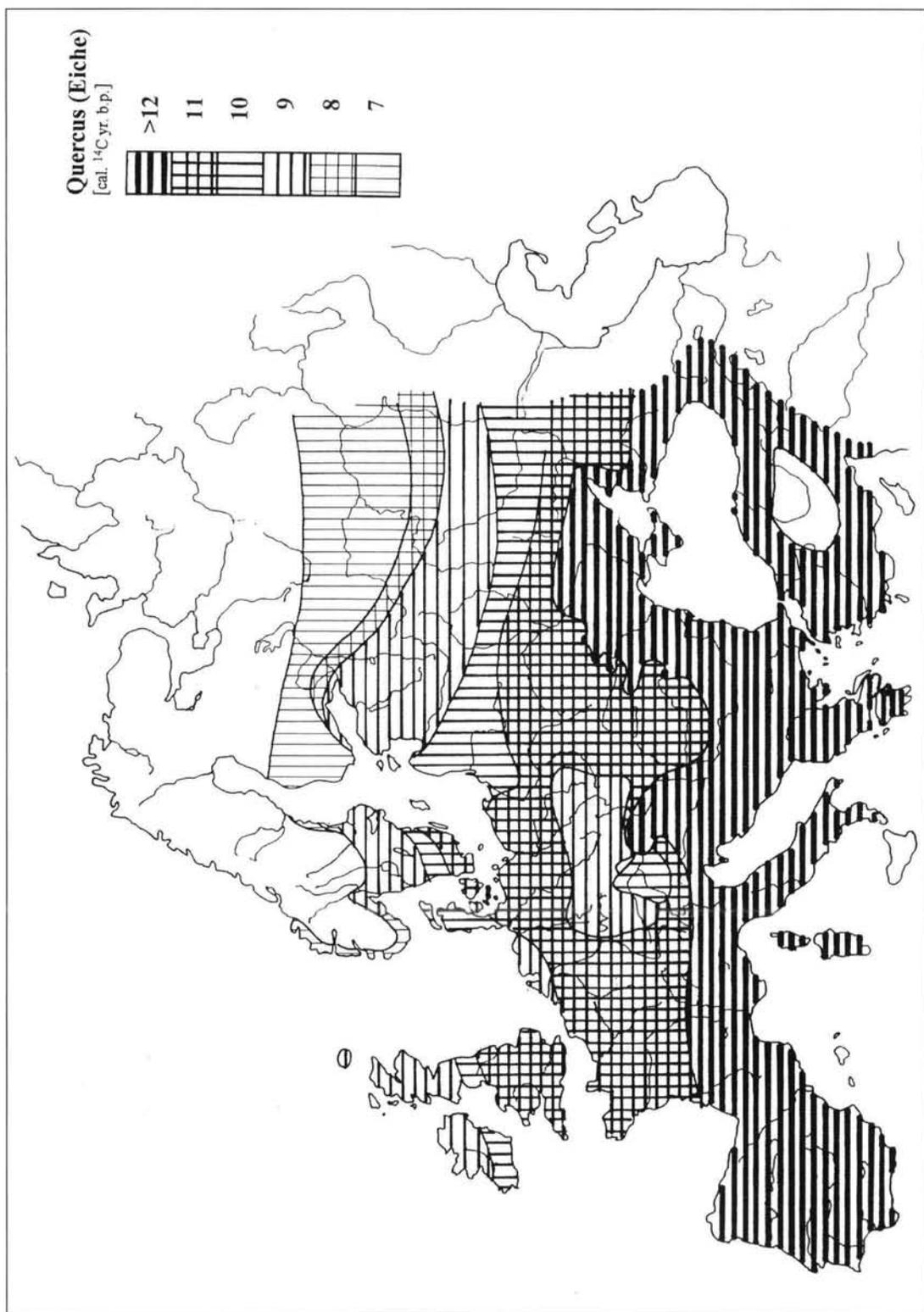


Abb. 3: Ausbreitung der 1. Spuren von *Quercus*.

Fig. 3: Spreading of the first traces of *Quercus*.

herrschenden Steppen vereinzelt oder in lichten Hainen auf (Abb. 3). Ab 12'000 cal. ^{14}C yr. b. p. läßt sich eine Einwanderung von *Quercus* in einer typischen Süd-Nord-Bewegung nach Mittel- und Nordeuropa erkennen, nur in Süddeutschland, der Slowakei, der Tschechei und Südpolen tritt eine zeitliche Verzögerung von 2000 Jahren in der Einwanderung der 1. Spuren von *Quercus* auf. 9'000 cal. ^{14}C yr. b. p. hat die Eiche die Grenzen des Kontinentes mit England und Irland erreicht und breitet sich in den nächsten 2000 cal. Jahren nur noch in Skandinavien und Rußland weiter nach Norden aus. Mit dem Höhepunkt des Wärmeoptimums des Atlantikums um 7 000 cal. ^{14}C yr. b. p. hört auch diese nach Norden gerichtete Einwanderung der 1. Spuren von *Quercus* auf. Vom Menschen ein sehr geschätzter Baum als Nutz- und Bauholz, für die Eichelmast, für die Gewinnung von Gerberlohe und im Niederwaldbetrieb verwendet, läßt sich allerdings der menschliche Einfluß beim Rückgang der Arealgrenzen in dieser Form der Kartenpräsentation nicht fassen, da die Eiche vor dem Eingriff des Menschen bereits mit ihren ersten pollenanalytischen Spuren den Kontinentrand erreicht hatte.

Betrachtet man die Massenausbreitung von *Quercus* in Abb. 4, so zeichnet sich eine Massenausbreitung in Südeuropa vor 10 000 cal. ^{14}C yr. b. p. ab. In den nächsten 1000 cal. Jahren setzt sich diese Massenausbreitung im nördlichen Alpenvorland fort und geht dann in den darauffolgenden 1000 cal. Jahren fingerförmig nach Norden und Nordosten weiter. Letzte Hinweise auf die Massenausbreitung der Eiche lassen sich in der Zeitscheibe 5 000 cal. ^{14}C yr. b. p. in Irland, Dänemark und Südschweden fassen.

3.2. Vergleichende Betrachtung der Ergebnisse der Einwanderung der 1. Spuren und der Massenausbreitung

3.2.1 Ausbreitungsdauer von den 1. Spuren bis zur Massenausbreitung

Die zeitliche Dauer, die zwischen dem Auftreten der 1. Spuren einer Baumgattung am Standort und ihrer Massenausbreitung liegt, kann bei ein und derselben Baumgattung an den einzelnen Standorten unterschiedlich sein. Abb. 5 versucht dies zusammenfassend über alle untersuchten Standorte darzustellen. Hierbei gibt die Ordinate die Zeitdauer wieder, aufgetragen in Abschnitten von 500 cal. Jahren, die die Baumgattung benötigt, um von den 1. Spuren bis zur Massenausbreitung zu gelangen. Auf der Abszisse sind in Prozent die Standorte aufgetragen, an denen die Baumgattung diese Zeitdauer benötigt. Bei *Quercus* zum Beispiel dauert der Schritt von dem Auftreten der 1. Spuren bis zur Massenausbreitung an 30% der Standorte weniger als 500 cal. Jahre, an

15% kommt es nach 500 cal. Jahren zum Auftreten einer Massenausbreitung nach der Einwanderung der 1. Spuren, an 20% der Standorte liegt die Zeitdauer zwischen 1000 und 1500 cal. Jahren und bei 10% der Standorte braucht dieser Schritt 1500 bis 2000 cal. Jahre. An den restlichen Standorten, an denen *Quercus* zur Massenausbreitung kommt, dauert der Schritt von den 1. Spuren zur Massenausbreitung zwischen 2000 und 6000 cal. Jahre.

Aus Abb. 5 läßt sich erkennen, daß bei der Baumgattung *Quercus* der Schritt von den 1. Spuren bis zur Massenausbreitung an den meisten Standorten in den ersten 500 Jahren stattfindet und nur an wenigen Standorten dieser Schritt länger als 2000 Jahre dauert. Dagegen ist die Zeitdauer zwischen dem Auftreten der 1. Spuren und der Massenausbreitung bei *Picea* an den Standorten etwa gleichverteilt in den ersten 2000 Jahren.

3.2.2 Ausbreitungsdauer von den 1. Spuren bis zur Massenausbreitung in Abhängigkeit von den bereits am Standort vorkommenden Konkurrenten

Die Zeitdauer, die zwischen dem Auftreten der 1. Spuren und der Massenausbreitung einer Baumgattung am Standort vergeht, kann von zahlreichen Faktoren abhängen. Neben für die Baumgattung ungünstigen Standortbedingungen, die eine Massenausbreitung nicht ermöglichen, können es auch die bereits am Standort vorkommenden Konkurrenten sein, die als Hemmnisse auftreten. Aus den Pollendiagrammen lassen sich die ökologischen Standortbedingungen, wenn überhaupt, dann nur äußerst zeitaufwendig und schwierig rekonstruieren. Daher wird im vorliegenden Fall nur die Zeitdauer, die eine Baumgattung braucht, um am Standort von den 1. Spuren bis zur Massenausbreitung zu kommen verglichen mit der Zeitdauer, die die anderen am Standort vorkommenden Baumgattungen für diesen Schritt benötigen. Hierfür wurden insgesamt 13 Baumgattungen (*Abies*, *Acer*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Picea*, *Populus*, *Quercus*, *Taxus*, *Tilia*, *Ulmus*) gemeinsam betrachtet (GLIEMEROTH, 1995).

Hinter Abb. 6 verbirgt sich somit eine Aussage über die Durchsetzungsfähigkeit der Baumgattung in Form der Zeitdauer des Auftretens der 1. Spuren bis zur Massenausbreitung gegenüber den anderen Baumgattungen am Standort. Diese Betrachtung ist allerdings nicht mit der rezenten Konkurrenz- und Durchsetzungsfähigkeit einer Baumgattung am Standort gegenüber anderen Baumgattungen zu vergleichen, da die Baumgattungen zu unterschiedlichen Zeiten eingewandert sind. Wenn somit *Quercus* an den meisten Standorten, an denen sie zur Massenausbreitung gelangt, die Baumgattung ist, die im Vergleich mit den anderen am Standort vorkom-

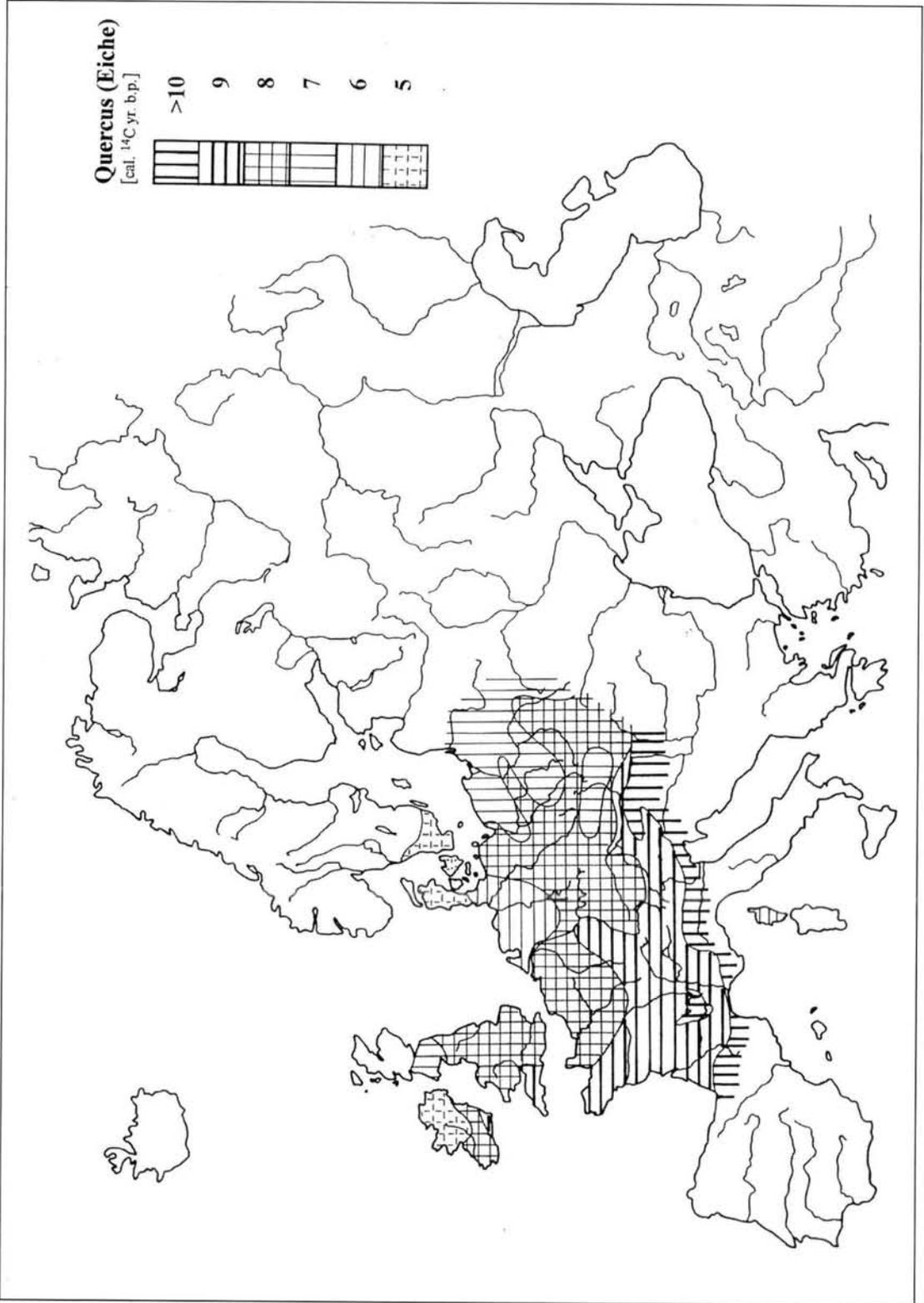


Abb. 4: Massenausbreitung von *Quercus*.

Fig. 4: Mass spreading of *Quercus*.

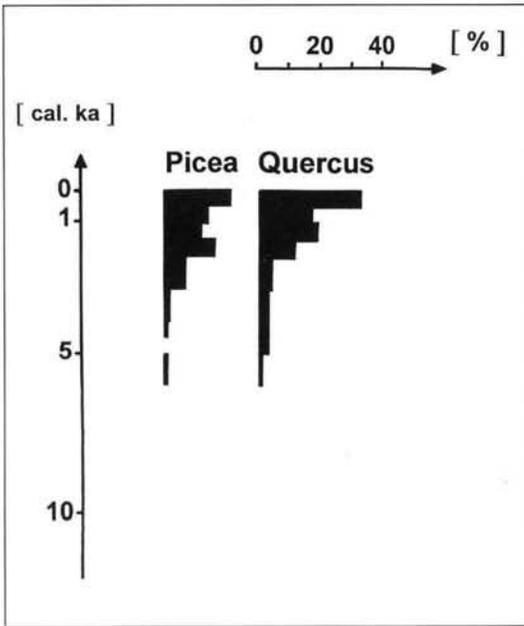


Abb. 5: Zeitdauer zwischen dem Auftreten der 1. Spuren einer Baumgattung und ihrer Massenausbreitung, wobei die Anzahl aller Standorte an denen die Baumgattung zur Massenausbreitung gelangt, gleich 100% gesetzt wurde.

Fig. 5: Timespan between the appearance of first traces and mass spreading of tree taxa (100% is the total amount of localities where the tree taxa comes to a mass spreading).

menden Baumgattungen hierfür die kürzeste Zeitdauer braucht, zeigt dies, daß *Quercus* zu dem Zeitpunkt, an dem sie an den Standorten einwanderte, günstige Bedingungen für eine Massenausbreitung vorgefunden hat, gegenüber den Bedingungen, die die anderen Baumgattungen bei ihrer Einwanderung für diesen Schritt am Standort vorfanden.

Quercus ist eine Baumgattung, die an vielen Standorten gegenüber den anderen vorkommenden Baumgattungen die kürzeste Zeit für den Schritt von den 1. Spuren bis zur Massenausbreitung brauchte. Bei *Picea* dauert der Schritt von den 1. Spuren bis zur Massenausbreitung an den meisten Standorten länger als bei zumindest einem Teil der vorkommenden Konkurrenten.

Es fällt auf, daß *Quercus*, die recht frühzeitig mit ihrer Einwanderungsbewegung aus den eiszeitlichen Refugien nach Europa beginnt und als 1. Spuren den Kontinent schnell besiedelt, auch für den Schritt von den 1. Spuren bis zur Massenausbreitung eine kürzere Zeit braucht als alle nachher einwandernden Konkurrenten. *Picea* scheint trotz ihrer späten Einwanderung an vielen Standorten Mitteleuropas sowohl positiv, wie negativ von den bereits am Standort vorkommenden Konkurrenten bei der Dauer des Schrittes von den 1. Spuren zur Massenausbreitung beeinflusst zu werden. Die Dauer für den Schritt von

den 1. Spuren bis zur Massenausbreitung liegt daher im Vergleich mit den anderen am Standort vorkommenden Konkurrenten eher im Bereich der mittleren Zeitdauer.

3.2.3 Anfang und Ende der Ausbreitung der 1. Spuren und der Massenausbreitung

Der Nachweis des Beginns der Wanderbewegung der 1. Spuren einer Baumgattung aus ihren eiszeitlichen Refugien ist äußerst schwer zu fassen, da die Dichte der Pollendiagramme (GLIEMEROTH, 1995) in diesen Gebieten nicht sehr groß ist. Die Grenzziehung zur ersten, hier untersuchten Zeitscheibe einer Baumgattung ist daher etwas willkürlich und läßt nur die Aussage zu, daß die Baumgattung bis zu diesem Zeitpunkt sich in dem markierten Gebiet ausgebreitet hat, nicht aber, welche Zeit der Schritt bis zu dieser Grenze gebraucht hat und welche Wege dafür eingeschlagen wurden.

Trotzdem unterscheidet sich der Zeitpunkt dieser ersten Grenzziehung bei *Picea* und *Quercus*, so daß man eine zeitliche Einordnung des Beginns der Wanderbewegungen der 1. Spuren vornehmen kann. Besonders früh läßt sich der Beginn der Einwanderungsbewegung ab 14 000 cal. ¹⁴C yr. b. p. bei *Picea* fassen. Ab 12 000 cal. ¹⁴C yr. b. p. wird bei

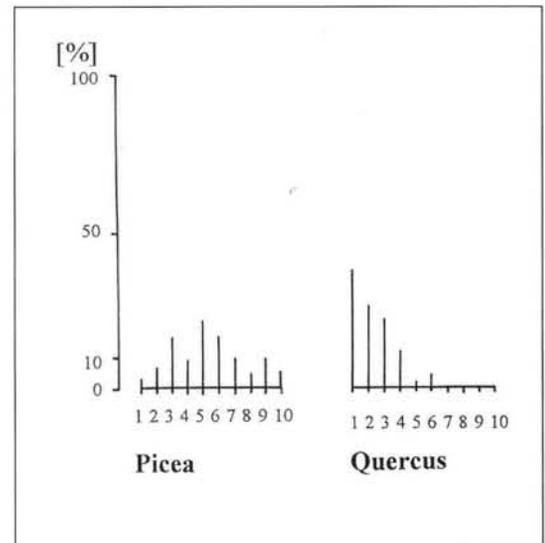


Abb. 6: Zeitdauer des Schrittes von den 1. Spuren bis zur Massenausbreitung (Abszisse) im Vergleich zu der Zeitdauer dieses Schrittes der anderen am Standort vorkommenden Konkurrenten. Rangfolge der Zeitdauer von 1 bis 10, im Vergleich zu den anderen Baumgattungen, angegeben in Prozent der Standorte, an denen die Baumgattung diese Rangstufe aufweist.

Fig. 6: Timespan between first traces and mass spreading in comparison to the timespan other tree taxa needs for this step at the same locality. Ranking of timespan from 1 to 10 given in percentage values of localities where the tree taxa shows this ranking.

Quercus der Beginn der Einwanderung deutlich. Daß der Beginn der Ausbreitung der 1. Spuren einer Baumgattung aus dem eiszeitlichen Refugium besonders bei den früh einwandernden Baumgattungen primär mit einer Klimaverbesserung zusammenhängt, ist selbstverständlich. Der Beginn der Einwanderung bei der einzelnen Baumgattung wird allerdings, neben ihren zum Teil höheren klimatischen Ansprüchen, auch von Lage und Ausstattung der Refugien, von der physisch-geographischen Ausstattung der Wanderwege und den ökologischen Verhältnissen beeinflusst, die diese Baumgattung am Standort vorfand. So sind das Standortklima und die Bodenentwicklung Faktoren, die von den vor der betreffenden Baumgattung eingewanderten Konkurrenten bereits zugunsten der Baumgattung verändert werden können.

Die Zeitdauer, die zwischen dem Anfang und dem Ende der Erfassung der Wanderbewegung der 1. Spuren bei den einzelnen Baumgattungen liegt, ist äußerst unterschiedlich. Ganz besonders lange läßt sich die Veränderung der Arealgrenzen der 1. Spuren bei *Picea* fassen (14'000 cal. ¹⁴C yr. b.p. bis heute). Nur einen relativ kurzen Zeitraum von 3000 Jahren umfaßt dagegen die Wanderbewegung der 1. Spuren bei *Quercus*.

Auf der Suche nach Gründen für das Ende der Ausbreitung der 1. Spuren einer Baumgattung wurde versucht, möglichst viele Faktoren zu erfassen. So macht ein Blick auf die Ausbreitungskarten der 1. Spuren von *Quercus* einen Grund für das Ende der Ausbreitung der 1. Spuren an Teilen der Arealgrenze deutlich. Besonders in den westlichen Bereichen ihrer Ausdehnung erreicht diese Baumgattung den Rand des Kontinents, so daß eine weitere Ausdehnung des Areals in diese Richtung nicht mehr gefaßt werden kann. Allerdings stößt die Wanderbewegung der 1. Spuren bei *Quercus* an der Nordgrenze des Areals nicht an die Kontinentgrenze, so daß für die Ausbildung dieser Grenze klimatische Faktoren von Bedeutung sein könnten. Für einen Einfluß des Klimas auf die Ausbildung dieser Nordgrenze spricht das Erreichen der Nordgrenze bei *Quercus* während der klimatisch günstigen Verhältnisse des holozänen Wärmeoptimums im Atlantikum 7'000 cal. ¹⁴C yr. b. p. *Picea* scheint im Moment noch in Ausbreitung begriffen zu sein, die sich unabhängig vom zunehmenden menschlichen Einfluß auch in den letzten 2000 cal. Jahren noch fassen läßt.

Auch beim Beginn und Ende der Massenausbreitung der hier untersuchten Baumgattungen soll die Frage nach einem möglichen Einfluß des Klimas auf diese Prozesse erörtert werden. Allerdings ist bei einem solch komplexen Vorgang wie ihn der Beginn der Massenausbreitung darstellt einsichtig, daß neben dem Faktor Klimaerwärmung auch ökosysteminterne Faktoren wie das Herausbilden eines Bestandes-

klimas, die fortschreitende Bodenentwicklung etc. eine ganz entscheidende Rolle spielen.

Bei *Quercus* und *Picea* beginnt die Massenausbreitung in einzelnen Gebieten bereits um 10'000 cal. ¹⁴C yr. b. p., was mit dem Ende des Spätglazials und dem Übergang zum Postglazial zusammenfällt und steht daher sicher mit einer Klimaverbesserung und der einsetzenden Bodenentwicklung in Zusammenhang.

Das Ende der Neubesiedlung von Gebieten, in denen die Baumgattung *Quercus* zur Massenausbreitung gelangt, liegt in der Zeitscheibe 5'000 cal. ¹⁴C yr. b. p.. Ob das Ende der Massenausbreitung ein Hinweis auf die Klimaverschlechterung nach dem holozänen Wärmeoptimums im Atlantikum (7'000 cal. ¹⁴C yr. b. p.) ist, erscheint gerade für diese Baumgattung wegen ihres frühen Beginns der Massenausbreitung in der klimatisch noch recht ungünstigen Zeitscheibe 10'000 v.h. unwahrscheinlich. Bei *Picea* könnte das Ende der Massenausbreitung 1'000 cal. ¹⁴C yr. b. p. mit ihrer Nutzung und damit ihrer Beeinflussung durch den Menschen zusammenhängen.

4 Diskussion

Die hier erstellten Einwanderungskarten der 1. Spuren der Baumgattungen sowie ihrer Massenausbreitung sind in ihrer Darstellungsform der „Überlagerungskarten“ sehr verschieden von den bisher erstellten Isopollenkarten (BERNABO & WEBB, 1977; HUNTLEY & BIRKS, 1983; RALSKA-JASIEWICZOWA, 1983). Als erstes mußten für die einzelnen Baumgattungen die Grenzwerte festgelegt werden, ab welchen man von den 1. Spuren und der Massenausbreitung bei der Baumgattung sprechen kann. Diese Prozentwerte in den Pollendiagrammen wurden nach der Pollenproduktivität, der Transportfähigkeit des Pollens und der Pollenkonservierung vorgenommen. Trotz der großen Sorgfalt, mit der bei der Festlegung der Pollenprozentwerte vorgegangen wurde, muß darauf hingewiesen werden, daß durch diesen methodischen Ansatz eine gewisse Fehlerbreite bei der Grenzziehung in den „Überlagerungskarten“ auftreten kann, die aber durch die Vorteile bei der Beantwortung vegetationskundlicher und ökologischer Fragen durch diese Karten akzeptiert wurde.

Die vorliegenden Karten ermöglichen es, sich einen relativ schnellen Überblick über die Einwanderungsrichtung, die benutzten Einwanderungsbahnen, die maximal eingenommenen Arealgrenzen, die Einwanderungszeiten und die Einwanderungsgeschwindigkeit zu machen. Hierin sind sie den Isopollenkarten (HUNTLEY & BIRKS, 1983) überlegen, die zur Beantwortung dieser Fragestellungen ungeeignet erscheinen. Allerdings sind die vorliegenden „Überlagerungskarten“ nicht in der Lage, nach der Einwanderung der Baumgattungen ihre eventuelle

Ausdünnung oder sogar Auswanderung aus einem Gebiet darzustellen, was besonders bezüglich des Rückzugs der Baumgattungen nach ihrer maximalen Ausbreitung äußerst interessant wäre. Es ist deshalb geplant, mit diesem Datenmaterial sowie unter Verwendung der absoluten Datierung, ebenfalls „Isopollenkarten“ zu erstellen. Für die Einwanderungsrichtung ist die Lage der eiszeitlichen Refugien von großer Bedeutung. Unter dem Begriff des „eiszeitlichen Refugiums“ werden in diesem Zusammenhang Gebiete verstanden, von denen aus die erste größere Wanderbewegung der 1. Spuren der einzelnen Baumgattungen zu fassen ist. Für *Quercus* konnten als eiszeitliche Refugien die nördliche Umrandung des Schwarzen Meeres, die Türkei, die Balkan-Halbinsel, Italien, der Ostrand der Alpen, Süd-Frankreich und die Iberische Halbinsel erfaßt werden, für *Picea* die nördliche Umrandung des Schwarzen Meeres, die Balkan-Halbinsel sowie Mittelrußland. Die Pollenprozentwerte der Baumgattungen können in den eiszeitlichen Refugium zum Teil recht hoch sein. Meistens sind in den einzelnen eiszeitlichen Refugien mehrere Baumgattungen vertreten gewesen, die mit ihrer Einwanderungsbewegung aus diesen Refugien oft zu unterschiedlichen Zeiten beginnen und auch verschiedene Einwanderungsgeschwindigkeiten aufweisen (GLIEMEROTH, 1995).

Viele der Refugien lagen also in Süd- und Südosteuropa. Die Gründe dafür, daß sich in einem Gebiet ein eiszeitliches Refugium ausbilden konnte, sind im einzelnen noch unklar, doch kann man sicher davon ausgehen, daß die klimatischen Bedingungen, die sowohl großräumig wie lokalklimatisch herrschten, von großer Bedeutung waren. Aber auch ein möglichst vielfältiges Relief, zur Ausbildung einer großen Anzahl unterschiedlicher Habitate, ist sicher von Vorteil gewesen. So finden sich die meisten Refugialräume in gebirgigen Gebieten, die durch die Ausbildung unterschiedlicher Höhenstufen, unterschiedlicher Expositionslagen etc. mannigfaltige ökologische Nischen zum Überdauern boten. Daß allerdings auch der Zufall beim Überleben einer kleinen, isolierten Population in einem Refugium eine Rolle spielen kann, zeigte RATCLIFFE (1960).

In einigen der Refugien treten zahlreiche Holzpflanzengattungen auf, andere Refugien wurden nur von einzelnen Baumgattungen benutzt. Dies hängt sicher mit den ökologischen Ansprüchen der Baumgattung und ihren „Auswanderungswegen“ zu Beginn der Letzten Eiszeit aus Europa zusammen. Trotzdem wirft dieser Punkt erneut Licht auf eines der größten Probleme, das bei der Erstellung der Karten auftrat: Die Pollenanalyse ist, bis auf wenige Ausnahmen, nicht in der Lage, bei den hier untersuchten Baumgattungen eine Bestimmung des Pollens unterhalb des Gattungsniveaus durchzuführen. Die einzelnen Arten einer Gattung sind zum Teil je-

doch in ihren ökologischen Ansprüchen recht unterschiedlich und können daher die in diesem Zusammenhang diskutierten unterschiedlichsten Refugialräume besiedeln.

Auch die Einwanderungsgeschwindigkeit ist bei den einzelnen Baumgattungen recht unterschiedlich. Während *Picea* mit häufigen Stops in ihrer 14000 cal.Jahren dauernden Einwanderungsgeschichte zu kämpfen hat, wandert *Quercus* in recht großen Schritten ein. Für die Größe dieser Schritte, das heißt die sogenannte Einwanderungsrate, ist es schwierig, eine Erklärung zu finden, da die Bäume zur Geschlechtsreife kommen müssen, bevor sie neue Früchte oder Samen bilden können, die den nächsten Sprung nach vorne einleiten können.

Vergleicht man die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Baumgattungen zwischen Europa und Nordamerika (DAVIS, 1976), so zeigt sich, daß sich in Nordamerika keine großen Einwanderungssprünge erkennen lassen. Mit ein Grund hierfür könnte sein, daß die Flüsse Nordamerikas in West-Ost oder Nord-Süd-Richtung verlaufen, so daß ein Transport der Früchte durch sie nicht bei der Ausbreitung einer Baumgattung nach Norden ins Gewicht fällt.

Neben diesen die Ausbreitung zum Teil begünstigenden Süd-Nord verlaufenden Flußsystemen stellen sich in Europa jedoch die West-Ost verlaufenden Gebirge als große Barrieren einer Ausbreitung der Baumgattungen in den Weg. Die meisten Baumgattungen umgehen auf bestimmten, günstigen Einwanderungsbahnen die Gebirgzüge. Für die Alpen sind dies im Osten das Donautal und im Westen die Burgundische Pforte. Allerdings bieten gerade in den Alpen die großen Transversaltäler die Möglichkeit zur Einwanderung der Baumgattungen (BURGA, 1980; ZOLLER, 1987).

Aber auch die im Norden gelegenen Meeresbarrieren des Ärmelkanals und der Irischen See haben sicher die Nordwest-Ausdehnung einiger Baumgattungen behindert (GODWIN, 1975), während im Osten die Ostsee eine Barriere für die Einwanderung der Baumgattungen darstellte, deren beeindruckendstes Beispiel die Einwanderung von *Picea* aus dem Osten nach Südschweden ist. Neben der Einwanderungsrouten über die Ålands-Inseln wanderte *Picea* von Osten um den Bottnischen Meerbusen nach Norden, von Finnland über Nord- nach Südschweden. Im Westen scheinen dagegen die dänischen Inseln eine recht ungehinderte Einwanderung von *Picea* nach Südschweden ermöglicht zu haben.

Eine genauere Analyse der Zeitdauer vom Auftreten der 1. Spuren bis zur Massenausbreitung bei den Baumgattungen macht deutlich, daß die Zeitdauer, die die einzelnen Baumgattungen für diesen Schritt brauchen, spezifisch für die Baumgattung ist. Dies bestätigte sich auch bei der Untersuchung weiterer

Baumgattungen wie *Abies*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Tilia* und *Ulmus* (GLIEMEROTH, 1995). Eine weitere Untersuchung konnte Aufschluß darüber geben, inwieweit sich die Dauer des Schrittes von den ersten Spuren bis zur Massenausbreitung bei den Baumgattungen eines Standortes voneinander unterscheidet. Dadurch läßt sich zeigen, daß *Quercus* an vielen Standorten gegenüber den anderen, gemeinsam vorkommenden Baumgattungen die kürzeste Zeitspanne zwischen dem Auftreten der 1. Spuren und der Massenausbreitung aufweist. Die Zeitdauer, die der Schritt von den 1. Spuren bis zur Massenausbreitung bei den Baumgattungen benötigt, wird, neben anderen Faktoren, durch die bei der Einwanderung der Baumgattung bereits am Standort vorkommenden Konkurrenten, die durch sie in Gang gesetzte Entwicklung eines Bestandesklimas und die Bodenentwicklung beeinflusst.

Die Erstellung der vorliegenden „Überlagerungskarten“ zur Einwanderungsgeschichte der 1. Spuren der hier untersuchten Baumgattungen sowie ihrer Massenausbreitung lassen sehr deutlich baumgattungsspezifische Phänomene erkennen, die sich in dieser Form nicht aus „Isopollenkarten“ erfassen lassen und machen durch die Fülle ihrer Ergebnisse die Komplexität der Vegetationsentwicklung im Holozän deutlich.

Für die Einwanderungsgeschichte scheinen geologische und biologische Prozesse, wie die eiszeitliche Lage der Refugien, die eingeschlagenen Wanderbahnen, die Möglichkeit des Transportes der Früchte und Samen durch Wind, Wasser oder Tiere, die Einwanderungszeit, die Konkurrenzstärke der Baumgattungen und die in den sich ausbildenden Ökosystemen vorhandenen Regelmechanismen, wichtiger gewesen zu sein, als die mit anderen Mitteln sonst klar nachweisbaren Klimaschwankungen. Dieses individuelle Verhalten der Baumgattungen ist nicht begrenzt auf die Einwanderungsbewegungen der hier untersuchten letzten 14'000 cal. ¹⁴C yr. b. p., sondern trat bereits in den vorangegangenen Interglazialen auf (FRENZEL, 1968; WATTS, 1973; DAVIS, 1976; WEST, 1980). Hieraus entstand die Vorstellung, daß die uns heute entgegertretenden Pflanzengesellschaften keine lange gemeinsame Geschichte haben, sondern nur mehr oder weniger zufällige Zusammenschlüsse der verschiedenen Pflanzen unter den heutigen Klimabedingungen sind (WEST, 1964). Diese Vorstellung, daß die heutigen Pflanzengesellschaften und Ökosysteme keine starren Gebilde sind, sondern in Abhängigkeit von äußeren und inneren Faktoren zusammengefügt und sich im Verlauf der Zeit verändernde Gemeinschaften, zeigt die Fähigkeit auf, mit der heutige Ökosysteme prinzipiell in der Lage sind, auf unterschiedlichste Veränderungen ihrer Umgebung zu reagieren (FRENZEL &

GLIEMEROTH, 1995). Durch den zunehmenden Einfluß des Menschen nicht nur auf die Ökosysteme selbst, sondern auch durch Städte- und Straßenbau sind jedoch die Reaktionsfähigkeiten heute eingeschränkt.

Schriftenverzeichnis

- AARJO, R. (1965): Die Fichtenverhäufung im Lichte von ¹⁴C-Bestimmungen und die Altersverhältnisse der Finnischen Pollenzonen. - C.R.Soc.Geol.Fin., **37**: 215-231; Helsinki.
- AARTHOLATHI, T. (1966): Über die Einwanderung und die Verhäufung der Fichte in Finnland. - Anns.bot.fenn., **3**: 368-379; Helsinki.
- (1967): Zur rationalen Tilia-Pollengrenze (T₀) in Finnland. - Fennia, **97**: 1-30; Helsinki.
- BARD, E.; FAIRBANKS, R. G.; ARNOLD, M. & HAMELIN, B. (1993): ²⁸TH/²³⁴U and ¹⁴C ages obtained by mass spectrometry on corals from Barbados (West Indies), Isabela (Galapagos) and Mururoa (French Polynesia). - In: BARD, E. & BROECKER, W. S. (Hrsg.): The last deglaciation: Absolute and radiocarbon chronologies. NATO ASI Series, **12**. - Springer, 103-110; Berlin.
- BECKER, B. & KROMER, B. (1993): Tree-ring ¹⁴C-calibration at 10'000 b.p. - In: BARD, E. & BROECKER, W.S. (Hrsg.): The last deglaciation: Absolute and radiocarbon chronologies. NATO ASI Series, **12**. - Springer, 3-11; Berlin.
- BERNABO, J. C. & WEBB, T. III (1977): Changing patterns in the Holocene pollen record of northeastern North America: a mapped summary. - Quat.Res., **8**: 64-96; New York.
- BIRKS, H. J. B.; WEBB, T. III & BERTI, A. A. (1975): Numerical analysis of surface samples from central Canada: a comparison of methods. - Rev. Palaeobotan. Palynol., **20**: 133-169; Amsterdam.
- BURGA, C. A. (1980): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Schams und des San Bernardino-Passgebietes (Graubünden). - Diss.Bot., **56**: 1-165, Cramer, Stuttgart.
- DAVIS, M. B. (1976): Pleistocene biogeography of temperate deciduous forests. - Geoscience and Man, **13**: 13-26.
- DONNER, J. J. (1963): The zoning of the postglacial pollen diagrams in Finland and the main changes in the forest composition. - Acta Bot.Fenn., **65**: 2-40; Helsinki.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Band 1.- 1-445; Fischer, Jena.
- FRENZEL, B. (1957): Beobachtungen zum Problem des Pollenfluges in einem Alpentale. - Unveröff.Manuskript.
- (1960): Die Vegetations- und Landschaftszonen Nordasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. - 1-453; Steiner, Wiesbaden.
- (1968): Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Europas. - 1-326; Steiner, Wiesbaden.
- (1975): The distribution pattern of Holocene climate change in the Northern Hemisphere. - Proc.WMO/AMAP symp. on long-term climatic fluctuations, **1975**: 105-118; Norwich.
- (1992) ed.: Evaluation of land surfaces cleared from forests by prehistoric man in Early Neolithic times and the time of migrating German tribes. - Paläoklimaforschung, **8**: 1-225; Fischer, Stuttgart.
- (1993): Klimaschwankungen und der Vorgang der Ökosystemänderung. - In: THEWS, G. & SERVATIUS, C. (Hrsg.): Ökosystemanalyse und Umweltforschung in Rheinland-Pfalz, Fischer, 11-26, Stuttgart.
- & GLIEMEROTH, A. K. (1995): Zur Vegetationsgeschichte Mitteleuropas. - Angewandte Landschaftsökologie, **4**: 15-50, Bonn.
- GLIEMEROTH, A. K. (1995): Paläoökologische Untersuchungen über die letzten 22'000 Jahre in Europa: Vegetation, Biomasse und Einwanderungsgeschichte der wichtigsten Waldbäume. - Paläoklimaforschung, **18**, Fischer, 1-252, Stuttgart.
- GODWIN, H. (1975): The History of the British Flora. - University Press, 1-435, Cambridge.
- HUNTLEY, B. & BIRKS, H.J.B. (1983): An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0-13'000 years ago. - University Press, 1-854, Cambridge.
- MOE, D. (1970): The postglacial immigration of *Picea abies* into Fennoscandia. - Bot.Notiser, **123**: 61-66; Oslo.

- MORAN, J. M. (1973): The late-glacial retreat of 'Arctic' air as suggested by onset of *Picea* decline. - Prof. Geogr., **25**: 373-376.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M. (1983): Isopollen maps for Poland: 0-11'000 years B.P.. - New Phytol., **94**: 133-175.
- RATCLIFFE, D. A. (1960): The mountain flora of Lakeland. - Proc. bot. soc. Br. Isl., **4**: 1-25; London.
- RYBICKOVA, E. & RYBNICEK, K. (1988): Isopollen maps of *Picea abies*, *Fagus sylvatica* and *Abies alba* in Czechoslovakia - their application and limitations. - In: LANG, G. & SCHNEIDER, C. (Hrsg.): Lake, mire and river environments during the last 15'000 years, Balkema, 51-66, Rotterdam.
- SEREBRYANNY, L. R. (1973): Postglacial migration rates of tree species in the northwestern regions of the USSR: palynology and radiocarbon dating. - In: KHOTINSKY, N.A. & KORENEVA, E.V. (eds.) Palynology: Holocene and marine palynology, Nauka, 51-78, Moskva.
- SRÓDÓN, A. (1960): Pollen spectra from Spitsbergen. - Folia Quat., **3**: 1-17; Warszawa.
- STUIVER, M.; PORTER, S.C.; MOKK, W.G.; OESCHGER, H.; DAVIS, R.B.; MOORE, A. & KRA, R.S. (1986) eds.: Calibration Issue. - Radiocarbon, **28.2B**: 805-1030, Tuscon.
- STUIVER, M.; BRAZUJANAS, T. F.; BECKER, B. & KROMER, B. (1991): Climatic, solar, oceanic and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ change. - Quat. Res., **35**: 1-24; New York.
- STUIVER, M.; LONG, A.; DEVINE, J.M. & KRA, R.S. (1993) eds.: Calibration 1993. - Radiocarbon, **35.1**: 1-244; Tuscon.
- SZAFER, W. (1935): The significance of isopollen lines for the investigation of the geographical distribution of trees in the postglacial period. - Bull. l'Acad. Sci. Polon., **B1935**: 235-239; Warszawa.
- WATTS, W.A. (1973): Rates of change and stability in vegetation in the perspective of long periods of time. - In: BIRKS, H.J.B. & WEST, R.G. (Hrsg.) Quaternary Plant Ecology, Blackwell, 134-187, Oxford.
- WEST, R. G. (1964): Inter-relations of ecology and quaternary palaeobotany. - J. Ecol., **52**: 47-57.
- (1980): Pleistocene forest history in East Anglia. - New Phytol., **85**: 571-622.
- ZOLLER, H. (1987): Zur Geschichte der Vegetation im Spätglazial und Holozän der Schweiz. - Mitt. Naturforsch. Ges. Luzern. Eiszeitforsch., **29**: 123-149; Luzern.

Manuskript eingegangen am 23. 10. 1995

Sedimente und Ablagerungsmechanismen in instabilen proglaziären Seen (Eisrandstauseen) in Westgrönland

HERBERT SCHOLZ*

Recent lake sediments, unstable lakes, West Greenland

Kurzfassung: Am Rande des grönländischen Inlandeises bei Søndre Strømfjord ist eine ganze Reihe von Eisrandstauseen mit instabilen Wasserständen zu finden. Sie neigen dazu, sich von Zeit zu Zeit unter das Eis hinein zu entleeren. Die Sedimente am Boden der ausgelaufenen Seebecken können ohne technischen Aufwand untersucht werden. 7 solcher Seen, von denen 3 im Sommer 1993 ausgelaufen waren, konnten im Rahmen eines von der DFG geförderten Projektes eingehender untersucht werden. Die Seefüllungen bestehen demnach vor allem aus locker gelagerten Diamikten, bei denen es sich größtenteils um die Sedimentfracht von Eisbergen handeln dürfte. Daneben spielen Delta- und Schwemmfächersedimente sowie Rutschmassen, die von den Flanken der Seebecken stammen, eine wichtige Rolle. Feinkörnige Seesedimente, wie man sie in eisrandnahen Seen eigentlich erwarten würde, treten demgegenüber stark in den Hintergrund. Sedimentfüllungen von derartigen instabilen Seen weichen also offensichtlich von gewöhnlichen, bisher bekannten glazilakustrinen Schichtfolgen stark ab. Fossile Ablagerungen aus derartigen Seen, die am Rande des nord-europäischen Inlandeises oder der alpinen Vorlandgletscher nicht seltener gewesen sein dürften als im heutigen Grönland, sollten aufgrund der vorliegenden Untersuchungen in Zukunft leicht zu erkennen sein.

[Sediments and sedimentary processes within unstable proglacial lakes (ice-dammed lakes) in West Greenland]

Abstract: Close to Søndre Strømfjord in West Greenland, a number of ice-contact lakes with unstable water levels are dammed by the margin of the inland ice. From time to time they drain more or less completely beneath the glacier. Thus, the sediments at the bottom of such dry lake basins can be examined in an easy way. 7 lakes of this type, 3 of which were empty in summer 1993, could be investigated in detail by help of a grant of the DFG. The sedimentary infill of the lakes mainly consists of diamictons, presumably sediments of drift ice. Besides of the debris of mass movements, derived from the flanks of the lake basins, deltaic and fluvial deposits play an important role. Fine grained lake sediments, however, which may be expected within a lake close to a glacier, are scarcely to be found. The sedimentary infill of unstable lakes of this type is obviously different from normal glacialacustrine successions. The sedimentary record of fossil lakes of this type,

which may have been as common in Pleistocene Europe as in modern Greenland, should be identified easily in the future, due to the investigations presented in this paper.

1 Einleitung

Pleistozäne Seeablagerungen sind in den ehemals vergletscherten Gebieten Europas weit verbreitet (SCHOLZ, 1991 und 1993). Bei den Sedimenten handelt es sich gewöhnlich um laminierte Feinsedimente (Bändertone, Beckenschluffe und Beckensande), die von gröberkörnigen Deltabildungen (Kiesen und Sanden) vertreten werden können. Die Feinsedimente sind meist einige Meter bis einige Dekameter mächtig und werden gewöhnlich von Grundmoränen unterlagert (SCHOLZ & PETER, 1995). Im Hangenden der Beckenfüllungen folgen oft fluviatile Kiese, manchmal aber liegen die Seeablagerungen auch frei oder sind - bei Beckensedimenten aus älteren Vereisungsperioden - von Moränen bedeckt. Allerdings sind längst nicht alle Profile in derartigen Sedimentfolgen einfach zu deuten, vor allem solche, wo in Feinsediment-Folgen geschichtete Kies- und Grobsandfolgen eingeschaltet sind.

Einige dieser Folgen scheinen in instabilen Schmelzwasserseen entstanden zu sein. Darunter sollen hier Schmelzwasserseen verstanden werden, die in zum Gletscher hin abfallenden Tälern und Rinnen vom Gletschereis selbst aufgestaut werden („glacier-dammed lakes“ sensu DAWSON, 1983). Sie neigen dazu, sich in gewissen Abständen immer wieder zu entleeren (z. B. MARCUS, 1960; SUGDEN et al., 1985; SCHOLZ et al., 1988). Dabei entstehen Flutwellen, die als Gletscherläufe (jökullhlaups) die Schmelzwasserflächen im Vorfeld des Gletschers erreichen. Die Böden solcher instabiler Seen fallen dann eine Zeitlang großflächig trocken. Selbst im Profundal der Seebecken können so Schmelzwasserrinnen und grobkörnige Sedimente entstehen.

Es sind eine ganze Reihe von rezenten Eisrandstauseen (auch „icecontact lakes“ sensu CHURCH & GILBERT, 1975 oder „terminoglacial lakes“ sensu ASHLEY et al., 1985) bekannt, die Gletscherläufe verursachen (z. B. THORARINSSON, 1953; MARCUS, 1960; STONE, 1963; JAHN, 1968; WAITT, 1980; DAWSON, 1983; SUGDEN et al., 1985; LORD & KE-

*) Anschrift des Verfassers: Priv.-Doz. Dr. H. SCHOLZ, Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der Technischen Universität München, Lichtenbergstr. 4, 85747 Garching.

HEW, 1987; RUSSELL & DEJONG, 1989; RUSSELL et al., 1990; SCHOLZ et al., 1988; RUSSELL, 1993). Es gibt auch eine Anzahl von Untersuchungen zu Gletscherläufen, zu ihren Wirkungen auf die betroffenen Sanderflächen und zu den Mechanismen, die Gletscherläufe auslösen (z. B. GILBERT, 1971; BEECROFT, 1985; SCHOLZ et al., 1988). Tatsächlich aber sind in der Literatur, die sich mit glazialen Seen befaßt, kaum Hinweise auf die Sedimente, Schichtfolgen und Ablagerungsmechanismen in derartigen instabilen proglazialen Seen zu finden, obwohl Seen dieses Typs z.B. am Rande des Inlandeises in Westgrönland ungemein verbreitet sind (SCHOLZ et al., 1988; Weidick, 1988). Vor allem in der Umgebung des internationalen Flughafens Søndre Strømfjord sind sie

relativ leicht zu erreichen. Da hier zudem Klima und Vegetation, Relief und Geometrie der Eisränder den Verhältnissen im hochglazialen Mitteleuropa bis zu einem gewissen Grad vergleichbar sind (SCHOLZ, 1984 und 1986a), lag es nahe, einige dieser Seen eingehender zu untersuchen.

2 Die praktische Durchführung des Projektes

An dem knapp einmonatigen Grönlandaufenthalt nahmen im Sommer 1993 außer mir der Geologiestudent Thomas Herzog und mein Kollege Dipl.-Geol. Dr. Jürgen Froh teil. Schon vor der Fahrt nach Grönland waren 4 Gebiete mit instabilen Eisrandstauseen am Ran-

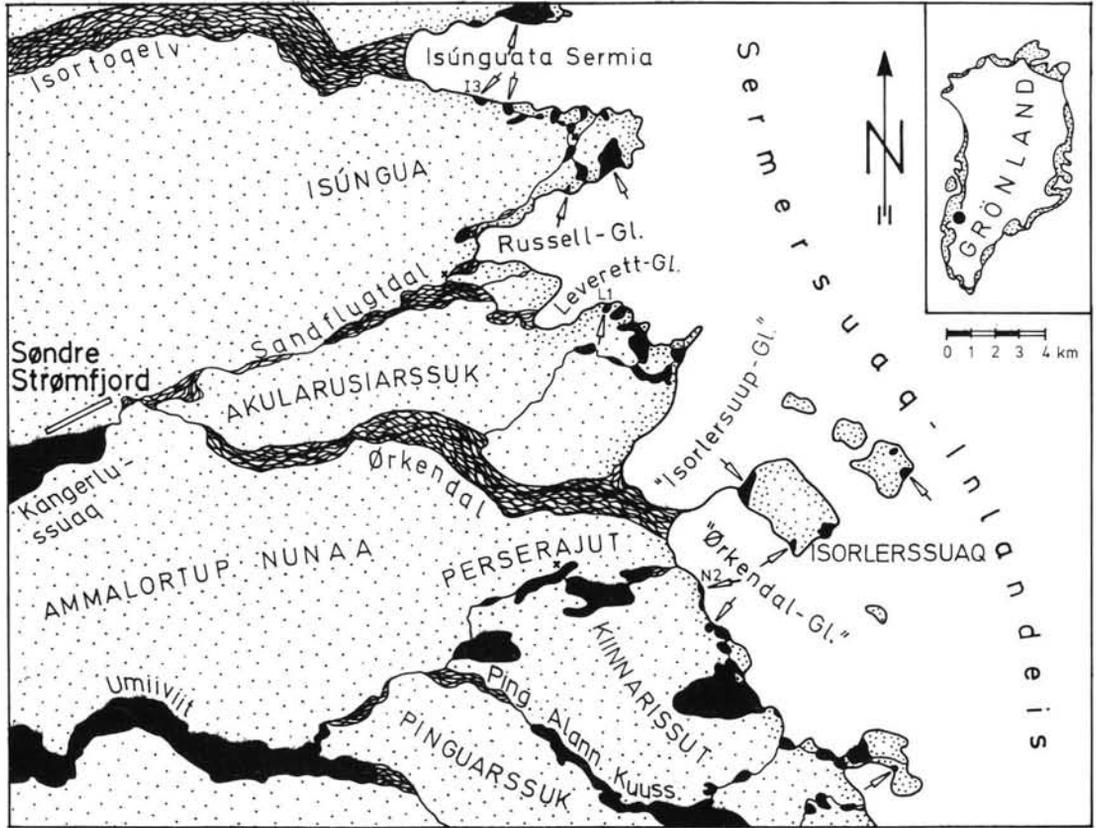


Abb. 1: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes in Westgrönland, auf der die wichtigsten Schmelzwasserseen und -flüsse sowie alle in dieser Gegend bisher sicher identifizierbaren instabilen Eisrandstauseen verzeichnet sind. Der Übersichtlichkeit halber sind die unzähligen größeren und kleineren periglazialen Seen nicht eingezeichnet. Mit Kreuzen sind die Punkte markiert, wo während unseres Aufenthaltes Lager aufgeschlagen wurden.

Fig. 1: Outline map of the investigated area in West Greenland, showing the most important meltwater lakes and rivers, as well as all the unstable ice-dammed lakes identified in this region with certainty so far. For clearness the innumerable small and large periglacial lakes are not shown here. Sites of basecamps used for the investigations are marked by crosses.

de des Inlandeises östlich des Flughafens Søndre Strømfjord ausgewählt worden, die als Untersuchungsobjekte besonders geeignet schienen - vorausgesetzt die Seebecken waren zum Zeitpunkt unseres Aufenthaltes tatsächlich leer.

Es blieb nichts anderes übrig, als den gesamten Eisrand abzulaufen und die Seen der Reihe nach anzuschauen. Das ist aber ein äußerst zeitraubendes und mühseliges Unterfangen. Die entferntesten Teile des Eisrandes, die hier ohne größeren technischen Aufwand erreicht werden können, liegen mehr als 40 km nordöstlich bzw. südöstlich des Flughafens. Bis auf eine einzige kurze Piste gibt es keine Straßen; das Gelände ist streckenweise unwegsam und nur mit großen Anstrengungen begehbar. Außerdem kann man nicht einfach den gesamten Rand des Inlandeises in einem Stück ablaufen, bis man einen geeigneten See gefunden hat. Das scheitert schon am Transport der dafür notwendigen Menge an Verpflegung. Zudem versperren zwei extrem wasserreiche und breite Schmelzwasserflüsse den Weg und zwingen einen jedesmal, ein Schlauchboot zu benutzen bzw. zum Flughafen zurückzulaufen, wo es eine Brücke gibt (Abb. 1). Mit einem Hubschrauber hätte sich die Sache zweifellos vereinfachen und beschleunigen lassen, wäre aber dadurch auch extrem verteuert worden. Ergänzt werden muß noch, daß ich mich im Sommer 1996 während einer privaten Grönlandreise nochmals einige Tage im Untersuchungsgebiet aufgehalten habe und hier einige ergänzende Beobachtungen machen konnte.

Die amtlichen Karten Grönlands im Maßstab 1:250 000 (für manche Gegenden auch in Vergrößerungen im Maßstab 1:100 000 erhältlich), die vom Geodätischen Institut in Kopenhagen herausgegeben werden, hatten sich schon bei früheren Unternehmungen in Westgrönland als äußerst grob und extrem unzuverlässig erwiesen. Brauchbare Spezialkarten in günstigeren Maßstäben sind vorläufig nur für die dichter besiedelten oder wirtschaftlich interessanten Teile Grönlands verfügbar - und zu diesen zählt das Untersuchungsgebiet nicht. Die topographischen Kartengrundlagen, die für die Kartierung der Seen notwendig waren, mußten folglich selbst hergestellt werden.

Seit einem gleichfalls von der DFG geförderten Projekt, das ich 1986 im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes durchgeführt hatte (SCHOLZ, 1986 b und 1987), war klar, daß sich Ortholuftbildkarten nicht ohne weiteres herstellen lassen, da sich in der weiteren Umgebung kein einziger Paßpunkt findet. So blieb nichts anderes übrig, als die schlechten amtlichen Karten mit der Hilfe von Luftbildern so weit zu verbessern, daß sie als halbwegs brauch-

bare Kartierunterlagen dienen konnten. Auf Vergrößerungen der Luftbilder, die den mittleren Maßstab 1:25 000 bzw. 1:10 000 aufwiesen, wurden die auf der topographischen Karte von Søndre Strømfjord im Maßstab 1:100 000 (Udvalget for vandreturisme i Grønland 1978, vergrößerter Auszug aus Karten im Maßstab 1:250 000, Geodætisk Institut 1977) eingezeichneten Höhenkoten (Äquidistanz 50 m) übertragen und unter Stereoskopen den tatsächlichen Geländeformen angepaßt. Dabei war freilich davon ausgegangen worden, daß die auf der amtlichen Karte dargestellten Höhenlinien und Höhenangaben im Prinzip nicht falsch sind.

Diese provisorischen Karten (Abb. 3 und 6) haben sich - trotz ihrer wenig befriedigenden Herstellungsweise - im Gelände ausgezeichnet bewährt. Sie haben sogar den Vorteil, daß transparente Abzüge jederzeit mit den Luftbildern exakt zur Deckung gebracht werden können, was die Arbeit mit ihnen entscheidend erleichtert. Durch zahlreiche Korrekturen der Höhenlinien während der Arbeiten im Gelände konnten sie weiter verbessert werden. Die vorliegenden Karten weisen zwar geringfügige Verzerrungen auf, zeigen aber ein ziemlich realistisches Modell der Geländeoberfläche und sind als Orientierungshilfe ausgezeichnet geeignet.

Ein wesentliches Problem besteht allerdings darin, daß die aus den amtlichen Karten übernommenen Höhenkoten und Höhenpunkte stellenweise nicht einmal annähernd zu stimmen scheinen. Das ergab sich aus einigen barometrischen Kontrollmessungen, die wir hier durchgeführt haben. Die von uns gemessenen und die aus der amtlichen Karte entnommenen Höhen wichen mitunter um mehr als 100 m voneinander ab. Da wir aber weder gerätemäßig noch von der zur Verfügung stehenden Zeit her in der Lage waren, diese Fehler zu korrigieren, haben die Höhenlinien auf unseren provisorischen Karten eher den Charakter von Konturlinien. Trotzdem sind sie allen amtlichen Karten dieser Gegend haushoch überlegen.

Es sei außerdem noch darauf hingewiesen, daß im vorliegenden Text und auf den Kartenbeilagen Namen auftauchen, die konsequent in Anführungszeichen geschrieben werden. Diese Begriffe sind nicht den amtlichen Karten entnommen, sondern im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen als Arbeitsbegriffe eingeführt worden. Eine offizielle Namensgebung ist damit nicht beabsichtigt.

3 Das Untersuchungsgebiet in Westgrönland

Das hier vorgestellte Untersuchungsgebiet ist vergleichsweise einfach zugänglich, da es vom Inter-

nationalen Flughafen Sønder Strømfjord (Kangerlussuaq) aus zu Fuß erreicht werden kann. Der hier vorgestellte Abschnitt des Eisrandes (Nr. 33 nach WEIDICK, 1968: Taf. 1) liegt im mittleren Westgrönland, etwas nördlich des Polarkreises (Abb. 1). Zwischen dem Sukkertoppengebiet im S und der Diskobucht im N reicht das Inlandeis nicht, wie sonst fast überall in Grönland, nahe an die Küste heran, sondern grenzt in Form flacher Eiszungen an ein niedriges Bergland. Der eisfreie Landstreifen wird stellenweise bis zu 180 km breit. Vom Rande des Eises fließen wasserreiche Schmelzwasserflüsse auf breiten Sanderflächen nach W, wo sich ihre Wassermassen in die Enden weit ins Landesinnere hineinreichender Fjorde ergießen. Die breiten Zungenenden liegen in Höhen von etwa 100 bis 300 m über dem Meer. Von hier aus steigt die Oberfläche des Inlandeises langsam an und erreicht schon in einer Entfernung von etwa 100 km vom Eisrand Höhen von über 2000 m.

3.1 Zur Geologie des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich hochmetamorpher, präkambrischer Gesteine, die im Süden dem Archaischen Block, im Norden der Mobilzone der Nagssugtoqiden angehören. Die radiometrischen Alter dieser Metamorphite schwanken zwischen 1,7 und mehr als 3 Mia. Jahren. Der Archaische Block wird im Arbeitsgebiet von Tiefengesteinen und Migmatiten (Quarzsyenite mit mafischen Restbeständen) aufgebaut, die von mächtigen, N-S-streichenden Lamprophyrgängen (Kangamiut-Gangschwarm, Amphibolite) diskordant durchschlagen werden. Die im Norden anschließende Mobilzone der Nagssugtoqiden besteht im wesentlichen aus sauren, teilweise mylonitischen Gneisen, in die - konkordant zu ihrem E-W-streichenden Parallelgefüge - gangförmige, 50 bis 100 m mächtige, oft boudinierte Amphibolit-, Granatamphibolit- und Ultrabasitkörper eingelagert sind. Sie werden als prätektonisch in einen archaischen Gneiskomplex intrudierte basische Gänge (Kangamiut-Dykes) gedeutet, die im Laufe einer jüngeren Durchbewegung entlang E-W-laufender Scherzonen umorientiert wurden (ESCHER et al., 1976). Die Beobachtung allerdings, daß in die Amphibolite gelegentlich auch gebänderte Marmorkörper eingelagert sein können, lassen dieses genetische Modell zweifelhaft erscheinen und legen eher eine suprakrustale Entstehung zumindest von Teilen des Komplexes nahe. Die mächtigen, steil nach N einfallenden Amphibolitkörper stecken jedenfalls heute vielfach im Kern von E-W-verlaufenden Berggrücken. Alle Gesteine sind während des Hochglazials vom Inlandeis überfahren und im Laufe des Holozäns

wieder freigegeben worden. Große Flächen sind deshalb von pleistozänen Grundmoränen bedeckt, die dem eisüberschlifften und geschrammten Untergrund auflagen. Vom Eisrückzug zeugen zahlreiche Wallssysteme zwischen der Küste und dem heutigen Rand des Inlandeises (TEN BRINK, 1975; WEIDICK, 1972; STÄBLEIN, 1975; SCHOLZ & GROTTENTHALER, 1988). Auch die innersten und damit jüngsten Rückzugsmoränen, die sich in der weiteren Umgebung der Gletscherzungen finden (Vorfeldstadien), scheinen mehrere tausend Jahre alt zu sein (TEN BRINK, 1975). Nur einige weitgehend vegetationsfreie Wälle, die stellenweise in der unmittelbaren Nähe des Eisrandes zu beobachten sind, dürften vergleichsweise jung sein und wohl größtenteils vom Ende des letzten und Anfang dieses Jahrhunderts stammen (Historische Stadien). Zwischen der Bildung der Historischen und der Vorfeldstadien scheint dieser Abschnitt des Eisrandes bedeutend weiter im E gelegen zu haben als heute. In dieser Zeit scheint die Hauptmasse der weit verbreiteten, dezimeter- bis metermächtigen, schluffig-feinsandigen Lößdecken entstanden zu sein, die alle älteren Bildungen im Vorfeld des Inlandeises überlagern können (SCHOLZ & GROTTENTHALER, 1988). Diese feinkörnigen äolischen Deckschichten, die heute wieder vielfach durch Deflation abgetragen werden, fehlen auf den Wällen der Historischen Stadien. Der große Altersunterschied zwischen den Moränenwällen der Jahrtausende alten Vorfeldstadien und der Historischen Stadien ist auch lichenometrisch nachweisbar (vergl. BESCHEL, 1961). Gröberkörnige Flugsandfelder, die unmittelbar am Eisrand und vor allem auf der Nordseite der großen Sanderflächen liegen, sind heute noch in Bildung begriffen. Sie sind vor allem durch Buschdünen charakterisiert, kleine, in Windrichtung gestreckte Dünen, die von Büschen der Weide *Salix glauca* gekrönt werden. Sie entstehen durch Starkwinde in der unmittelbaren Umgebung des Eises. Wie man an der Ausrichtung von Lineardünen und Deflationswannen, der Orientierung von Windkantern oder an der Lage der Dünenfelder bezüglich der Ausblasungsgebiete ablesen kann, kommen die Starkwinde vornehmlich aus südöstlicher Richtung. Es sind katabatische Fallwinde oder Föhne, die durch die Erddrehung antizyklonisch abgelenkt werden. Allerdings hat auch das Relief im Vorfeld des Eises einen erheblichen Einfluß auf die Windrichtung.

3.2 Zum Klima und zu den Frosterscheinungen im Untersuchungsgebiet

Während das eisrandnahe Bergland nur an wenigen Stellen mehr als 400 bis 500 m hoch wird, fin-

den sich in Küstennähe lokal vergletscherte Gebirge mit mehr als 1800 m Höhe. Diese Gebirge schirmen die regenbringenden Westwinde weitgehend ab. Zusammen mit der relativ großen Entfernung zum offenen Meer führt das zu einer ausgeprägten Kontinentalität des Klimas im Landesinneren - mit sehr niedrigen Jahresmitteltemperaturen (-4,8 °C; ETAC 1970), besonders warmen Sommern (Julimittel 10,5 °C) und großer Trockenheit (Jahresmittel 150-200 mm; HÄRLÖV & al. in MINISTERIET FOR GRÖNLAND, 1980 und ERICSON, 1987). Zudem trocknen Föhn und katabatische Eisfallwinde (PUTNINS, 1970) das Gletschervorfeld so stark aus, daß die Landschaft einen steppenartigen, stellenweise sogar wüstenhaften Charakter besitzt (BELKNAP, 1941 und HOBBS, 1931).

Folglich läßt sich überall im Arbeitsgebiet, wo porrenreiche Sedimente im Untergrund zu finden sind, Permafrost nachweisen. An Nordhängen kann die sommerliche Permafrosttafel häufig nur 10 cm unter der Vegetationsdecke ergraben werden. Auf inaktiven, vegetationslosen Flußterrassen beginnt der Permafrost dagegen oft erst in 2 bis 3 m Tiefe. Wo die Durchfeuchtung des Untergrundes genügend gut ist, lassen sich Frostmusterböden nachweisen. Besonders auffällig sind palsaartige Beulen, die einen Eiskern besitzen und gelegentlich auf älteren Flußterrassen zu finden sind (DIJKMANS, 1989). Hier, an nordexponierten Hängen wie in feuchten Senken, sind auch Eiskeilpolygone (DIJKMANS & TÖRNQUIST, 1990), an nord- und ostexponierten Hängen Erdbülten und Fließerdeloben verbreitet. Die Fließerden (gebundene Solifluktion), die zum großen Teil aus gelifluidal umgelagerten äolischen Deckschichten bestehen, sind leicht bräunlich gefärbt, gelegentlich gebändert, haben streifenweise hohe organische Gehalte und können sich in Senken zu beträchtlichen Mächtigkeiten akkumulieren. Obwohl im Sommer noch die ergiebigen Niederschläge fallen (STÄBLEIN, 1977b), gibt es nach der Schneeschmelze - abgesehen von den Schmelzwassersystemen - in tieferen Lagen kaum dauernd fließende Gewässer. Die Verdunstung ist so hoch, daß die meisten der zahlreichen periglaziären Seen ohne Abfluß sind und teilweise erhöhte Salzgehalte aufweisen. Während die Gletscher im Winter kaum Schmelzwasser spenden, die Sanderflächen weitgehend ausgetrocknet sind und - nach Angaben der Bevölkerung in Søndre Strømfjord - ohne Schwierigkeit mit einem Landrover überquert werden können, fallen im Sommer auch nach der Schneeschmelze gewaltige Schmelzwassermassen an. Die anastomosierenden Flußsysteme auf den Sanderflächen im Sandflugtdal oder Ørkendal schütten im Sommer schon normalerweise jeweils 150 bis

300 m³ Wasser pro Sekunde (Wert geschätzt). An den Schmelzwasserflüssen sind auch im Sommer erhebliche Wasserstandsschwankungen zu beobachten. Proportional zum täglichen Temperaturgang lassen sich den Temperaturmaxima und -minima nachhinkende Pegeländerungen von mehr als 40 cm beobachten - wobei die höchsten Pegelstände im Mittel um 16.00 Uhr, die niedrigsten um 10.00 Uhr erreicht werden. Schönwetterperioden und Föhnlagen machen sich durch ungewöhnlich hohe Pegelstände bemerkbar, die mehrere Dezimeter über dem sommerlichen Normalstand liegen können.

3.3 Zur Vegetation des Untersuchungsgebietes

Bei der Vegetation gibt es deutliche Unterschiede zwischen dem kontinentalen Landesinneren und den ozeanischen Küstengebieten auf der einen, den niedrigen Hügelländern und den höheren Bergen auf der anderen Seite. Während an den Küsten Zwergstrauchheiden, kräuterreiche Gras- und Sumpfgesellschaften dominieren, wird die Landschaft im Landesinneren eher durch trockene Steppen und Düngengesellschaften geprägt. Zwergstrauchheiden sind hier vor allem auf den besser durchfeuchteten Nordhängen zu finden. Die relativ hohen Durchschnittstemperaturen der Sommermonate ermöglichen das Wachstum von mehr als mannshohen Weiden - an gut mit Wasser versorgten und windgeschützten Standorten (BÖCHER, 1959 und 1975, BÖCHER et al. 1968).

Vor allem in den höheren Lagen und in der unmittelbaren Umgebung des Eisrandes treten vermehrt „offene“ Vegetationstypen auf, bei denen der Untergrund nur schütter bewachsen bzw. die geschlossene Vegetationsdecke mosaikartig mit völlig vegetationsfreien Flecken durchsetzt ist. Die Entstehung dieser offenen Pflanzengesellschaften ist teilweise auf periglaziäre Prozesse (Bodenfließen, Kryoturbation), in Eisrandnähe vor allem aber auf Erosionsschäden durch die heftigen Fallwinde zurückzuführen (FEILBERG et al. 1984).

Die im Arbeitsgebiet auftretenden Pflanzengesellschaften sind zuerst von Bøcher (z. B. 1959, 1968 und 1975), später durch GILCK (in SCHOLZ, 1987) ausführlich definiert und beschrieben worden. Weit verbreitet sind arktische Steppen („short grass prairie“, BÖCHER, 1954), mit einem deutlichen Überwiegen von Cyperaceen (Sauergräser). Daneben kommen, vor allem in Talgründen und Mulden in tieferen Lagen mit besser durchfeuchteten Böden, gramineenreiche Pflanzengesellschaften vor, die als „Großgraswiese“ („tall grass prairie“, BÖCHER, 1954) bezeichnet werden. Charakterpflanze ist ein Reitgras,

das bis hüfthoch wachsende *Calamagrostis purpurens*. In tieferen Lagen findet sich an windgeschützten und genügend feuchten Standorten - dort auch an Südseiten - mannshohes, dichtes Gebüsch der Weide *Salix glauca*, ein Vegetationstyp, der als „*Salix-glauca*-Gebüsch“ bezeichnet wird. Besonders weit verbreitet sind nahezu reine Bestände der Zwergbirke *Betula nana*. Diese „*Betula-nana*-Zwergstrauchheide“ findet sich in tieferen Lagen auf mäßig geneigten Nordhängen an Stellen, wo die Permafrosttafel in nur wenigen Dezimetern Tiefe zu erbohren ist. Recht ausgedehnte Dünenfelder sind vor allem auf den Nordseiten der großen Sanderflächen und unmittelbar am Eisrand zu finden. Auf ebenen Flächen zwischen „Buschdünen“, die von der Weide *Salix glauca* dominiert werden, seltener aber auch auf kleinen, hügelartigen Dünen und auf südseitigen, mit Flugsand bedeckten Hängen am Rande der Dünenfelder, wachsen dichte Bestände des Strandroggen (*Elymus arenarius*).

3.4 Beschreibung der instabilen Eisrandstauseen

Terminoglaziale Seen (sensu ASHLEY et al., 1985), die unmittelbar an den Eisrand grenzen („ice-contact lakes“ sensu CHURCH & GILBERT, 1975), sind am Rand des Inlandeises in Westgrönland ungemein verbreitet (SCHOLZ et al., 1988; WEIDICK, 1988). An einigen Stellen grenzt der Eisrand mit senkrechten Kalbungsfronten an Schmelzwasserseen, die vielfach von Eisbergen bedeckt sind. Der größte von ihnen ist der mehr als 3 km lange Iluliartooq im Kiinarisut-Bergland (Abb.1), südöstlich von Søndre Strømfjord. Einige dieser Seen besitzen einen Ausfluß, der in Funktion ist, wenn sie ihre maximale Stauhöhe erreicht haben, andere dagegen scheinen überhaupt nur subglazial zu entwässern. Manche dieser Seen zeigen beim Vergleich unterschiedlich alter Luftbilder gewaltige Wasserstandsänderungen. Über eine Kombination von direkter Beobachtung und der Auswertung von Luftbildern lassen sich am Eisrand zwischen Isunguata Sermia im Norden und dem Pinguarsuup Alannguata Kuussua mindestens 12 Seen ermitteln, die sich in gewissen, vielleicht unregelmäßigen Abständen zu entleeren scheinen (Abb. 1). Es wäre aber durchaus möglich, daß auch benachbarte Eisrandstauseen instabil sind und zum Zeitpunkt der Befliegungen nur zufällig gerade voll waren. Von diesen instabilen Seen schienen 4 sich besonders regelmäßig zu entleeren und wir hofften, wenigstens 2 davon während unseres Aufenthaltes untersuchen zu können. Der eine See liegt am Westrand des „Ørkendal-Gletschers“ („Iluliartununguaq 2“), der zweite am Südrand des Leverett-

Gletschers („Leverett 1“), der dritte am Nordrand des Russell-Gletschers („Oberer Russellsee“ oder „Russell 1“) und der vierte am Südrand des Isunguata Sermia („Isunguata 3“) (Abb. 1). „Iluliartununguaq 2“ und „Russell 1“, von denen ich mir besonders interessante Ergebnisse erhofft hatte, blieben leider, solange wir uns in der Nähe aufhielten, bis zum Rand mit Wasser gefüllt. Sie waren noch immer nicht ausgelaufen, als wir beim Rückflug das Gebiet überquerten. „Leverett 1“ und „Isunguata 3“ dagegen waren im Sommer 1993 entsprechend unseren Erwartungen tatsächlich ausgelaufen und konnten untersucht werden (Abb. 1). Zusätzlich fanden wir etwas nördlich des Iluliartununguaq ein sehr schmales, langgestrecktes Seebecken („Nysø 2“), das sich offenbar erst kurz vor unserer Ankunft entleert hatte (Abb. 1). Bei einer ergänzenden Begehung des Eisrandes im August 1996 wurde zusätzlich noch der „Isunguata 2“ in ausgelaufenem Zustand angetroffen. Die unmittelbare Umgebung der Seen sowie die trockengefallenen Teile des Seebodens wurden, soweit sie zugänglich waren, geologisch kartiert. An zahlreichen Stellen der trockengefallenen Seeböden (vor allem von „Isunguata 3“ und von „Leverett 1“) wurden Profile aufgegraben, untersucht und dokumentiert. Die Profile wurden fotografisch und zeichnerisch festgehalten. Neben gestörten wurden auch ungestörte Sedimentproben gewonnen. An einigen Stellen von „Isunguata 3“ wurden Stechkastenprofile präpariert und die Präparate mitgenommen. In 3 Fällen gelang es, kurze Kerne (der längste ist 1 m lang) mit Hilfe von mitgebrachten Kunststoff-Kernrohren herauszustechen und mitzunehmen. Die tatsächlich mitgebrachte Probenzahl blieb - durch unsere begrenzte Transportkapazität bedingt - relativ bescheiden.

3.4.1 Iluliartununguaq 2 (Q2)

Der etwa 1 500 m lange und 500 m breite See „Iluliartununguaq“ (Abb. 1) ist durch eine weit vorspringende Landzunge (Taf. 1a), die sich unter dem Wasserspiegel als Untiefe fortsetzt, in zwei tiefere Seebecken unterteilt (Abb. 2). Auch dieser etwa 400 m über dem Meer gelegene Doppelsee grenzt im NE direkt ans Inlandeis, wo eine fast 1 km lange Kalbungsfront ausgebildet ist (Taf. 1a). Schmelzwasser, das am Nordwestende dieses Sees überläuft, fließt in einer peripheren Rinne am Eisrand entlang und verschwindet nach kaum 100 m in einem Eistunnel.

Auf Luftbildern des Geodätischen Institutes in Kopenhagen, die von einer Befliegung Mitte August 1968 stammen (FS. Nr. 850780), ist das nordwestliche, kleinere Teilbecken („Iluliartununguaq 2“) völ-

lig wasserleer (Abb. 2). Auf Luftbildern von einer Befliegung Anfang September 1985 (FS. Nr. 860957) ist er dagegen wassergefüllt. Wie auf der älteren Aufnahme zu sehen war, wird er in entleertem Zustand von einem breiten Schmelzwasserbach durchflossen, dem Überlauf des südöstlichen Teilbeckens („Iluliartununguaq 1“), dessen Wasserspiegel nur etwas abgesenkt ist. Der Bach mündet im Profundal des Beckens in einen kaum 100 m großen Restsee, dessen Überlauf wiederum nach einer Laufstrecke von etwa 200 m unter dem Eis verschwindet (Abb. 2). Das Profundal scheint mit feinkörnigen Sedimenten aufgefüllt zu sein. Auf der westlichen Innenseite des leeren Seebeckens sind teilweise die nackten Felsen entblößt. Die Flanken auf der Ostseite bestehen aus grobblockigen Eisrandablagerungen. Gestrandete Eisberge lassen sich auf dem Luftbild nicht erkennen, vielleicht ein Hinweis auf einen längeren Zeitraum, der zwischen dem Auslaufen des Sees und der Aufnahme verstrichen sein muß.

Die Pflanzendecke auf diesem Luftbild hört offenbar im Bereich der jetzigen Hochwasserlinie auf. Deswegen ist anzunehmen, daß das Teilbecken gar nicht lange vorher noch mit Wasser gefüllt war. Auf dem Luftbild von 1968 ist das ausgelaufene Teilbecken des „Iluliartununguaq 2“ ca. 450 m breit; auf dem Luftbild von 1985 ist es deutlich schmaler - ein beredter Hinweis auf das augenblickliche Vorrücken des Inlandeises, das in den letzten 10 Jahren überall östlich von Søndre Strømfjord zu beobachten war (SCHOLZ, 1991).

Beim Auslaufen dieses vermutlich etwa 20 bis 30 m tiefen Beckens dürfte ein Wasservolumen unter dem Eis verschwunden und vermutlich im Ørkendal (?) als Gletscherlauf wieder zutage getreten sein, das in der Größenordnung von etwa 3 000 000 bis 4 000 000 m³ liegt.

Am Südennde des Ørkendals, der terminalen Sanderfläche, die etwa 4 km weiter im N ansetzt (Abb. 2), sind relativ frische Hochwassermarken zu entdecken, kaum 1 m über dem sommerlichen Normalwasserstand. Zudem gibt es hier - etwa 300 bis 1 000 m vom Eisrand entfernt - winzige, kaum bewachsene Terrassen aus Grobsanden und Feinkiesen, die sogar 2 bis 3 m höher liegende Hochwasserstände anzeigen. Sie könnten von Gletscherläufen herrühren, die mit dem Auslaufen des „Iluliartununguaq 2“ (oder gar des Iluliartooq?) zusammenhängen. Im Sommer 1986 konnten diese Seen über viele Wochen hinweg beobachtet werden, waren in dieser Zeit aber leider ständig voll mit Wasser. Auch 1993 blieben sie - während unseres ganzen Aufenthaltes - enttäuschenderweise mit Wasser gefüllt.

3.4.2 Nysø 2 (N2)

Kaum 100 m nördlich des „Iluliartununguaq 2“ liegt das Inlandeis direkt den eisüberschliffenen Felsen eines Höhenrückens auf, der vom Kiinarissut-Bergland herunterzieht und an dieser Stelle unter dem Eis verschwindet. Zwischen hier und felsigen Steilwänden 1200 m weiter im N, an die sich das Eis besonders eng anschmiegt, ist eine ziemlich breite periphere Rinne ausgebildet, die etwas unter 400 m über dem Meer liegt (Abb. 2). Auf den Luftbildern des Geodätischen Institutes in Kopenhagen von 1968 (FS. Nr. 850780) sind hier keine Schmelzwasserseen zu erkennen. Auf den jüngeren Flugaufnahmen von 1985 ist ungefähr in der Mitte zwischen beiden Felsriegeln ein etwa 500 m langer, ganz schmaler Stausee zu sehen („Nysø 1“), der hier seitdem entstanden war und weitgehend unverändert auch noch 1986 existierte. Der Eisrand war im Vergleich zu 1968 deutlich nach W vorgerückt (SCHOLZ, 1991). Bei unserer Begehung 1993 war der Eisesspiegel gegenüber 1997 nochmals deutlich angestiegen und die etwa 500 m nördlich des „Nysø 1“ gelegene Engstelle zwischen Eisrand und Fels dadurch fast unpassierbar geworden. Der Wasserspiegel des „Nysø 1“ lag jetzt um mehrere Meter höher als 1986. Das war u.a. daran zu erkennen, daß markante Moränenwälle (der historischen Stadien), die 1986 noch am Rand des „Nysø 1“ gelegen hatten, jetzt als Inseln mitten im See herauskamen. In der peripheren Rinne zwischen „Nysø 1“ und der nördlich davon liegenden Engstelle hatten sich mehrere schmale Schmelzwasserseen gestaut. Sie standen durch Schmelzwasserrinnen miteinander in Verbindung, die zwischen den einzelnen Seen Höhen von jeweils wenigen Metern zu überwinden hatten. Das aus dem nördlichsten dieser Seen überlaufende Schmelzwasser verschwand kurz vor der Engstelle in einem Eistunnel. Die westlichen Ufer dieser nur wenige Dekameter breiten Seen waren bis zur Wasserlinie von Zwergstrauchheiden bewachsen. Das Gegenufer wurde abschnittsweise vom blanken Eis mit senkrechten Kalbungsfronten gebildet. Teilweise wurden die Seen auf der Ostseite auch von blockreichen Eisrandablagerungen begrenzt. Auf den Flanken dieser Moränen waren am Nordende der Seenkette Hochwassermarken zu sehen, die anzeigten, daß der nördlichste der Seen vorher einen bis zu 6 m höheren Wasserstand gehabt haben muß. Weitere Hochwassermarken, die sich bei näherem Hinschauen überall entlang des Ostufers der Seenkette fanden, machten deutlich, daß es sich bei der Seenkette nur um Reste eines inzwischen ausgelaufenen, schmalen, größeren Eisrandstausees gehandelt haben muß. Deutliche Wasserstandsmar-

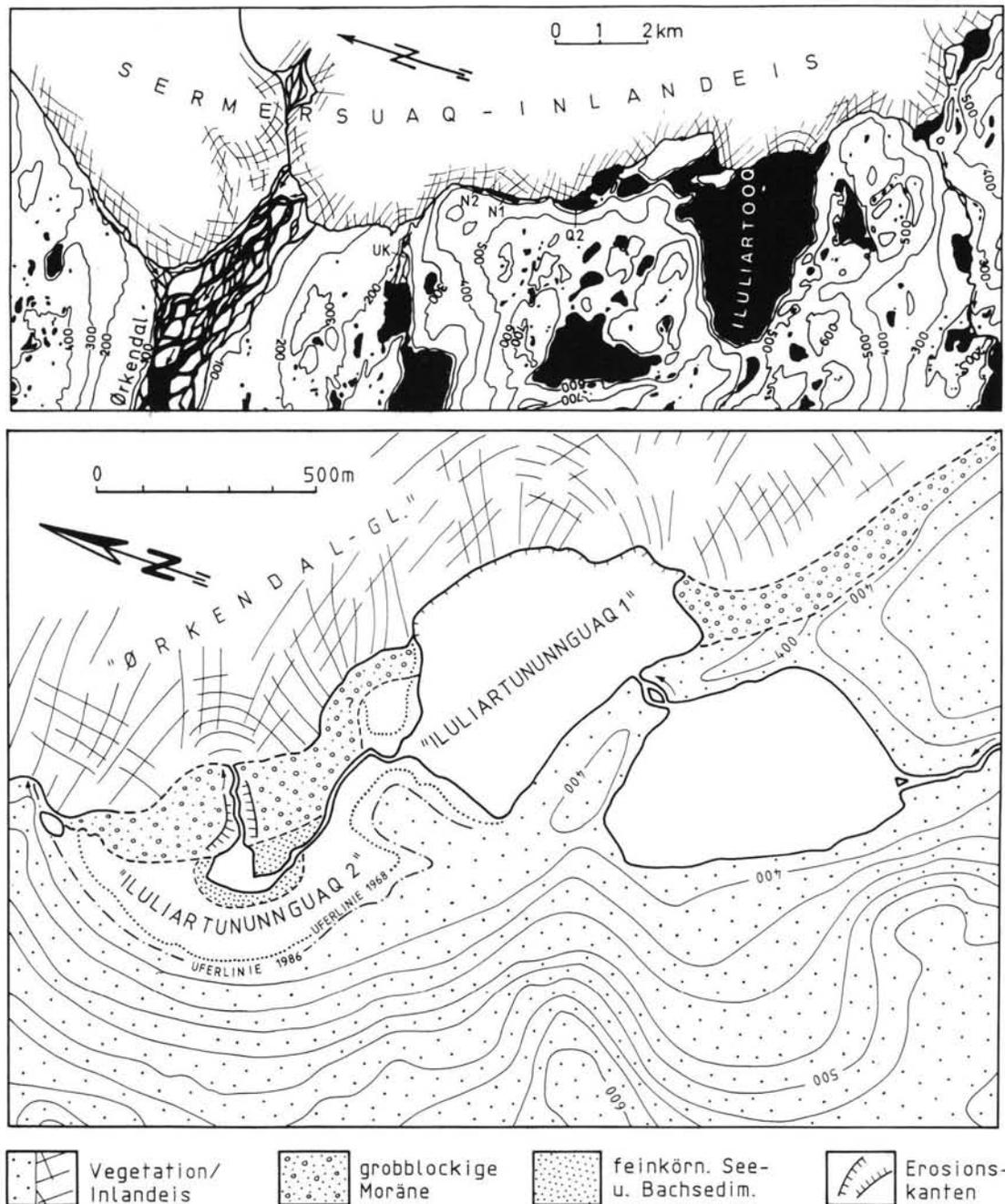


Abb. 2: Die beiden topographischen Kärtchen sind auf der Grundlage der amtlichen Karte 1:100000 und der von Luftbildern hergestellten. Unter Verwendung der Karten bei SCHOLZ (1987), verändert. Hier finden sich auch eine geologische und eine pflanzensoziologische Detailkarte des Gebietes. Oben: Topographisches Übersichtskärtchen des Gebietes zwischen dem riesigen Ørkendal-Sander und dem Iluliartooq, mit der südlich anschließenden kleinen Sanderfläche „Umimmalissuup Kunungua“ (UK), dem „Nysø 1“ (N1), dem „Nysø 2“ (N2) und dem „Iluliartunnguaq“. Die Flüsse und Seen sind schwarz dargestellt. Unten: Detailkärtchen mit dem instabilen Eisrandtausee „Iluliartunnguaq“. Der See besteht aus 2 Teilbecken, von denen sich das nördlichere (Q2) gelegentlich entleert.

Fig. 2: Both topographic maps were made on base of the official map 1:100000 and by use of aerial photographs, using the maps given in Scholz (1987), corrected. In Scholz (1987) geological as well as botanical maps of the region are to be found. Above: Topographic map giving an overview of the area between the large sandur of Ørkendal and the lake Iluliartooq, together with the small sandur plain „Umimmalissuup Kunungua“ (UK) to the South and the lakes „Nysø 1“ (N1), „Nysø 2“ (N2), and „Iluliartunnguaq.“ All rivers and lakes are symbolised with black signatures. Below: Special map showing the unstable ice-dammed lake „Iluliartunnguaq“. The lake consists of 2 separate basins. The northern one (Q2) empties from time to time.

ken waren am Eisrand selbst und auf Moränen der Historischen Stadien zu erkennen, die hier der Gletscherfront unmittelbar vorgelagert sind. Hochwassermarken, die allerdings weniger deutlich waren, fanden sich auch am dicht mit Vegetation bewachsenen Gegenufer (Taf. 1b). Hier war die Vegetation teilweise mit feinkörnigen Sedimenten überdeckt, die in einem Stausee abgelagert worden sein mußten.

Da diese Sedimente größtenteils noch feucht waren, muß der Wasserspiegel noch kurz vor unserer Ankunft am 11. 7. 1995 deutlich höher gelegen haben. Tatsächlich gab es Hinweise, daß dieser See am Vortag ausgelaufen war. Die terminale Schmelzwasserinne des „Umimallissuup Kunungua“, die 1 km weiter im N den Eisrand entwässert (Abb. 2), führt gewöhnlich so wenig Wasser, daß sie in einiger Entfernung vom Eis normalerweise überquerbar ist, ohne daß man die Schuhe ausziehen muß. Am 10.7.1995, am Tag bevor wir den „Nysø 2“ das erste Mal zu Gesicht bekamen, führte das verflochtene Flußsystem dieser Sanderfläche so viel Wasser, daß man in einigen Rinnen bis zur Hüfte im Schmelzwasser stand. Die Hauptmasse des Wassers schoß mit Getöse als meterdicker Strahl aus einem fast mannshohen Loch, das sich im Bereich vom „dirty basal ice“ etwa in der Mitte der steilen Eisfront befand. Schon am darauffolgenden Tag hatte die Schüttung deutlich nachgelassen. Die Sanderfläche war an diesem und den restlichen Tagen unseres Aufenthaltes wieder ziemlich einfach zu überqueren. Ich vermute, daß das von uns beobachtete Hochwasser mit dem Auslaufen des „Nysø 2“ in Verbindung stand. Das Wasservolumen, das bei diesem kleinen Gletscherlauf freigesetzt worden ist, dürfte in der Größenordnung von etwa 30000 m³ gelegen haben. Der tiefere Teil des rinnenförmigen „Nysø 2“ wurde im Sommer 1993 auf seiner ganzen Länge von einem breiten Bach durchflossen, dem Überlauf von „Nysø 1“, der sich stellenweise zu einem schmalen Restsee erweiterte. Wo das Gewässer seicht war, konnte man den steinigten Boden der Rinne erkennen. Bis zu 6 m über dem Niedrigwasserniveau waren die Zwergsträucher mit eingetrocknetem Schluff überzuckert und staubten beim Darüberlaufen (Taf. 1b). Stellenweise fanden sich auf den Zwergsträuchern liegende Häufchen von Sand und Geröllen. Ähnliche Erscheinungen habe ich 1987 im Becken des damals eben ausgelaufenen „Oberen Russell-sees“ („Russell 1“) beobachten können. Bei ihnen handelte es sich um die Sedimentfracht bzw. die Liegemarken von gestrandeten und inzwischen abgeschmolzenen Drifteisblöcken. Am „Nysø 2“ trugen die teils lebenden, teils abgestorbenen Pflanzen - etwa 1 bis 2 m über dem Niedrigwasserstand -

zentimeter-, weiter unten auch dezimeterdicke, un- deutlich geschichtete Hauben aus schluffigen, fein- bis mittelkörnigen Sanden (n21). Unter diesen Hauben gab es weiterhin zahlreiche luftgefüllte Hohlräume. Die Schichtungsgefüge waren vielfach gestört, was auf Sackungsvorgänge zurückzuführen sein dürfte.

All diese Beobachtungen sprechen dafür, daß sich anstelle des Baches noch kurz vor unserem Eintreffen ein See befunden haben muß, der inzwischen ausgelaufen war. Der See muß an seinem Westufer die hier wachsenden Pflanzengesellschaften überflutet haben, während sein Ostufer an den aktiven Eisrand grenzte. Stellenweise muß er direkten Kontakt mit dem Eis gehabt haben, da Spuren des Drifteises nachweisbar waren. Aus der nach unten zunehmenden Mächtigkeit der sandig-schluffigen Stillwasserablagerungen muß geschlossen werden, daß die tieferen Teile des Seebeckens länger unter Wasser waren als die höheren. Die maximale Stauhöhe wird wohl nur ganz kurze Zeit erreicht worden sein, da in den obersten Metern, abgesehen von einer dünnen Schluffhaut auf den Pflanzen, keine Seesedimente nachweisbar sind.

Im Bereich der höchsten Wasserstandsmarken konnten an einigen Stellen charakteristische Schäden an der Vegetation beobachtet werden. Seewärts war auf quadratmetergroßen Flächen der nackte Boden freigelegt, hangwärts war die hier fehlende Vegetationsdecke wie ein Tischtuch zusammengestaucht. Ähnliche Vegetationsschäden habe ich 1987 auch im Bereich der maximalen Wasserstandsmarken des ausgelaufenen „Russell 1“ beobachten können, wo sie offensichtlich in Zusammenhang mit einer Seegefornis standen. Zerbrochene Reste der Eisplatten, die diese Schäden offenbar verursacht hatten, lagen hier am R1 noch an Ort und Stelle.

3.4.3 Leverett 1 (L1)

Der instabile Eisrandstausee „Leverett 1“ liegt genau im Zwickel zwischen den beiden Inlandeiszungen des Leverett-Gletschers und des „Isorlersuup-Gletschers“, der amtlichen Karte nach in einer Höhe von etwas über 500 m über dem Meer. Es ist der nordwestlichste dieser Seen und liegt dem Leverett-Gletscher am nächsten. Auf Luftbildern des Geodätischen Instituts in Kopenhagen, die von einer Befliegung Anfang September 1985 stammen (FS. Nr. 860957), ist der „Leverett 1“ in leerem Zustand zu sehen, genauso wie auf Luftbildern von einer Befliegung von Mitte August 1968 (FS. Nr. 850780). Auf den älteren Aufnahmen sind zahlreiche gestrandete Eisberge zu erkennen, die auf der Schlammkrawatte des Stausees liegen. Er scheint al-

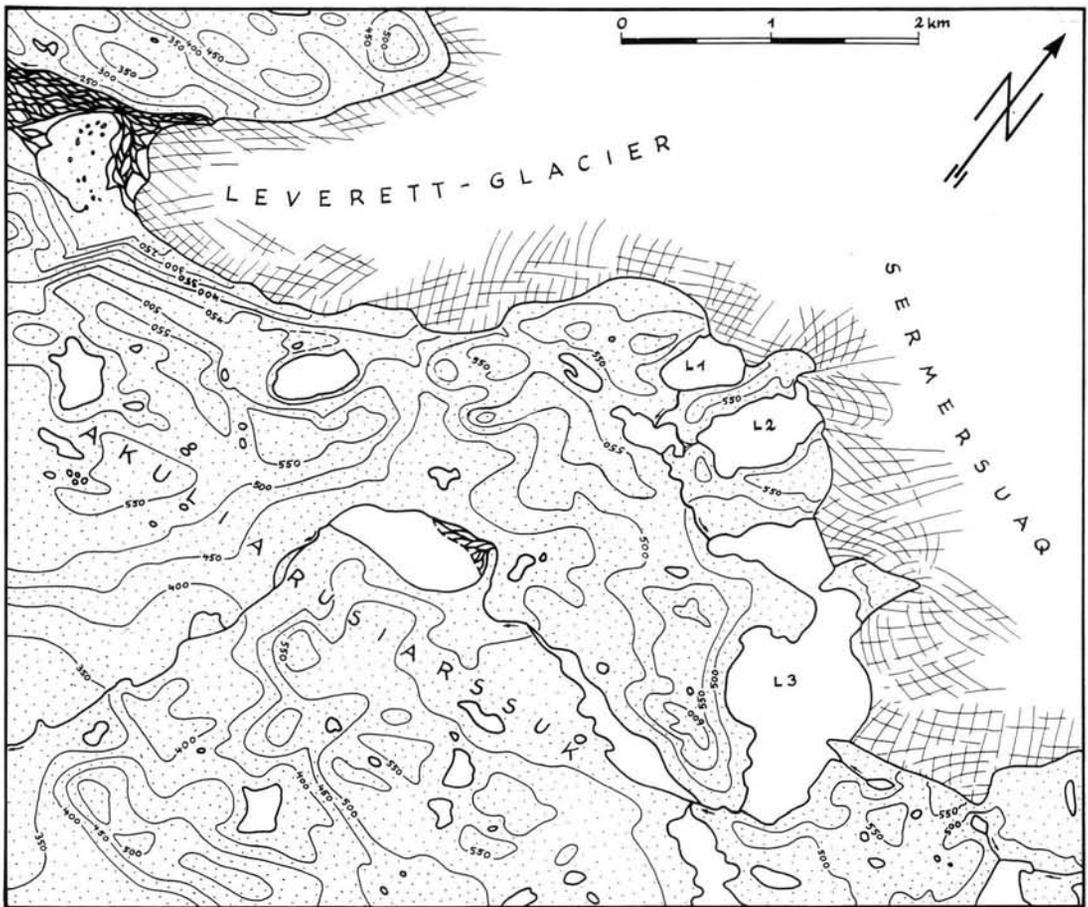


Abb. 3: Topographische Übersichtskarte des Gebietes südlich des Leverettgletschers, um die Lage und die hydrographischen Verhältnisse des instabilen Eisrandstausees „Leverett 1“ (L1) zu verdeutlichen. Das Festland ist gepunktet, die Seen sind weiß, die Gletscher mit einer Spaltensignatur dargestellt.

Fig. 3: Topographic map giving an overview of the region south of the Leverett Glacier, in order to show the situation and the hydrographical conditions of the unstable ice-dammed lake „Leverett 1“ (L1). Land is dotted, lakes are white, glacier tongues symbolised with a crevasse signature.

so, kurz bevor die Aufnahme gemacht wurde, ausgelaufen zu sein. Im Gegensatz dazu konnte im Sommer 1987 vom Flugzeug aus beobachtet werden, daß der „Leverett 1“ mit Schmelzwasser gefüllt war. Bei unserer Ankunft am 1. August 1993 war der See jedoch leer (Taf. 2a und 2b).

Das etwa 550 m lange, 400 m breite und über 40 m tiefe Seebecken wird im NW und SE von niedrigen Felsrücken begleitet, auf der nordöstlichen Schmalseite vom Inlandeis abgedämmt und auf der Südwestseite durch einen niedrigen Hügel abgeriegelt (Abb. 3, 4). Zwei Flanken der länglichen Hohlform sind relativ steil, während der Boden zum Eis hin, in NNE-Richtung, allmählich abfällt. Im Profundal am Nordostende des vegetationslosen Beckens befand sich 1993 ein Restsee von etwa 200 m Durchmesser (Taf. 3a und Abb. 5). An seinen Ufern, vor allem am Südende, lagen große Mengen

teilweise riesiger gestrandeter Eisberge. Vereinzelt fanden sich noch tauende Reste gestrandeten Drifteises nur wenige Meter unterhalb der Hochwasserlinie des Beckens. Die ehemals vertikale Kalbungsfront der am Nordende des Sees liegenden Gletscherzunge war schon bei unserer Ankunft teilweise zusammengebrochen.

Der Maximalstand des Wassers wird durch ein kleines Kliff nachgezeichnet, das sich auf 3 Seiten des Seebeckens verfolgen läßt (Taf. 2a und 2b). Knapp unterhalb dieser Uferlinie lagen z.Z. unserer Ankunft die ersten im Abschmelzen begriffenen Driteisblöcke. Am Südende des Sees setzt eine mehrere Meter in die Umgebung eingeschnittene Rinne an, die sich außerhalb des Seebeckens nach S zu in ein ca. 300 m langes, ganz flaches Trockentälchen fortsetzt (Abb. 4 und Taf. 2b). Das Gefälle dieses Tales ist nach S gerichtet. Der weitgehend ebene, ve-

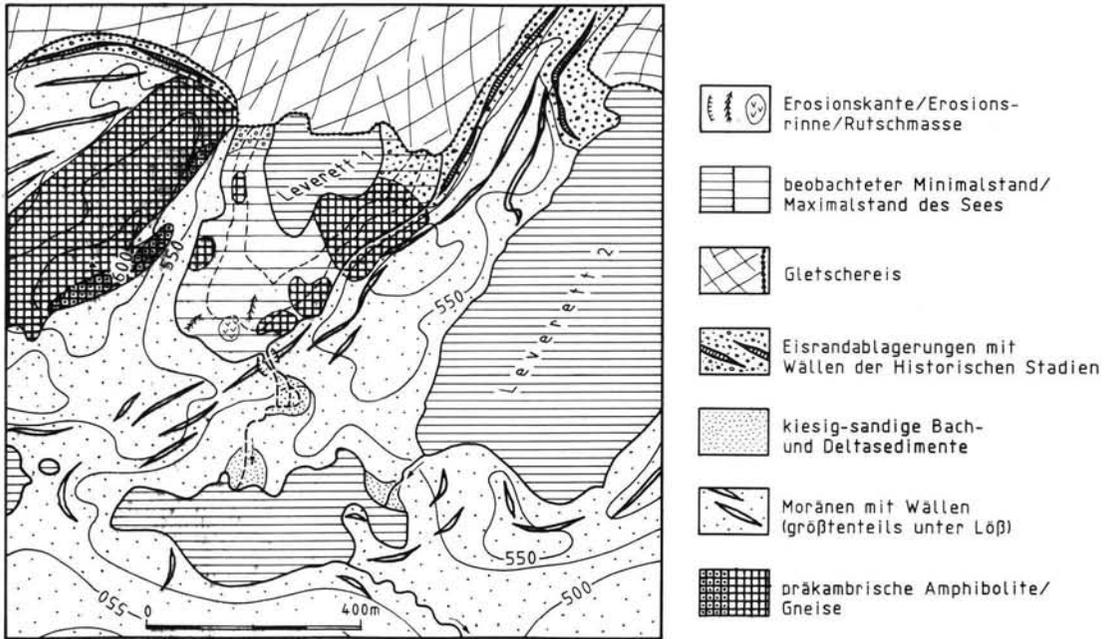


Abb. 4: Geologisches Kärtchen der unmittelbaren Umgebung des instabilen Eisrandstausees „Leverett 1“. Aufgenommen auf der Grundlage einer verbesserten Version der Karte von Abb. 3. Der nur periodisch wasserführende Überlauf des Sees ist gestrichelt dargestellt.

Fig. 4: Geological map showing the vicinity of the unstable ice-dammed lake „Leverett 1“. It was produced on base of a corrected version of the map given in fig. 3. The lake outlet supplied periodically with water only, is marked with a dotted line.

getationslose Boden des stellenweise in mehrere Rinnen aufgespaltenen Tälchens ist teils von Geröllen, teils von Sand bedeckt. Diese Rinne dient dem See in den Zeiten, in der er gefüllt ist, offensichtlich als Überlauf. Das hier überfließende Schmelzwasser mündet in einen kleinen, südlich anschließenden See, wo sich augenscheinlich ein weitgehend bewachsenes, sandiges Delta gebildet hat (Abb. 4). Der Überlauf dieses Sees wiederum, der auch mit Schmelzwasser versorgt wird, das aus dem benachbarten See „Leverett 2“ überläuft, mündet nach weniger als 1 km Fließstrecke in den größten dieser Eisrandstauseen, den „Leverett 3“ (Abb. 3). Der Zustand, in dem der See 1993 angetroffen wurde, stimmt weitgehend mit demjenigen überein, der auch auf den untersuchten Luftbildern von 1968 und 1985 zu erkennen war. Aus den geschilderten Beobachtungen muß geschlossen werden, daß der See wohl noch wenige Wochen vor unserer Ankunft mit Schmelzwasser gefüllt war.

Der trockengefallene, schüsselförmige Seeboden war im Sommer 1993 nicht überall zugänglich. Im Profundal des Beckens befand sich ein etwa 200 mal 200 m großer Restsee, der dicht mit schwimmenden, großen Eisblöcken bedeckt war (Taf. 3a).

Trotz einiger Versuche gelang es nicht, näher als 50 m an diesen Restsee heranzukommen und Proben zu sammeln. In seiner unmittelbaren Umgebung liegen die gestrandeten Eisberge so dicht, daß zwischen ihnen nur noch schmale Gassen frei sind (Abb. 5). Einige der am Rand des Beckentiefsten liegenden Eisblöcke sind so groß, daß sie noch über den Beckenrand hinausragen. Zudem hört und sieht man ständig, wie kilo- bis tonnenschwere Eisblöcke krachend herunterbrechen. Selbst mit Helmen bewehrt wäre es zu gefährlich gewesen, zwischen die riesigen Eisblöcke vorzudringen. So kann über die Sedimente im Profundal nichts ausgesagt werden. Die Beobachtungen, die sich an den unmittelbar angrenzenden, mäßig geböschten Teilen des schüsselförmigen Seebeckens machen lassen, sind wohl auch auf das Profundal übertragbar.

Das Substrat der Zwergstrauchheiden, die die Hänge am Südende des Seebeckens bedecken, bilden krypturbat gestörte äolische Sedimente. Sie sind durch Gelifluktion mit organischem Material vermischt und dadurch sowie durch Verwitterung bräunlich gefärbt. Der Hang ist fast lückenlos mit Erdbülden (Hummocks) bedeckt. Der gleiche Vegetationstyp findet sich auch innerhalb des Seebeckens

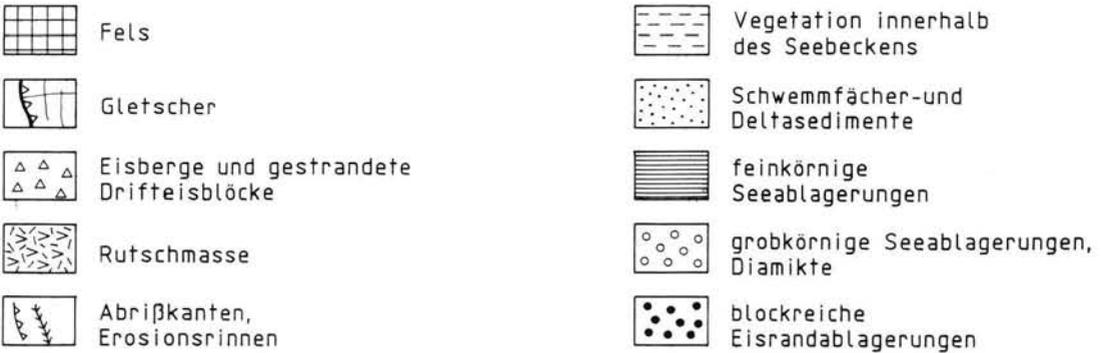
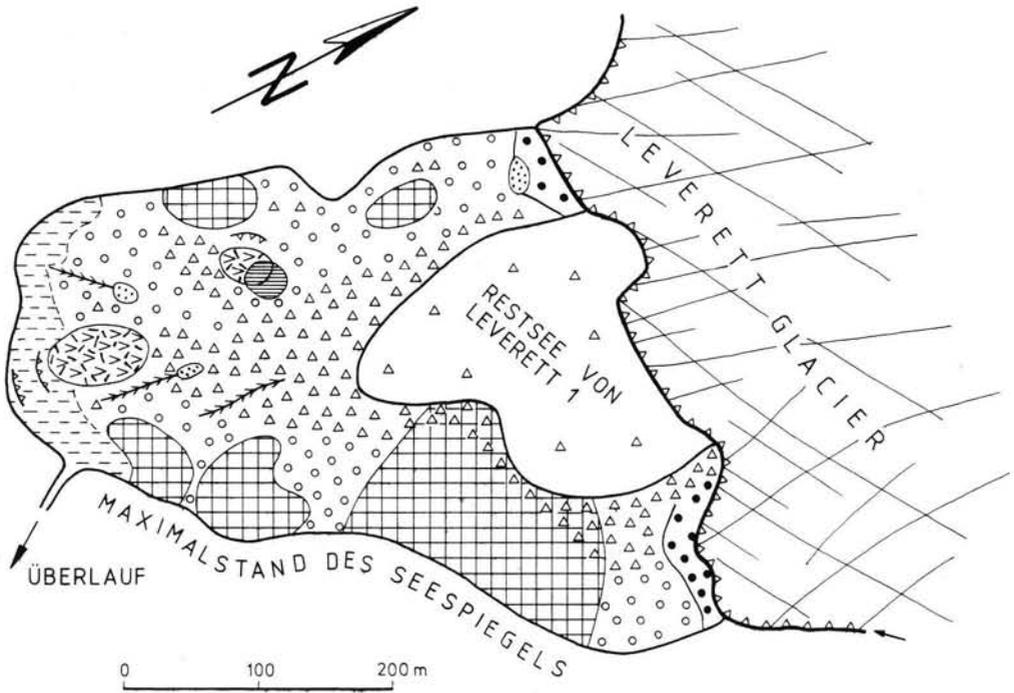


Abb. 5: Die Gliederung des weitgehend wasserleeren Beckens von „Leverett 1“, wie es im Sommer 1993 ausgesehen hat. Die Bereiche außerhalb des maximalen Wasserstandes sind nicht dargestellt. Aufgenommen auf der Grundlage einer verbesserten Version der Karte von Abb. 3.

Fig. 5: Morphologic pattern of the rather empty basin of „Leverett 1“, as it appeared in summer 1993. The area above the maximum water level is ignored here. This map was produced on base of a corrected version of the map given in fig. 3.

unterhalb der Hochwasserlinie, aber nur am relativ flach geböschten Südwestende des Beckens, wo die Hänge 15° Neigung kaum übersteigen (Taf. 2a und b). Nur die Erdbülten fehlen hier weitgehend oder sind zumindest schwächer entwickelt, die Bodendeckung ist deutlich geringer und es tritt hier eine Anzahl flacher Erosionsrinnen auf, die alle knapp unterhalb der deutlichen Uferlinie beginnen (Taf. 2b). Die Zwergsträucher sind hier von einer dünnen Schluffschicht überzogen, gleichwohl aber

in den obersten 6 bis 8 m größtenteils noch am Leben und grün. Zudem liegen auf der Vegetationsdecke einzelne Blöcke und kleine Häufchen von Sand und Geröll herum. Es muß sich dabei um Material handeln, das von gestrandeten und inzwischen abgetauten Drifteisblöcken stammt.

Ab etwa 8 m unterhalb des Überlaufes gibt es auch am Südennde des Seebeckens weder tote noch lebende Zwergsträucher. Hier kommen dafür bräunlich gefärbte, schluffige Sedimente heraus, die den

kryoturbar gestörten äolischen Sedimenten ähneln, dem Substrat der Vegetation außerhalb des Beckens (I12, I15). In diesem Bereich ist das Relief des Hanges sehr unruhig. Hier treten unregelmäßige Wülste, Versteilungen und Spalten im Boden auf, die darauf hinweisen, daß hier der ganze Hang in Bewegung ist (Taf. 2b).

Gegen die Hänge der Umgebung ist das Seebecken überall mit einer kliffartigen Versteilung abgesetzt. Diese Uferlinie, die den maximalen Seespiegel nachzeichnet, ist als messerscharfe Grenze auf 3 Seiten des Seebeckens zu verfolgen. Am NW- und am SE-Ufer trennt diese Grenze die bewachsenen Hänge vom vegetationslosen Becken ab. Am flacheren SW-Ufer, wo auch Teile des Seebeckens selbst bewachsen sind, ist unterhalb dieser kaum 1/2 m hohen Stufe eine mehrere Meter breite, bewachsene Verebnungsfläche ausgebildet, deren Vegetation sich von der Umgebung deutlich unterscheidet (Taf. 2a). Auf dieser Schorre dominieren Moose, während Zwergsträucher, abgesehen von *Salix herbacea*, völlig fehlen. Dieser Vegetationstyp erinnert stark an eine „Schneetälchen-Vegetation“, die sich an Stellen mit extrem kurzer Vegetationsperiode ausbildet. Auch die Pflanzen auf diesem Uferstreifen sind mit Schluff überpudert. Stellenweise sind hier auch trockene, papierartig dünne Krusten zu finden, die im wesentlichen aus eingetrockneten Algen zu bestehen scheinen (I16).

Der Seeboden ist aber nicht überall gleich aufgebaut (Abb. 5). An der NW-, vor allem aber an der SE-Flanke des Beckens kommen in steilen Lagen die eisüberschliffenen Felsen des Grundgebirges heraus. Sie haben eine hellgraue Farbe, da die Oberfläche mit einer dünnen, eingetrockneten Schluffhaut überzogen ist. An weniger stark geböschten Stellen liegen etwas Sand und lose Blöcke auf den Felsen herum. Der weitaus größte Teil des trockenen Seebeckens wird aber von lockeren, blockig-sandigen, schwach schluffigen Sedimenten eingenommen. Diese Ablagerungen sind ungeschichtet und weitgehend unsortiert. An den Beckenflanken ist schon von weitem auf diesen Ablagerungen eine deutliche horizontale Bänderung zu erkennen. Dabei handelt es sich um horizontale Streifen aus hangparallel geschichteten, relativ schlecht sortierten, grobkörnigen Sanden, die kleine Geröllchen enthalten (I14). Gegen die blockig-sandigen Sedimente sind sie schwierig abzugrenzen. Die Mächtigkeit dieser Sandkörper, die den unsortierten Sedimenten aufliegen, liegt im cm-, maximal im dm-Bereich. Es handelt sich hier offensichtlich um Wasserstandsmarken, um Strandbildungen, die bei absinkendem, vielleicht auch bei steigendem Seespiegel entstanden sind.

Größere Sandkörper finden sich nur in der Nordostecke des Seebeckens, wenige Dekameter vom Eisrand entfernt. Sie sind an die Umgebung einer Rinne gebunden, in der sich zeitweise vom Eisrand ablaufende Schmelzwässer sammeln und eisrandparallel dem Restsee zulaufen. Am Ende von einigen kleinen Erosionsrinnen, die das Schmelzwasser von am Hang liegenden, gestrandeten Eisbergen aufnahmen, entstanden gleichfalls sandige Schwemmflächen (I13). Feinkörnige Seesedimente, mittel- bis grobkörnige Schluffe mit relativ geringen Feinschluff- und Tongehalten, sind im Seebecken sehr selten anzutreffen und konnten im wesentlichen nur auf einer größeren Hangverflachung im SW des Beckens entdeckt werden, etwa 15 bis 20 m unterhalb der Uferlinie (I11, I17). Diese wiesen teilweise sogar eine überaus deutlich sichtbare, mm-dünne Laminierung auf. Sie erreichten hier eine Mächtigkeit von kaum mehr als 5 cm und überlagerten groblockige, kiesig-sandige Sedimente des Typs, wie sie oben schon beschrieben worden sind. Seitlich scheinen sie in die gleichen groblockigen Sedimente überzugehen. Allerdings war der Bereich, in dem sie gefunden wurden, durch Hangbewegungen beeinflusst. Der größte Teil des Seebeckens aber wird von ungeschichteten, schluffig-sandig-blockigen Ablagerungen eingenommen (Abb. 5).

3.4.4 Russell 1 (Oberer Russell-See, R1)

Der „Russell 1“ wurde in früheren Arbeiten (SCHOLZ et al., 1988) „Oberer Russell-See“ genannt. Dieser im gefüllten Zustand etwa 1,5 km lange, 1 km breite und über 50 m tiefe See befindet sich, in niedrige Berge eingebettet, im Zwickel zwischen Russell-Gletscher und Isúnguata Sermia (Abb. 6). Der See liegt nach der Karte etwas unter 500 m hoch, nach unseren barometrischen Höhenmessungen aber nur ca. 300-400 m hoch. Er ist auf einer Seite durch eine senkrechte Kalbungsfront begrenzt und speist ein großes, peripheres Flußsystem (Abb. 1), das die Nordflanke des Russell-Gletschers entwässert und Zuschüsse auch vom weiter im N liegenden Isúnguata Sermia erhält (SUGDEN et al., 1985). Während des Sommers schüttet es nach RUSSELL (1989) zwischen 13 und 37 m³ Wasser pro Sekunde. Die Schmelzwässer durchfließen eine Reihe von Sanderflächen und Seen, die teilweise durch Stromschnellen und Wasserfälle miteinander verbunden sind. An Stellen, wo er zum Eis hin abgedrängt wird, erodiert der Fluß des Gletscher in senkrechten Wänden an, verschwindet am Zungenende sogar auf einer Strecke von 500 m Länge in einem weiteren subglazialen Tunnel, bevor er über den anschließenden „Russell-Sander“ den Eisrand endgültig verlassen kann.

Auf den amtlichen Luftbildern des Geodätischen Instituts in Kopenhagen, die von von Befliegungen von Anfang September 1985 (FS. Nr. 860957) und von Mitte August 1968 (FS. Nr. 850780) stammen, sowie auf den selbstgemachten Schrägaufnahmen, die jeweils beim Überfliegen des Gebietes mit dem Linienflugzeug in den Jahren 1982, 1986, 1987 und 1993 aufgenommen wurden, ist der „Russell 1“ manchmal in gefülltem, in teilweise gefülltem oder in entleertem Zustand zu erkennen. Im sommerlichen Normalzustand scheint der See mehr oder weniger gefüllt und mit schwimmenden Eisbergen bedeckt zu sein. Gelegentlich ist er, wie im Juli 1993 beobachtet werden konnte, so voll, daß das Schmelzwasser über einen kleinen See und Wasserfälle nach W zum „outlet lake 1“ hin abfließt (Abb. 6). Diese höchsten Wasserstandsmarken werden durch ein niedriges Kliff mit vorgelagertem Geröllstrand nachgezeichnet. Diese höchsten Wasserstände scheinen aber nur gelegentlich erreicht zu werden. Dafür spricht die Beobachtung von 1987, daß die Uferbereiche noch etwa 10 bis 15 m unterhalb dieser höchsten Wasserstandsmarken von lebenden Zwergstrauchheiden bewachsen sind. Nach dem Bewuchs auf dem Strand und auf dem Geröll im Bett des Überlaufes zu urteilen, war diese maximale Füllung damals schon mehrere Jahre nicht mehr erreicht worden.

Nach dem Auslaufen des „Russell 1“ im Juli 1987 blieb ein dicht mit schwimmenden Eisbergen bedeckter, immer noch vom Eis abgedämmter Restsee von etwa 800 m Länge zurück, dessen Wasserspiegel 48 m tiefer als die frischen Hochwassermarken lag, die wiederum etwa 3 m unter den höchsten Wasserstandsmarken blieben (RUSSELL, 1989). Die Höchstwasserstände von 1987 wurden von großen Eisplatten - den Resten einer Seegefornis - nachgezeichnet. Darunter lagen auf den breiten Schlammkrawatten zahlreiche gestrandete Eisberge, die mitunter die Größe eines Einfamilienhauses erreichten (Taf. 3b). An Stellen, wo sie schon weggetaut waren, fanden sich ihre Spuren in Form von kleinen Haufen ausgeschmolzenen Schuttes und großen Liegemarken im weichen Untergrund. Die hier wachsenden, grünen Zwergbirken waren mit einer teilweise zentimeter- bis dezimeterdicken Schlammsschicht bedeckt. Unter der deutlich über 50 m hohen, teilweise zusammengebrochenen Kalbungsfront am Südufer des Sees waren große Schutthalden aus Eisblöcken entstanden.

Mitte Juli 1987 entleerte sich der „Russell 1“ innerhalb von 36 Stunden und erzeugte eine Hochwasserwelle, die sich im Bereich der peripheren Rinnen und auf den terminalen Sanderflächen als dramatischer Anstieg der Wasserstände zu erkennen

gab. Die Auswirkung dieses Ereignisses auf die Sanderflächen wurde damals verfolgt und dokumentiert (SCHOLZ et al., 1988; RUSSELL, 1989). Vermessungen des Seebeckens sowie die Auswertung automatisch arbeitender Pegel, die von Geographen der Universität Aberdeen im Oberlauf des peripheren Entwässerungssystems installiert worden waren, lassen darauf schließen, daß der See damals zwischen 32 und $36 \cdot 10^6$ m³ Wasser verlor (RUSSELL, 1989).

Es ist unbekannt, wann genau das Auslaufen des Sees am 17. Juli 1987 einsetzte. Mit zunehmender Entfernung von ihrem Ursprungsort dürfte die Flutwelle mit wachsender zeitlicher Verzögerung, von den durchflossenen Seen gedämpft und auseinandergezogen, mit abnehmender Amplitude angekommen sein. Erst als die Flutwelle gegen 23.00 Uhr das Zungenende des Russell-Gletschers - etwa 10 km unterhalb des auslaufenden Sees - erreicht hatte, sprachen die hier installierten Pegel an. Gleichzeitig war ein lang anhaltendes Donnern von der Kalbungsfront am Gletscherende zu hören. Dieses Donnern zeigte wohl eine verstärkte Erosion der Eiswände durch den anschwellenden Fluß an.

Das Donnern hörte nicht mehr auf, während das Wasser die ganze Nacht über stetig anstieg. Noch in der Nacht vom 17. zum 18. Juli waren die Eisbreccien am Fuße der Eiswände fortgespült worden. Hausgroße Gletscherteile wurden mitgerissen, in kubikmetergroße Eisblöcke zerlegt und polternd über den fast völlig überfluteten „Russell-Sander“ gewälzt. Am Eisrand erreichte die Hochwassermarke mehr als 10 m über der Niedrigwasserlinie. Auf der Sanderfläche selbst stieg das Wasser immerhin noch stellenweise etwa 3 m an, vor allem vor Engstellen. Das Treibeis wurde über die gesamte Breite des Flußsystems verteilt und bis zum ca. 25 km entfernten Flughafen Søndre Strømfjord mitgeschleppt (Abb. 1). Selbst das Fjordende des Kangerlussuaq war am Flughafen Søndre Strømfjord mit schwimmenden Eisblöcken bedeckt. Die höchsten Pegelstände am „Russell-Sander“ wurden erst am 18. Juli gegen 16.00 Uhr erreicht. Von da an fiel das Wasser stetig und hatte spätestens am 19. Juli gegen 11 Uhr wieder seinen normalen sommerlichen Pegelstand. Ein ähnlich ablaufender Gletscherlauf des gleichen Sees ist auch für den 19. und 20. August 1984 dokumentiert, bei dem er allerdings nur $22 \cdot 10^6$ m³ Wasser verloren hat (SUGDEN et al., 1985). Der See hatte allerdings vorher eine deutlich geringere Stauhöhe erreicht, während am Ende zudem ein etwas größerer Restsee zurückblieb.

Auslösende Ursache des Gletscherlaufes im Sommer 1987 dürfte, ähnlich wie in den vorangegangenen Jahren, der in der wärmsten Jahreszeit verstärkte Schmelzwassereintrag sein. Wenig ergiebige Nie-

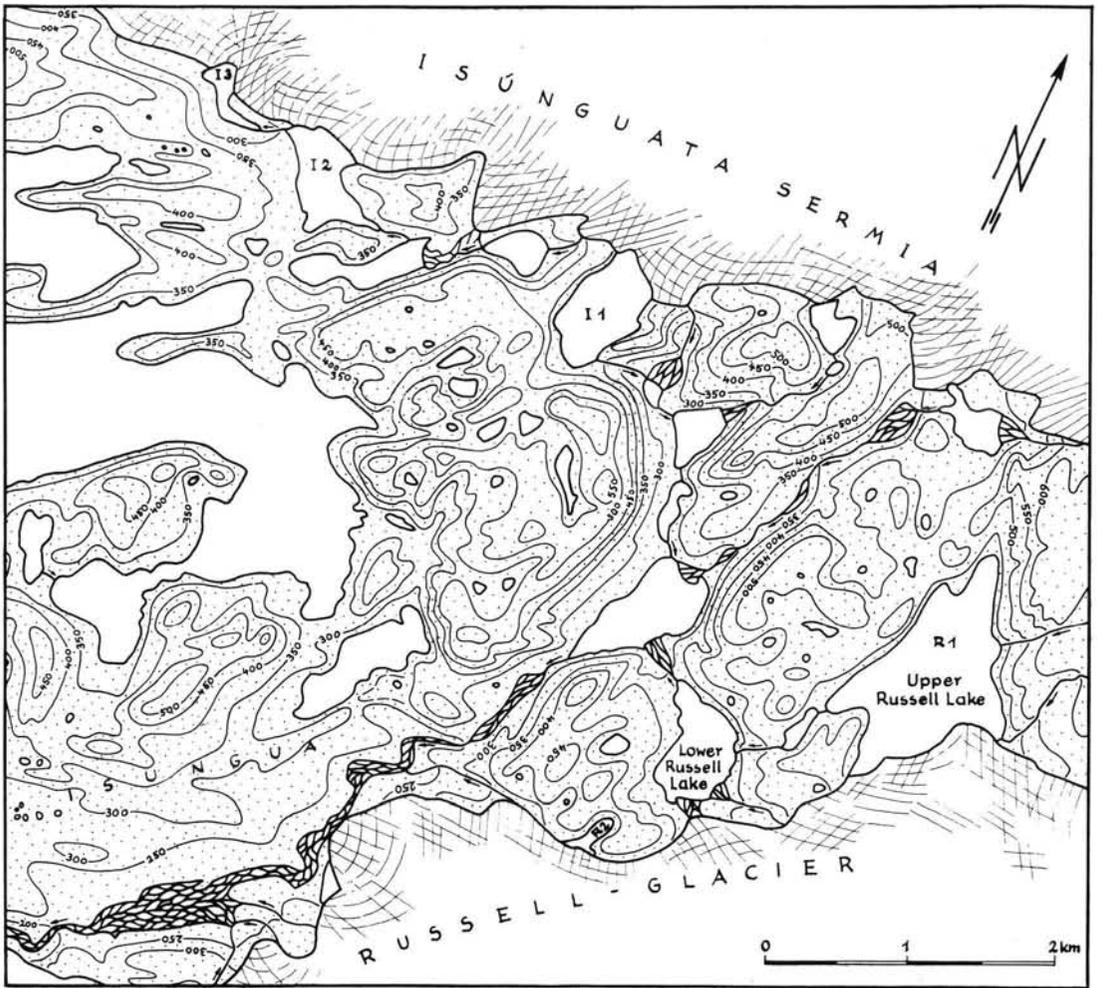


Abb. 6: Topographische Übersichtskarte des eisfreien Gebietes zwischen dem Russell-Gletscher und dem Isunguata Sermia, um die Lage und die hydrographischen Verhältnisse der instabilen Eisrandtaeusen „Russell 1“ (R1), „Russell 2“ (R2), „Isunguata 2“ (I2) und „Isunguata 3“ (I3) zu verdeutlichen. Das Festland ist gepunktet, die Seen sind weiß, die Gletscher mit einer Spaltensignatur dargestellt.

Fig. 6: Topographic map giving an overview of the non-glaciated areas between Russel Glacier and Isunguata Sermia, in order to demonstrate the situation and the hydrographical conditions of the unstable ice-dammed lakes „Russel 1“ (R1), „Russel 2“ (R2), „Isunguata 2“ (I2) und „Isunguata 3“ (I3). Land is dotted, lakes are white, glacier tongues symbolised with a crevasse signature.

derschläge, die im gleichen Zeitraum (17. und 18. Juli 1987) in den eisrandnahen Gebieten zu beobachten waren, kommen dagegen als Auslöser wohl kaum in Frage, da der Regen erst um etwa 22.00 Uhr einsetzte - kurz bevor die Flutwelle am Gletscherende ankam. Der Abfluß des „Russell 1“ läuft normalerweise über den oben beschriebenen Überlauf bzw. über Eistunnel am Westende der Kalbungsfrent (SUGDEN et al., 1985). Etwa 1 km unterhalb des Sees tritt das Wasser wieder zutage und wird über ein grobblockiges Delta in einen mehr als 50 m tiefer liegenden See eingespeist, den „outlet lake 1“ („Unterer Russellsee“). Über eine Felssrinne ist dieser See mit einer Kette von weiteren

Seen und Sanderflächen des peripheren Entwässerungssystems am Nordrand des Russellgletschers verbunden (Abb. 6).

So lange die subglaziäre Entwässerung über die Eistunnel funktioniert, kann der See nicht über dessen Höhenlage hinaus ansteigen. Der Eingang des Tunnels, der zwischen Eis und Felsuntergrund liegt, hat ein Niveau, das in etwa einer 3/4-Füllung des Sees entspricht. Erst wenn er für die im Sommer zufließenden Schmelzwassermassen offensichtlich zu eng wird, steigt der Seespiegel weiter an, bis der Punkt erreicht ist, wo randliche Teile des Inlandeises unter Auftrieb geraten. Dieser Punkt wird aber im Abstand von 1 bis 3 Jahren bei ganz unter-

schiedlichen Stauhöhen erreicht. Es ist bisher nicht bekannt, von welchen Faktoren das abhängt. Was genau unter dem Eis passiert, bleibt vorerst im Dunkeln. Wenn der Gletscherlauf aber einmal begonnen hat, läuft das Wasser jedenfalls, wie bei einer WC-Spülung, so lange aus dem See, bis er weitgehend entleert ist. Dann kann der Prozeß wieder von neuem beginnen.

3.4.5 Russell 2 (R2)

Auch der sehr viel kleinere Eisrandstausee „Russell 2“, der westlich des „outlet lake 1“ liegt (Abb. 6), entleert sich periodisch. In gefülltem Zustand ist er etwa 250 m lang, 100 m breit, 22 m tief und grenzt im S auf einer Strecke von 250 m direkt ans Eis. Nach seinem Auslaufen, das durch die oben genannte Arbeitsgruppe aus Aberdeen am 15. Juli 1988 beobachtet wurde (RUSSELL et al., 1990), blieb in einem nördlichen Teilbecken ein knapp 100 m langer, weitgehend eisfreier Restsee zurück („upper basin“), an dessen Ufer einige gestrandete Drifteisblöcke lagen. Zwischen diesem Teilbecken und dem Eisrand waren, entsprechend den Angaben von RUSSELL et al. (1990), bei sinkendem Wasserstand Moränenwälle sichtbar geworden, die vorher unter dem Seespiegel des gefüllten Stausees verborgen waren. Ein Überlauf dieses Restsees hatte sich während des Auslaufens erosiv in die Moränenwälle eingeschnitten, bevor er in einem Tunnel unter dem Eis verschwand („lower basin“). Das unter dem Eis verschwundene Schmelzwasser, etwa 330000 m³, dürfte kaum 500 m weiter im W als Gletscherlauf wieder zutage gekommen sein, und nach weiteren 700 m das periphere Entwässerungssystem erreicht haben. Der „Russell 2“ ist nur erreichbar, wenn man das periphere Rinnensystem unterhalb des „Russell 1“ überquert (Abb. 6). Das erschien aber 1993 angesichts eines vom „Russell 1“ verursachten drohenden Gletscherlaufes zu gefährlich. Deshalb wurde er im Rahmen des Projektes nicht näher untersucht.

3.4.6 Isunguata 2 (I2)

Der „Isunguata 2“ hat die Form eines etwas verbauten Rechteckes, das etwa 600 auf 350 m mißt (Abb. 6). Er war auf den amtlichen Luftbildern des Geodätischen Instituts in Kopenhagen, die von einer Befliegung Mitte August 1968 (FS. Nr. 850780) stammen, in halb entleertem Zustand zu sehen (Abb. 7). Der von einer breiten Schlammkrawatte umgebene Restsee nahm ungefähr noch die Hälfte der Fläche des gefüllten Stausees ein. Daher war von vornherein klar, daß dieser Eisrandstausee instabil

sein muß. Während er sowohl bei den Aufenthalten im Juli 1982 als auch im Juli 1993 mit Schmelzwasser gefüllt blieb, war er bei meiner Ankunft am 10. August 1996 bereits ausgelaufen. Während 1993 die hohe Kalbungsfront, die den See im N abdämmt, sehr aktiv war, und überall kleinere Eisberge herumschwammen, ist auf den oben erwähnten Luftbildern kein Drifteis zu entdecken, wohl ein Hinweis darauf, daß das Ereignis schon mindestens einige Wochen her war. Das gleiche muß für den Zeitpunkt meiner Ankunft im Sommer 1996 angenommen werden. Die Kalbungsfront lag 1993 und 1996 um einige Dekameter weiter im S als 1968. Der Überlauf, über den Schmelzwasser aus dem „Isunguata 2“ in den rund 40 m tiefer gelegenen „Isunguata 3“ nach W überfloß, war auf der Aufnahme von 1968 und bei unserem Aufenthalt 1996 zwar sichtbar, aber trocken.

Das im gefüllten Zustand ungliedert erscheinende Seebecken ist im entleerten Zustand durch Schwellen in drei Teilbecken geteilt, von denen das mittlere und größte 1968 und 1996 einen Restsee enthielt. Der Spiegel dieses Restsees liegt etwa 15 m unter der maximalen Stauhöhe. Er wird von SE her durch einen Schmelzwasserzulauf genährt, der seinerseits den Überlauf eines im E anschließenden Sees darstellt. Der eigene Überlauf des Restsees hatte sich 1996 tief in einen mehr als 10 m hohen Moränenwall eingeschnitten, der sich unmittelbar vor der Kalbungsfront auf der Schwelle gebildet hatte, die auf dem Luftbild von 1968 noch ein gletscherwärts gelegenes drittes Teilbecken abtrennte. Dieser Schmelzwasserbach verschwand am Grund des dritten, 1996 trockenen Teilbeckens in einem trichterförmigen Tunneleingang unter dem Eis. Während die Flanken der dem Eisrand näher liegenden Teile des Seebeckens vor allem mit sandigen sowie schluffig-sandig-blockigen Sedimenten bedeckt sind, dominieren in den distalen Bereichen des Beckens vor allem schluffige, vielfach gebänderte Ablagerungen.

3.4.7 Isunguata 3 (I3)

Auf den mir zur Verfügung stehenden amtlichen Luftbildern des Geodätischen Instituts in Kopenhagen, die von einer Befliegung Mitte August 1968 (FS. Nr. 850780) stammen, war das etwa 600 m lange und 100 m breite, ziemlich kompliziert geformte Seebecken des „Isunguata 3“ in nicht ganz vollem Zustand (ziemlich schlecht) zu erkennen. Auf einer Aufnahme, die ich während einer Wanderung in dieser Gegend im Jahre 1982 zufällig aufgenommen hatte, ist der „Isunguata 3“ dagegen mit Schmelzwasser randvoll (Taf. 4a). Daher bestand von vornherein kein Zweifel, daß es sich um einen

instabilen See handelt. Als wir das Seebecken am 23. Juli 1993 erreichten, war es dann auch wirklich fast völlig leer, genauso wie im August 1996. Auf der Südseite des Seebeckens ist, im Gelände wie auf den Luftbildern, eine deutliche Uferlinie zu erkennen, die offensichtlich die maximale Stauhöhe des Sees nachzeichnet (Taf. 4b). Das S-förmig gekrümmte Seebecken besteht aus zwei sehr unterschiedlichen Teilbecken, die miteinander durch einen schmalen Durchlaß verbunden sind: einem seichten, trogförmigen, länglichen im E und einem dreieckigen, trichterförmigen, viel tieferen im W (Abb. 7, 9). Das seichtere Teilbecken wird auf der gesamten Nordseite von Eisrandablagerungen begleitet - blockreichen Moränen mit vorgelagerten Schwemmfächern. Unmittelbar an bzw. auf diesen Moränen liegt das Inlandeis (Abb. 8). Dieses trogförmige Becken enthielt bei unserer Ankunft einen etwas über 200 m langen, ganz seichten Restsee (Taf. 4b). Er nahm vom Eisrand her zuströmendes Schmelzwasser und einen Schmelzwasserbach auf, den Überlauf von „Isunguata 2“. Das Becken hat, vom Niedrigwasserspiegel bis zu den Hochwassermarken der maximalen Wasserstände gemessen, eine Tiefe von etwa 15 m. Der Überlauf dieses Restsees verschwand im Bereich der Schwelle zwischen den beiden Teilbecken in einem Tunnel unter dem Eis. Das westlich davon gelegene, tiefere, völlig trockene Teilbecken wird auf der einen Seite von der sehr steilen Front des Inlandeises abgedämmt (Abb. 7, 9 und Taf. 5a). Ganz unten befinden sich Eingänge zu einem Eistunnel, der beim Auslaufen vermutlich als Schluckloch diente. Die tiefste Stelle dieses Teilbeckens, der Seeboden vor dem Schluckloch, liegt 55 m tiefer als die Uferlinie. Auf den steilen Flanken dieses Teilbeckens lagen einige größere gestrandete Driteisblöcke (Taf. 5a). Der mit Schmelzwasser gefüllte See hat dagegen eine keulenförmige Gestalt. An der seichten Verbindungsstelle zwischen den beiden Teilbecken ist er dann kaum 40 m breit (Abb. 8). Im NE schien er 1982 sogar ein Stück weit auf die Eisoberfläche zugreifen (Taf. 4a). Auch in gefülltem Zustand muß dieser See unter das Eis hinein entwässern, da keine Spur eines Überlaufes zu finden ist. Obwohl die teilweise schon eingetrockneten Sedimente am Seeboden zahlreiche Trittsiegel von Rentieren aufwiesen, dürfte der See im Sommer 1993, wegen der bis dahin noch nicht abgetauten Driteisblöcke, doch kaum mehr als bis 2 bis 3 Wochen vor unserer Ankunft ausgelaufen sein. Der Größe und Menge des herumliegenden Driteismaterials nach zu urteilen schien der See 1996 gar erst wenige Tage vor unserer Ankunft ausgelaufen zu sein. Die beiden von der Form und Größe her schon sehr unterschiedli-

chen Teilbecken des „Isunguata 3“ unterscheiden sich auch hinsichtlich ihrer Ablagerungen sehr deutlich. Die Sedimentfüllung des östlichen, größeren und seichteren Teilbeckens besteht größtenteils aus sandigen und schluffigen Ablagerungen. Die Füllung des westlichen, kleineren und tieferen Teilbeckens besteht vor allem aus schluffig-sandig-blockigen Sedimenten.

3.4.7.1 Östliches Teilbecken des B3

Innerhalb des östlichen Teilbeckens von „Isunguata 3“ lassen sich mehrere Faziesbereiche unterscheiden. Ganz im E des Seebeckens, wo heute ein Schmelzwasserbach (der Überlauf von „Isunguata 2“) fließt, finden sich grobsandige, teilweise kiesige Ablagerungen (beiderseits des Baches und einige Meter über dem jetzigen Bachniveau), bei denen es sich um Erosionsreste eines älteren Bachdeltas handelt (Abb. 8 und Taf. 5a). Das Beckentiefste wird von einem ganz seichten, in Verlandung begriffenen Restsee eingenommen, in den der Bach heute sein grobsandig-kiesiges Delta vorbaut. Entlang des Beckennordrandes sind grobsandige Schwemmfächer verbreitet, die von den Schmelzwässern des unmittelbar dahinter liegenden, aktiven Eisrandes ins Seebecken vorgeschüttet werden. Der Süd- und Westrand dieses Teilbeckens aber wird von schluffigen und sandigen Seeablagerungen eingenommen. Eine überdeutliche Uferlinie wie am „Leverett 1“, die die jüngst erreichte Stauhöhe des Sees nachzeichnet, ist in diesem Teilbecken des „Isunguata 3“ nirgends zu finden (Taf. 4a). Die Wasserhöchststände lassen sich im N des Beckens anhand von Wasserstandsmarken an den Moränen, am Südrand des Beckens an der Verbreitung von Seesedimenten ablesen, deren Mächtigkeit vom Beckenrand zum Zentrum hin zunimmt. Der Hang, der hier zum Becken hin abfällt, besteht aus Erdbültenfeldern, die mit gemischter Zwergstrauchheide bewachsen sind. Unterhalb einer Linie, die etwa 15 m über dem Seespiegel des Restsees liegt, ist ein großer Teil der Zwergsträucher abgestorben und mit einer dünnen, eingetrockneten, weißlichgrauen Schluffhaut überzogen. Beim Darüberlaufen staubt es. Wenige Zentimeter dicke, stellenweise mit Pflanzenresten durchsetzte feinsandig-schluffige Sedimentfüllungen finden sich hier nur in den Depressionen zwischen den Erdbülten (i34). Wenige Meter weiter unten verschwinden die Zwergsträucher allmählich unter einer Sedimentdecke, durch die nur noch gelegentlich einige Zweige durchspitzen. Diese Sedimentdecke besteht aus einer Wechselfolge von mittelkörnigen Sanden und Schluffen. In der Sedimentoberfläche finden sich hier, wohl infolge Sackungs-

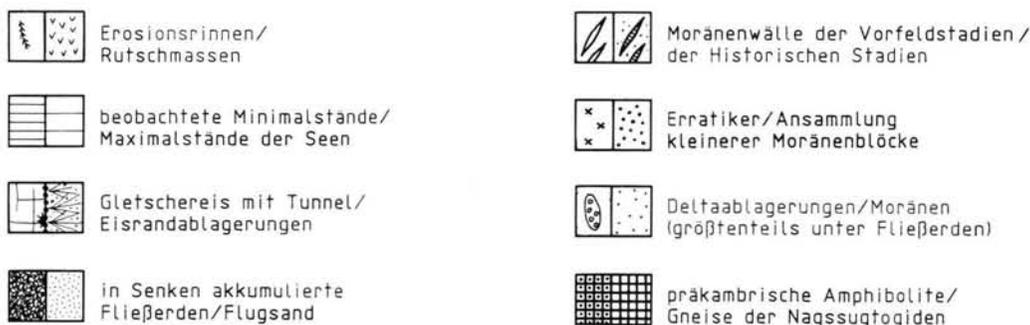
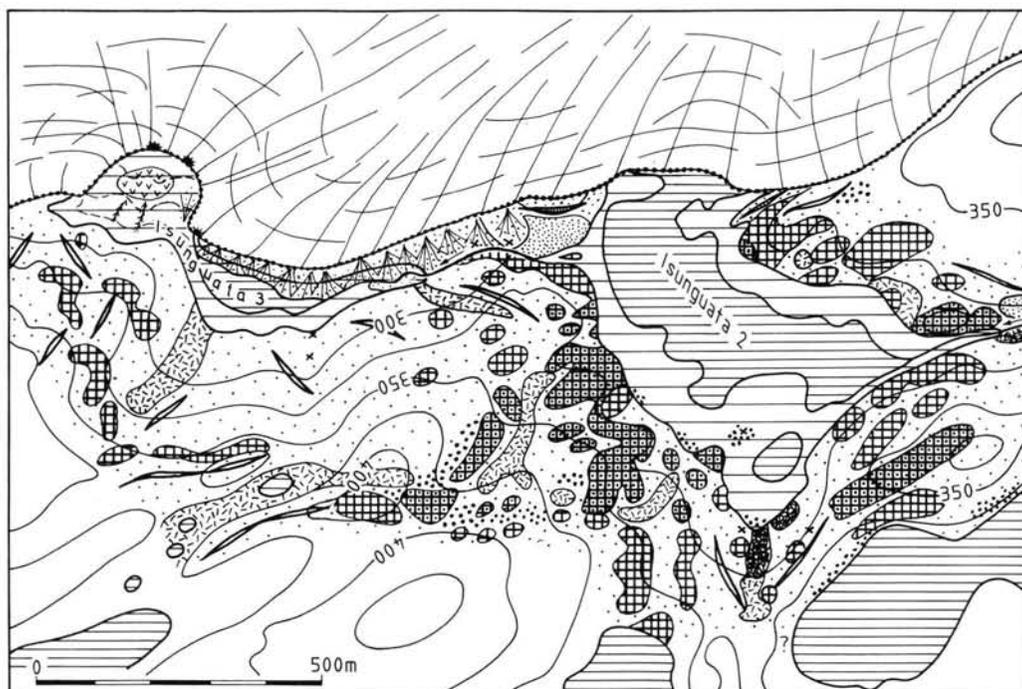


Abb. 7: Geologisches Kärtchen der unmittelbaren Umgebung der instabilen Eisrandstauseen „Isunguata 2“ und „Isunguata 3“. Aufgenommen auf der Grundlage einer verbesserten Version der Karte von Abb. 3.

Fig. 7: Geological map showing the vicinity of the unstable ice-dammed lakes „Isunguata 2“ and „Isunguata 3“. It was produced on base of a corrected version of the map given in fig. 3.

erscheinungen, klaffende Risse. Zum Restsee hin nimmt die Sedimentbedeckung schließlich auf etwa 1 m Mächtigkeit zu. Die flachgepreßte, teilweise in ein bräunliches, torfähnliches Material umgewandelte Vegetationsdecke ließ sich hier unter den Sedimenten noch erböhen (Abb. 9). Die Hauptmasse der geschichteten Sedimente ist mittel- bis grobsandig (i33), enthält aber mehrere cm dicke Horizonte aus (teilweise feinsandigen) Schluffen (i31, i32). Die Sande sind aus vielen, gleichsinnig nach Westen schräggeschichteten Lagen aufgebaut, bei denen es sich um Strömungsrippeln handeln dürfte (Abb. 9). Auch die wellige Sedimentoberfläche wird von einer lederartig eingetrockneten Schluffla-

ge abgedeckt. Diese Schluffe erscheinen im Gelände weitgehend ungeschichtet, zeigen jedoch in Lackabzügen von Stechkastenprofilen eine mm-feine Laminierung. Wo die primären Strukturen der Sedimentoberfläche nicht von Karibus bis zur Unkenntlichkeit zertrampelt sind, kann man verwachsene Rippelmarken (strandparallele Oszillationsrippeln) erkennen. Diese Rippeln sind an die Oberfläche der unterlagernden Sande gebunden und sind von der jüngsten Schlufflage überall in annähernd gleicher Mächtigkeit überdeckt worden. In der Nähe des Beckentiefsten sind bis zu 5 derartige Schlufflagen in die Schichtfolge eingeschaltet, von denen in Profilen weiter oben an der Beckenflanke, wo

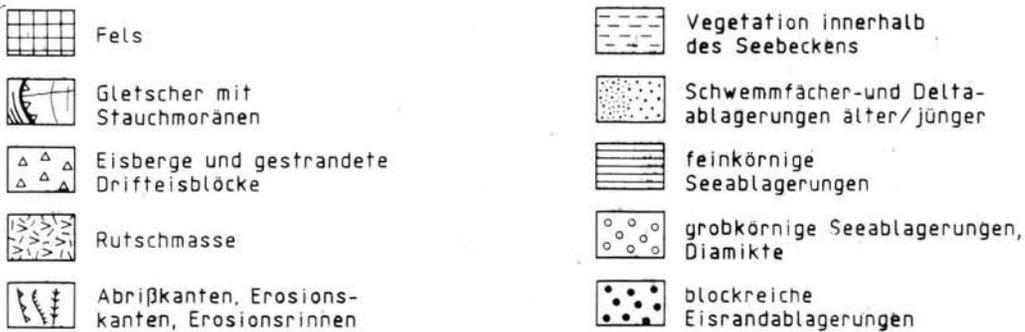
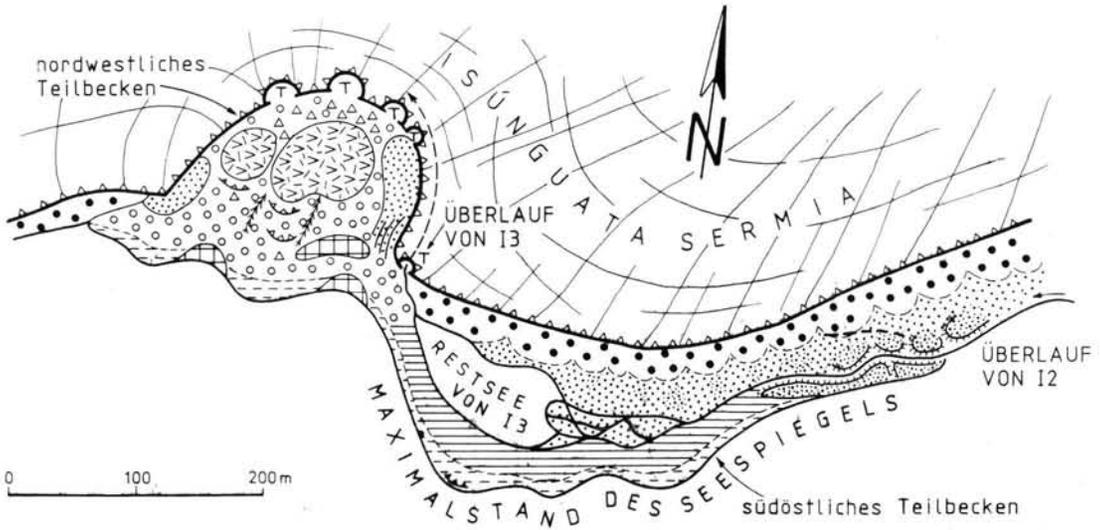


Abb. 8: Die Gliederung des weitgehend wasserleeren Beckens von „Isunguata 3“, wie es im Sommer 1993 ausgesehen hat. Die Bereiche außerhalb des maximalen Wasserstandes sind größtenteils nicht dargestellt. Die Tunneleingänge am Eisrand sind mit einem T gekennzeichnet. Aufgenommen auf der Grundlage einer verbesserten Version der Karte von Abb. 3.

Fig. 8: Morphologic pattern of the rather empty basin of „Isunguata 3“, as it appeared in summer 1993. The area outside the maximum water level is ignored here. Tunnel entrances at the ice margin are marked with „T“. This map was produced on base of a corrected version of the map given in fig. 3.

das Sediment ausdünn, nur noch eine einzige zu finden ist, nämlich die oberste. In der Nähe des Baches bzw. des Restsees, die diese Sedimente in einem wenige dm hohen Kliff unterschneiden, sind Wasseraustritte und kleine Hangbewegungen zu verzeichnen. An einigen wenigen Stellen liegen knapp unter den höchsten Wasserstandsmarken einzelne Blöcke und kleine Häufchen von Sand und Geröll auf der schluffüberstäubten Vegetationsdecke herum. Es muß sich dabei um Material handeln, das aus gestrandeten, inzwischen aber abgetauten Drifteisblöcken ausgeschmolzen ist. Im SW dieses Teilbeckens, in der Nähe der höchsten Wasserstandsmarken, an einer Stelle, wo eine mit Fließerden gefüllte, rinnenartige Mulde den See erreicht, sind größere Hangbewegungen im Gange, die sich durch klaffen-

de, metertiefe Spalten im Boden zu erkennen geben. Die gleiche, lederartig eingetrocknete Schlufflage deckt auch Teile der ebenen Deltaoberfläche am Ostende des Seebeckens ab (Abb. 10). Das Ostende der Deltafläche, die durch die Bacherosion in mehrere Teile zerlegt worden ist, liegt im Bereich des höchsten Wasserstandes, den der See erreicht hat, die westlichsten Erosionsreste liegen jedoch viele Meter darunter (Abb. 8). Diese Teile des Bachdeltas müssen offensichtlich geschüttet worden sein, bevor der See seinen Maximalstand erreicht hatte. Bei weiter steigendem Wasserspiegel müssen die Deltasedimente schließlich ertrunken sein. Ob das Delta ursprünglich eine einzige, nach Westen geneigte Oberfläche besessen hatte oder in mehrere, durch Erosionskanten gegeneinander abgesetz-

te, unterschiedlich hoch liegende Flächen gegliedert war, ließ sich angesichts der weit fortgeschrittenen Zertalung dieses Deltakörpers nicht mehr feststellen. Durch den Sedimentkörper dieses Deltas, der 1 bis 2 m mächtig wird, wurde eine Reihe von Profilen gegraben. Er besteht aus mehreren, sedimentologisch einheitlichen kiesig-sandigen Horizonten, die durch cm-mächtige Schluffbänder voneinander getrennt sind (Abb. 10). Über blockreichen Ablagerungen im Liegenden fanden sich fast überall rippelgeschichtete Sande, darüber meist mehrere in westliche Richtungen einsinnig schräggeschichtete Schichtpakete, von denen jedes wenige dm bis etwa 1 m Mächtigkeit erreichen kann. Im Hangenden der schräggeschichteten Partien konnten vielfach horizontal geschichtete topsets oder Rinnenfüllungen beobachtet werden. Die zum Hangenden und Liegenden scharf abgegrenzten, fein laminierten Schluffbänder überlagern ein Relief, versiegeln z. B. in immerzu gleichbleibender Mächtigkeit die Oberfläche von Strömungsrippeln.

An einigen Stellen waren erhebliche Störungen der Schichtverbände erkennbar, die sich meist nicht auf Sackungsvorgänge in der Nähe von Erosionshängen zurückführen ließen. Stellenweise sind die Schichten in den obersten Teilen bestimmter Schichtpakete wild verbogen, mitunter ist das Sediment richtiggehend brekziert und weist chaotische Gefüge auf. Oft schwimmen hier senkrecht gestellte Schollen geschichteter Sande in einer feiner- oder gröberkörnigen Grundmasse, in der eine Schichtung nicht mehr erkennbar ist. Diese Schichtstörungen mögen auf Frostaktivität, auf Deformation durch driftende Eisschollen, gelegentlich aber auch auf Trittsiegel von Rentieren zurückzuführen sein.

Wo kommen der in diesem Delta abgelagerte Sand und die Gerölle eigentlich her? Der Bach, der das Material mitgebracht haben muß, ist der Überlauf des benachbarten Sees I2 (Abb. 6, 7). Zwischen dem I2 und dem I3 fließt das weitgehend geklärte Wasser über ziemlich glatte Felsen, wo es eigentlich auch kein Sediment aufnehmen kann. Es gibt dafür aber eine recht einfache Erklärung. Die steile Kalbungsfront des an den I2 grenzenden Gletschers ist äußerst aktiv und kalbt jeden Tag mehrmals mit Getöse. Ein großer Teil des Drifteises strandet offensichtlich in der flachen, trichterförmigen Bucht, an deren Ende sich der Überlauf des Sees befindet. Das hier liegende schmelzende Eis scheint genügend Sediment zu liefern, um das Delta vorschützen zu können.

Noch wesentlich komplexer gebaut, zumindest bei näherem Hinschauen, sind die sandig-feinkiesigen „Schwemmächer“ im N des Teilbeckens, die von mehreren Schmelzwasserbächen vom Eisrand her

gegen den Restsee vorgeschüttet werden. Am Fuß des Moränenwalles, an dessen Außenseite man deutliche Wasserstandsmarken erkennen kann, sind sie seitlich teilweise zu einem regelrechten Übergangskegel amalgamiert (Taf. 4b). Bei einer Reihe von diesen „Schwemmächern“ ist deutlich zu erkennen, daß sie aus mehreren unterschiedlich alten und verschieden hoch liegenden Teilen bestehen, die durch Erosionskanten gegeneinander abgesetzt und ineinandergeschachtelt sind (Abb. 11). Die höchsten dieser Sandkörper liegen auf einer Verebnungsfläche am First des Moränenwalles unmittelbar vor dem Eis. Ein Teil der Oberflächen dieser Sandkörper ist von einer dünnen Schlufflage abgedeckt. Wenn man ihn aufgräbt, zeigt jeder dieser unterschiedlich alten Teile Schrägschichtungsgefüge, bei denen es sich im einfachsten Fall um topsets und foresets eines kleinen Deltas vom Gilbert-Typ handelt. Es kommt aber auch Deltaschichtung vor, bei der die Grenze zwischen topsets und foresets seewärts deutlich ansteigt (Abb. 12) oder absteigt (Taf. 5b). Stellenweise liegen aber auch, wie beim oben schon beschriebenen Bachdelta am Ostende des Sees, mehrere, von cm-mächtigen Schlufflagen getrennte, einsinnig schräggeschichtete Sedimentkörper übereinander. Es handelt sich also bei diesen Ablagerungen eher um komplex gebaute Deltas als um Schwemmächer. Stellenweise lassen sich in diesen Schwemmächern Schichtstörungen nachweisen, die wohl auf schichtparallele Gleitvorgänge zurückzuführen sind (Abb. 12).

3.4.7.2 Westliches Teilbecken des I3

Das westliche Teilbecken zeigt, im Gegensatz zum östlichen, eine ganze Reihe von Besonderheiten, die an das Seebecken des „Leverett I“ erinnern. Zunächst fällt auf, daß auch hier eine kaum 1 m hohe, kliffartige Versteilung mit vorgelagerter flacher, bewachsener Schorre ausgebildet ist, die das weitgehend graue, vegetationslose Becken messerscharf vom dicht mit Vegetation bewachsenen, von Erdhülsen besetzten Hang abgrenzt. Diese Uferlinie liegt auf genau der gleichen Höhe wie die maximalen Wasserstandsmarken im östlichen Teilbecken. Unterhalb dieser Schorre findet sich auch hier ein mehrere m breiter Streifen mit abgestorbenen Zwergsträuchern, die mit Schluff bestäubt sind. Auch hier wird der größte Teil des Seebeckens von groben, sandig-schluffigen, von Blöcken durchsetzten Sedimenten eingenommen, auf denen einige metergroße, gestrandete Drifteisblöcke liegen (Taf. 5a). Auch hier sind an den Hängen Massenbewegungen zu beobachten, an denen ältere Moränen und mit organischem Material durchsetzte Fließerden, aber

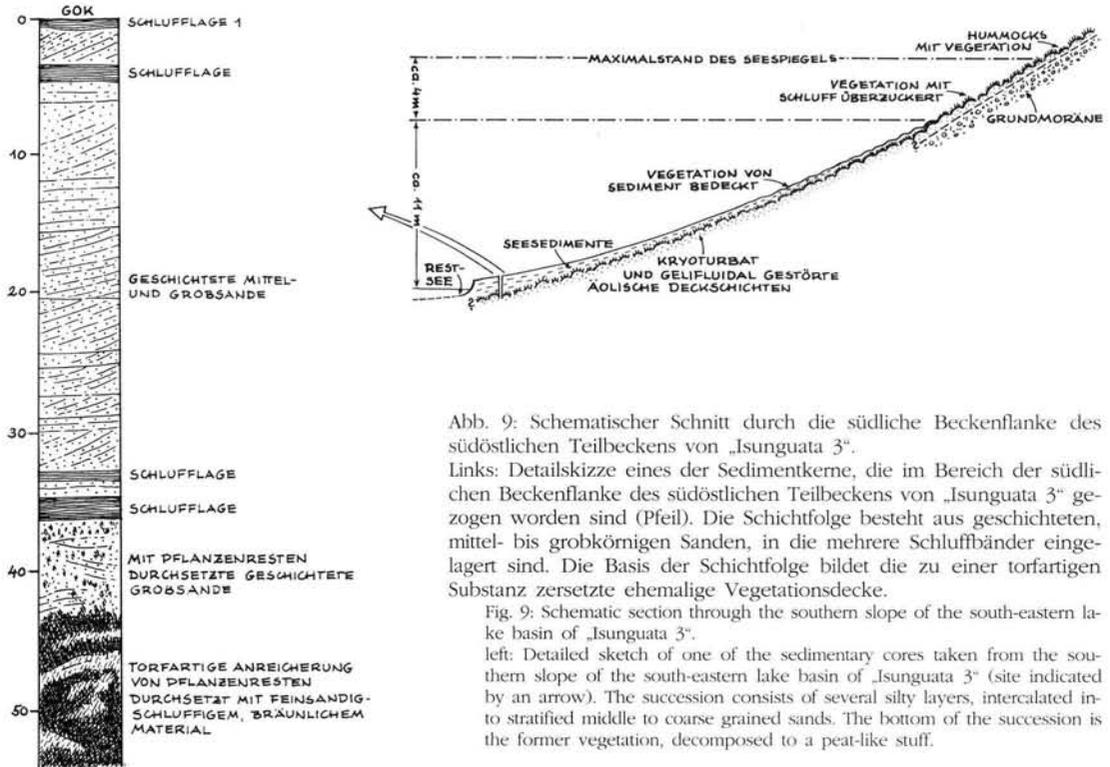


Abb. 9: Schematischer Schnitt durch die südliche Beckenflanke des südöstlichen Teilbeckens von „Isunguata 3“.

Links: Detailskizze eines der Sedimentkerne, die im Bereich der südlichen Beckenflanke des südöstlichen Teilbeckens von „Isunguata 3“ gezogen worden sind (Pfeil). Die Schichtfolge besteht aus geschichteten, mittel- bis grobkörnigen Sanden, in die mehrere Schluffbänder eingelagert sind. Die Basis der Schichtfolge bildet die zu einer torfartigen Substanz zersetzte ehemalige Vegetationsdecke.

Fig. 9: Schematic section through the southern slope of the south-eastern lake basin of „Isunguata 3“.

left: Detailed sketch of one of the sedimentary cores taken from the southern slope of the south-eastern lake basin of „Isunguata 3“ (site indicated by an arrow). The succession consists of several silty layers, intercalated into stratified middle to coarse grained sands. The bottom of the succession is the former vegetation, decomposed to a peat-like stuff.

auch schluffige Seesedimente, die Dropstones enthalten, beteiligt sind (i36, i37, i38, i39). Die Rutschmassen haben sich am Grund des trichterartigen Beckens, kurz vor einem der Tunneleingänge im Eis, zu wulstigen Hangverflachungen und Kuppen akkumuliert (Abb. 8). Die an den Hangbewegungen beteiligten Sedimente sind teilweise intensiv miteinander verfalzt. Auch hier gibt es Höhenlinien-parallelorientierte Sandstreifen, die Wasserstandsmarken darstellen. Größere, schräggeschichtete Sedimentkörper, die aus mit Geröllchen durchsetzten Grobsanden bestehen (i35), finden sich nur in der unmittelbaren Umgebung des am Ostrand fließenden Baches, dem Überlauf aus dem östlichen Teilbecken (Taf. 5a). Es handelt sich dabei wohl um kleine Deltakörper, die vom Bach in den See bei absinkendem Wasserstand vorgeschüttet worden sind.

3.5 Laboruntersuchungen

An einer Auswahl der aus Grönland mitgebrachten Sedimentproben wurde in Garching eine Reihe von sedimentologischen Untersuchungen durchgeführt. Die Korngrößenbestimmung erfolgte durch Sieben (> 63 µm) und Schlämmen (< 63 µm, Atterberg-Verfahren) der Proben. Außerdem wurden die Gehalte an anorganischem und organischem Kohlenstoff mit einem LECO-Gerät mit der Bezeichnung CS-125

bestimmt. Die Messung der Schwefelgehalte der Proben erfolgte ebenfalls mit dem LECO-Gerät. Zudem wurden Proben mit hohen Schluffgehalten für die Pollenanalyse aufbereitet. Die Aufbereitung folgte dem Verfahren von BEUG (1961). Die Pollenanalyse selbst wird von Frau Dr. Angelika Kleinmann am Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung durchgeführt. Über die Ergebnisse der Pollenanalyse soll jedoch an anderer Stelle berichtet werden.

4 Ergebnisse

Im Sommer 1993 konnten insgesamt 6 instabile, vom Eisrand aufgestaute Schmelzwasserseen aufgesucht werden. 3 von ihnen wurden in entleertem Zustand angetroffen, konnten so näher untersucht und beprobt werden: der „Nysø 2“, vor allem aber der „Leverett 1“ und der „Isunguata 3“. Über alle anderen Seen ist nur das Wenige bekannt, was aus der Literatur bzw. den Luftbildern entnommen werden kann, auf denen die Seebecken trocken liegen. Einige zusätzliche Informationen sind auch bis zu einem gewissen Grad über den „Russell 1“ verfügbar, der bei einer kurzen Begehung im Sommer 1987 gleichfalls in leerem Zustand angetroffen worden war. Es lassen sich bei diesen Seen (Abb. 1), dem „Iluliartununnguaq 2“ (Q2), „Nysø 2“ (N2), „Leverett 1“ (L1), „Russell 1“ (R1), „Russell 2“ (R2), „Isun-

guata 2" (I2) und „Isunguata 3" (I3), einige Gemeinsamkeiten, aber auch deutliche Unterschiede herausarbeiten (SCHOLZ, 1995a und b).

Die Becken der untersuchten instabilen Schmelzwasserseen haben größte Durchmesser zwischen etwa 250 und 1500 m. In gefülltem Zustand haben alle Seen wenigstens streckenweise direkten Kontakt mit dem Eis. Deshalb ist auf allen mehr oder weniger Drifteis zu finden (Taf. 1a und 4a). Eine vertikale Kalbungsfront ist bei Q2, L1, R1 und I2 entwickelt (Taf. 1a). Besonders viele und besonders große Eisberge wurden am Q2, L1 und R1 beobachtet. Ein Teil des Ufers aller Seen grenzt aber auch unmittelbar an die von Tundren oder Steppen bewachsenen Hügelländer, in allen Fällen mindestens die Hälfte der gesamten Länge ihrer Küstenlinie. Im tieferen Untergrund der Seebecken sind immer Kristallingesteine und ältere, blockreiche Grundmoränen zu finden, die teils mehr oder weniger erodierte, feinkörnige, äolische Deckschichten tragen oder von Fließerden aus gelifluidal umgelagerten äolischen Sedimenten bedeckt sind. Diese Fließerden sind durch Verwitterung bräunlich gefärbt und mit organischem Material durchmischt. Den Höhenangaben auf den verfügbaren Karten nach liegen alle diese Seen 200 bis 500 m höher als die jeweiligen Zungenenden.

Die Seebecken L1, R1, I1, I2 besitzen, wenn sie völlig mit Wasser gefüllt sind, einen Überlauf, alle anderen nicht. Die Becken von I2 und I3 sind kompliziert geformt und durch Schwellen in mindestens 2 tiefere Teilbecken unterteilt. Alle anderen Seebecken sind relativ einfache, wenig gegliederte, zum Eisrand hin abfallende Hohlformen. Im entleerten Zustand enthalten alle Seebecken einen mehr oder weniger großen Restsee. Fast alle Restseen haben

nen zu finden, die teils mehr oder weniger erodierte, feinkörnige, äolische Deckschichten tragen oder von Fließerden aus gelifluidal umgelagerten äolischen Sedimenten bedeckt sind. Diese Fließerden sind durch Verwitterung bräunlich gefärbt und mit organischem Material durchmischt. Den Höhenangaben auf den verfügbaren Karten nach liegen alle diese Seen 200 bis 500 m höher als die jeweiligen Zungenenden.

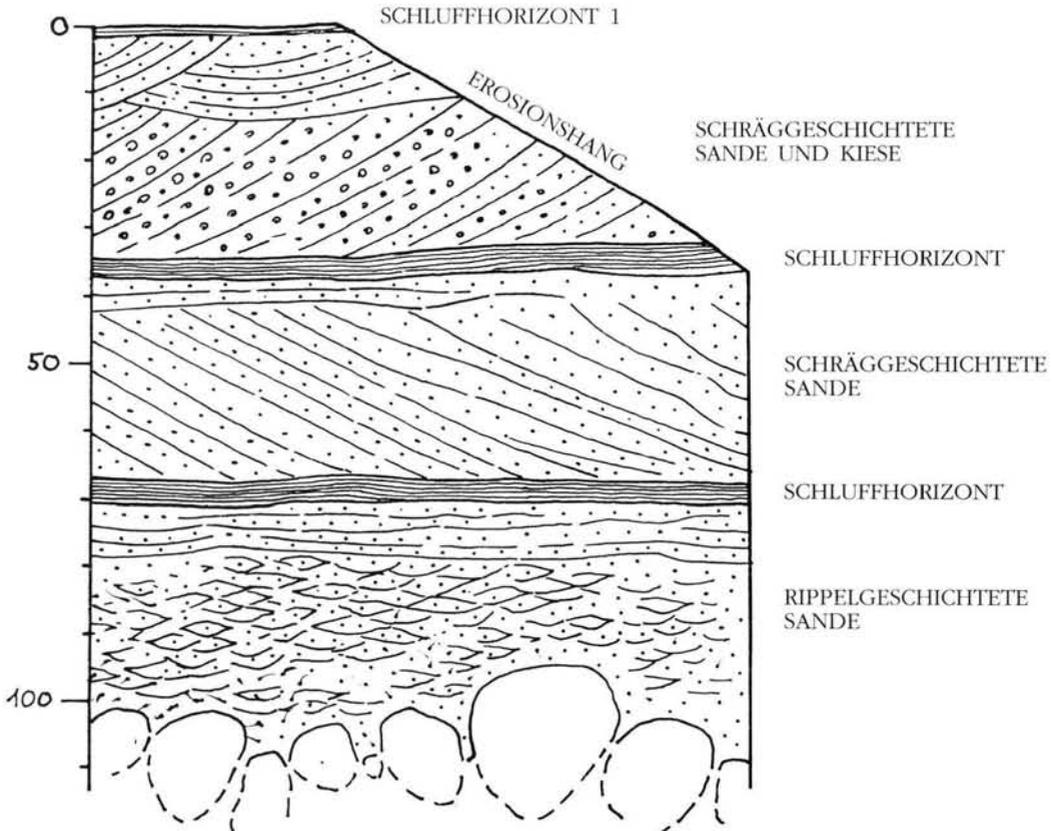


Abb. 10: Detailskizze einer künstlich hergestellten Aufschlußwand vom Westende des Bachdeltas am östlichen Teilbeckens von „Isunguata 3“. Mehrere schrägggeschichtete Bänke werden hier durch eingelagerte Schluffbänder voneinander getrennt. Die Schichtfolge besteht aus mehreren kleinen Deltakörpern, die bei steigendem Wasserstand immer wieder überflutet worden sind.

Fig. 10: Detailed sketch from an artificial outcrop at the western end of a creek delta within the eastern part of the eastern lake basin of „Isunguata 3“. Several cross-bedded layers are separated by intercalated silty bands. The succession consists of several small deltaic sheets, repeatedly drowned due to the rising water level.

weiterhin direkten Kontakt mit dem Inlandeis und sind dicht mit schwimmenden Eisbergen bedeckt (Taf. 3a). Nur die von Q2 und I3 sind ganz seicht und frei von Drifteis (Taf. 4b). Alle erhalten vom Eisrand her direkten Schmelzwasserzulauf. Bis auf R2 und L1 wird in alle Seen zusätzliches Schmelzwasser über einen Bach eingespeist, der Teil des peripheren Entwässerungssystems ist - meist der Überlauf eines benachbarten Sees.

4.1 Uferlinien

Einige Seen zeigen eine kaum 1 m hohe, kliffartige Verteilung, die das weitgehend graue, vegetationslose Becken messerscharf vom dicht mit Vegetation bewachsenen Hang abgrenzt (Taf. 3b). Stellenweise ist dieser Verteilung eine flache, bewachsene, einige Meter breite Schorre vorgelagert. Im Bereich der Schorre fehlen die Erdbünten (hummocks), die sowohl oberhalb als auch unterhalb der Uferlinien entwickelt sind (Taf. 2a und 2b). Uferlinien dieses Typs sind auf genau der gleichen Höhe zu finden wie die maximalen Wasserstandsmarken im jeweiligen Becken und konnten im L1, R1 sowie im westlichen Teilbecken des I3 beobachtet werden, fehlen aber im N2 und im östlichen Teilbecken von I3 (Taf. 1b und 4b). Bei den anderen Seen waren entsprechende Beobachtungen unmöglich.

Wie sind diese Uferlinien entstanden? Eine Erosion durch Wellenschlag scheidet aus, denn sonst wäre die Schorre nicht bewachsen. Vielleicht hat ihre Entstehung etwas mit der häufigen Gefronnis der Seen in gefülltem Zustand zu tun. Die Eisplatten erzeugen, wie in zwei Fällen beobachtet werden konnte, offensichtlich einen gegen den Hang gerichteten Schub und schieben die Vegetationsdecke ab. Der vom See weggerichtete Schub wird wohl bei den extrem tiefen Wintertemperaturen erzeugt. An verschiedenen Seen dieses Teils von Westgrönland können durch Eisschub regelrechte Wälle am Ufer aufgeschoben werden (Eisstauwälle, vergl. SCHOLZ, 1987). Wenn das mehrfach geschieht, werden die Erdbünten wohl allmählich wegerodiert, und eine flache Schorre entsteht. Wegen des bedeutend kleineren Winkels, den diese Schorren zu den Platten des See-Eises haben, ist die sich hier neuerlich ansiedelnde Vegetation durch den Eisschub nicht mehr so bedroht, wie zuvor. Wenn es tatsächlich so ist, würde das bedeuten, daß Seen, die solche Schorren besitzen, im Winter mit Wasser gefüllt sind, die anderen u. U. nicht.

Auch unterhalb dieser überdeutlichen Uferlinien oder der weniger deutlichen maximalen Wasserstandsmarken ist bei eigentlich allen begutachteten

Seen, im N2, L1, R1 und I3, noch Vegetation zu finden (Taf. 2a und 2b). Allerdings sind die bewachsenen Bereiche in den Seen L1 und R1 nur auf bestimmte Abschnitte des Seebeckens beschränkt. Zusammen mit den Pflanzen finden sich hier auch immer Erdbünten, maximal noch 15 m unterhalb der maximalen Seespiegelstände (Taf. 2a). Teilweise scheinen die hier wachsenden Zwergsträucher abgestorben zu sein, teilweise leben sie noch. Jedenfalls sind die Pflanzen mit einer dünnen, eingetrockneten, weißlichgrauen Schluffhaut überzogen, die beim Darüberlaufen staubt (Taf. 1b). Wenige Zentimeter dicke, mit Pflanzenresten durchsetzte Sandhäufchen finden sich hier in Depressionen zwischen den Erdbünten. Gelegentlich liegen hier Sandhäufchen, einzelne Gerölle oder Steincluster auf oder zwischen den Zwergsträuchern, bei denen es sich um Dropstones oder aus gestrandetem Drifteis ausgeschmolzenen Detritus handelt. Nach unten zu nimmt die Mächtigkeit der sandig-schluffigen Sedimente plötzlich oder allmählich zu, die Vegetation ertrinkt allmählich in Sedimenten und ist schließlich ganz verschwunden. Gleichbleibende Sedimentationsraten vorausgesetzt dürfte dies darauf hindeuten, daß die maximale Stauhöhe in den Seebecken jeweils nur relativ kurzfristig erreicht wird. Deutlich längere Zeitabschnitte scheinen sie hingegen nur zu einem gewissen Teil mit Wasser gefüllt zu sein.

4.2 Massenbewegungen

Eine weitere Beobachtung konnte in den leeren Seebecken von I1, I2 und in beiden Teilbecken von I3 gemacht werden: kleinere und größere Massenbewegungen an den Beckenflanken, von denen vor allem Abschnitte der nord- und ostexponierten Hänge betroffen werden. Sie scheinen in den meisten Fällen im Bereich der maximalen Wasserstandsmarken zu wurzeln und geben sich hier durch metertiefe Risse und ein tiefes Einsinken der Geländeoberfläche zu erkennen. In den darunterliegenden Teilen des Beckens führen diese Hangbewegungen zur Bildung von konvexen, beulenartigen Strukturen mit unruhiger Oberfläche (Taf. 2b). Deutliche Abrißkanten sind kaum entwickelt. Die Formen haben im oberen Teil den Charakter von gebundener Gelifluktion, die unteren erinnern teilweise an große Fließerdeloben, wie sie bei ungebundener Gelifluktion entstehen. Solifluktionstrukturen dieses Typs und dieser Größenordnung sind in diesem Teil Grönlands außerhalb der Seebecken nirgends zu beobachten.

Bei Grabungen im Bereich der unteren Abschnitte derartiger Rutschmassen konnte festgestellt werden, daß sowohl grobe als auch feinkörnige Materialien

an den Massenbewegungen beteiligt sind. Bei den feinkörnigen überwiegt schluffig-feinsandiges Material, das bräunlich gefärbt ist, einen ziemlich hohen organischen Anteil besitzt und stark an die gelifluidal umgelagerten, krypturbar gestörten äolischen Sedimente erinnert, die im oberen Teil des Hanges das Substrat für die Vegetation bilden. Materialien unterschiedlicher Körnung und Färbung liegen hier in Lagen übereinander, sind miteinander verfaltet und zeigen hangabwärts weisende Sattelumbiegungen. Diese Massenbewegungen werden vermutlich durch einen lokalen Zusammenbruch des Permafrostes im Untergrund ausgelöst, der wohl durch das relativ warme Schmelzwasser im gefüllten Seebecken provoziert wird. An diesen Massenbewegungen scheinen neben äolischen Deckschichten auch die darunterliegenden Grundmoränen, gelegentlich auch Seesedimente beteiligt zu sein, die im Laufe der Hangbewegungen miteinander vermischt werden.

4.3 Geschichtete Sande

In allen Seebecken scheinen unscharf gegen die Umgebung abgegrenzte, höhenlinienparallele Streifen von einigen dm bis etwa 1 m Breite vorzukommen, die aus mit Geröllchen durchsetzten Grobsanden bestehen (Taf. 3b). Sie sind allerdings nur in den Beckenteilen entwickelt, wo der Untergrund vegetationslos ist. Zuweilen ist eine undeutliche, hangparallel einfallende Schichtung zu beobachten. Es handelt sich um Wasserstandsmarken, die bei steigendem oder sinkendem Wasserspiegel entstanden sein dürften. Der Sand ist offensichtlich am Ufer durch den Wellenschlag aus dem sandig-blockigen Untergrund ausgewaschen und streifenförmig angereichert worden. Im I1 und im westlichen Teilbecken vom I3 konnten zudem kleinere Sandkörper beobachtet werden, die Schwemmfächer darstellen. Sie entstehen am Ende von nur wenige Dezimeter eingetieften Erosionsrinnen, die vom Schmelzwasser gestrandeter Drifteisblöcke gespeist werden.

Größere geschichtete Sandkörper, die lagenweise auch Gerölle enthalten, scheinen auf Seebecken beschränkt zu sein, die von einem Ast des peripheren Entwässerungssystems durchflossen werden, bzw. wo Schmelzwasserbäche vom Eisrand her direkt in den See laufen. Sedimente dieses Typs konnten nur im I3 direkt untersucht werden, sind aber zweifellos auch im I2, R1 und Q2 vorhanden. Es handelt sich zum größten Teil um ziemlich komplex gebaute Deltabildungen, die bei ganz unterschiedlichen Seespiegelständen geschüttet worden sein müssen. Diese Sandkörper haben ebene oder schwemmkegelartig gewölbte Oberflächen und bestehen aus mehreren unterschiedlich alten und ver-

schieden hoch liegenden Teilen, die durch Erosionskanten voneinander abgesetzt und teilweise ineinandergeschachtelt sind (Taf. 4a und 5b). Mitunter sind sie auch durch nachfolgende Erosion in mehrere Teile zerschnitten worden. Die höchstgelegenen Sandvorkommen dieses Typs liegen auf einem Niveau, das der maximalen Stauhöhe des Sees entspricht.

Diese Sandvorkommen sind nur zu einem kleinen Teil rippelgeschichtet, zu einem größeren Teil bestehen sie aus einer oder mehreren seewärts einseitig schräggeschichteten Lagen mit Mächtigkeiten bis zu 1,5 m, von denen die meisten von horizontal gelagerten topsets abgedeckt sind (Taf. 5b). Zwischen einzelnen Lagen dieses Typs liegen oft trennende, cm-dünne, laminierte Schluffbänder, bei denen es sich offensichtlich um Stillwassersedimente handelt (Abb. 10). Die gesamte Schichtfolge muß als eine Abfolge mehrerer, übereinanderliegender kleiner Deltakörper gedeutet werden, die bei steigendem Seespiegel ein Stück weit vorgeschüttet und immer wieder unter Wasser geraten sind. Dazu passen auch Schichtgefüge, bei denen die Grenze zwischen topsets und foresets seewärts stetig ansteigt (Abb. 12). Dazu paßt auch, daß ein Teil der ebenen Oberflächen dieser komplex gebauten Deltas mit einer cm-dünnen, lederartig eingetrockneten Schlufflage abgedeckt ist. Daneben gibt es aber ebene Oberflächen von schräggeschichteten Sandkörpern, die durch keine Schlufflage abgedeckt werden. Stellenweise sinkt die Grenze zwischen topsets und foresets seewärts stetig ab (Taf. 5b). Dabei dürfte es sich um die jüngeren Teile dieser komplexen Deltas handeln, die bei sinkendem Seespiegel entstanden und deshalb nicht mehr unter Wasser geraten konnten.

An einigen Stellen sind erhebliche Störungen der Schichtgefüge erkennbar, die sich meist nicht auf Sackungsvorgänge in der Nähe von Erosionshängen zurückführen lassen. Stellenweise sind die Schichten in den obersten Teilen bestimmter Schichtpakete wild verbogen, mitunter ist das Sediment richtiggehend brekziert und weist chaotische Gefüge auf. Diese Schichtstörungen mögen teilweise auf Frostaktivität, auf Deformation durch driftende Eisschollen, gelegentlich aber auch auf Trittsiegel von Rentieren zurückzuführen sein. An den Stellen, wo die Sedimente talwärts anerodiert sind, spielen aber auch schichtparallele Gleitvorgänge eine wichtige Rolle (Abb. 12).

4.4 Laminierte und nicht laminierte Seesedimente

Bei zahlreichen mächtigeren feinsandigen Schluffvorkommen in den Seebecken, die ich im ersten

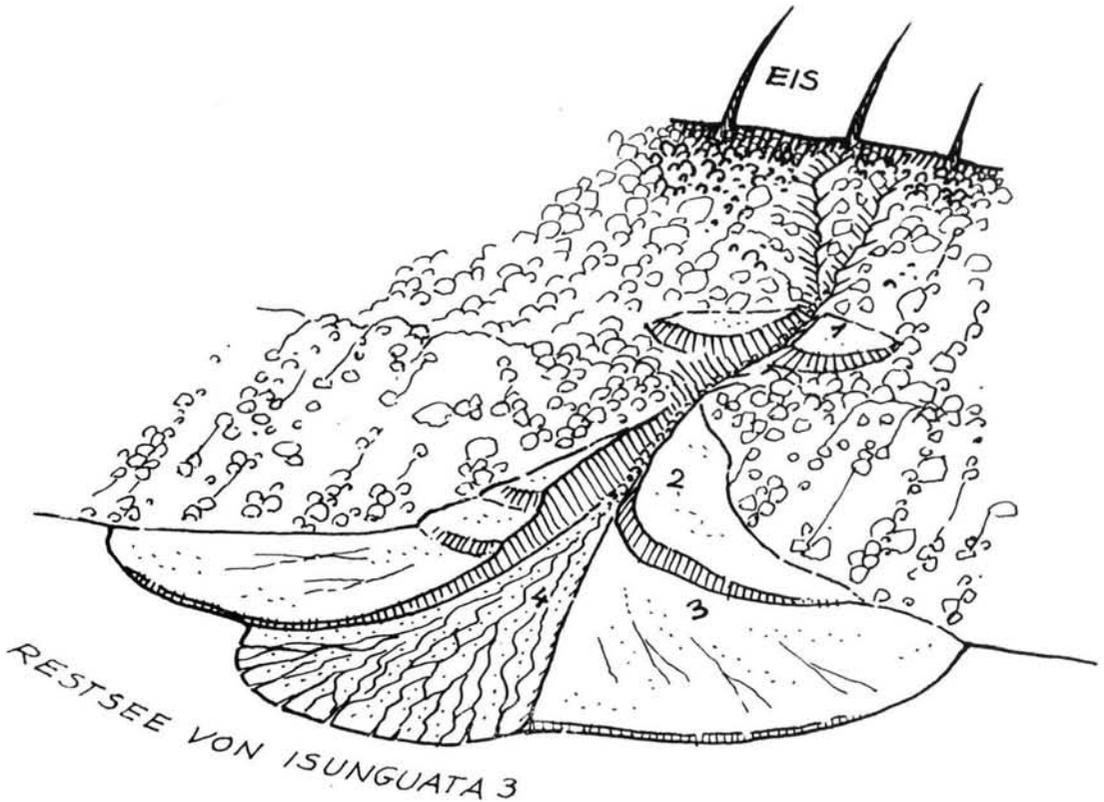


Abb. 11: Vereinfachte Geländeskizze eines der sandigen Schwemmfächer, die dem Eisrand auf der Nordseite des östlichen Teilbeckens von „Isingwata 3“ vorgelagert sind. Der Fächer besteht aus 4 unterschiedlich alten und verschiedenen hoch liegenden Teilen, die als Deltas in den See vorgeschüttet worden sind. Der älteste (1) ist während des maximalen Seespiegelstandes abgelagert worden, der am Hang der Endmoräne etwa bis dahin hinaufgereicht hat. Die jüngsten Teile (3 und 4) sind bzw. waren noch vor kurzem aktiv in Bildung und werden in den kleinen Restsee vorgelagert. Am Aufbau dieser teilweise sehr komplexen Fächer sind auch ältere Teile beteiligt, die bei steigendem Wasserspiegel entstanden sind (2). Die Höhendifferenz zwischen dem höchstliegenden Erosionsrest eines Deltas (1) und dem Restseespiegel beträgt etwa 15 m.

Fig. 11: Simplified sketch of one of the sandy alluvial fans, deriving at the ice margin on the northern slope of the eastern lake basin of „Isingwata 3“. The fan consists of 4 parts, different in altitude and age, remnants of deltas prograding into the meltwater lake. Nearly topping the moraine ridge the oldest (1) corresponds with the maximum lake level. The youngest parts (3 and 4) are or have been active until very recently, deposited within the small residual lake. Older deltaic sediments, generated during a rising water level (2), participate in the arrangement of this very complex fan. The difference in altitude between the highest remnant of a delta (1) and the level of the residual lake attains about 15 m.

Moment für Seeablagerungen gehalten hatte, stellte sich bei näherem Hinschauen heraus, daß es sich letztlich um äolische Deckschichten handeln muß, die durch Massenbewegungen umgelagert worden sind. Sie zeigen schwach bräunliche Verwitterungsfarben und sind, wie die vergleichsweise hohen C-org-Werte und Schwefelgehalte belegen, mit organischem Material durchmischt. Schluffig-feinsandige Sedimente, bei denen es sich eindeutig um Seeablagerungen handelt (THEAKSTONE, 1976; SMITH & SYVITZKI, 1982; SMITH et al., 1982), spielen in den untersuchten Seebecken dagegen überraschenderweise eine sehr untergeordnete Rolle und hatten eigentlich nur im I2 eine größere Verbreitung.

Sie kommen als mm- bis cm-mächtige Einschaltungen in die oben beschriebenen sandigen Deltasedimente vor, sind gleichfalls als cm-dünne Horizonte in rippelgeschichtete Sande eingelagert, die im östlichen Teilbecken des I3 in der Umgebung des seichten Restsees zu finden sind. Mitunter überkleiden Schluffhorizonte augenscheinlich ein Relief. So wurden mehrfach Schlufflagen entdeckt, die die foresets einer Deltasequenz abdeckten. Teile dieses Seebeckens und der Deltasedimente sind zudem mit einer dünnen, lederartig eingetrockneten Schlufflage überzogen. Darüber hinaus kommen im I1 wie im I3 mehrere cm mächtige Seesedimente auch im Bereich von Rutschungen vor, wo sie mit äolischen

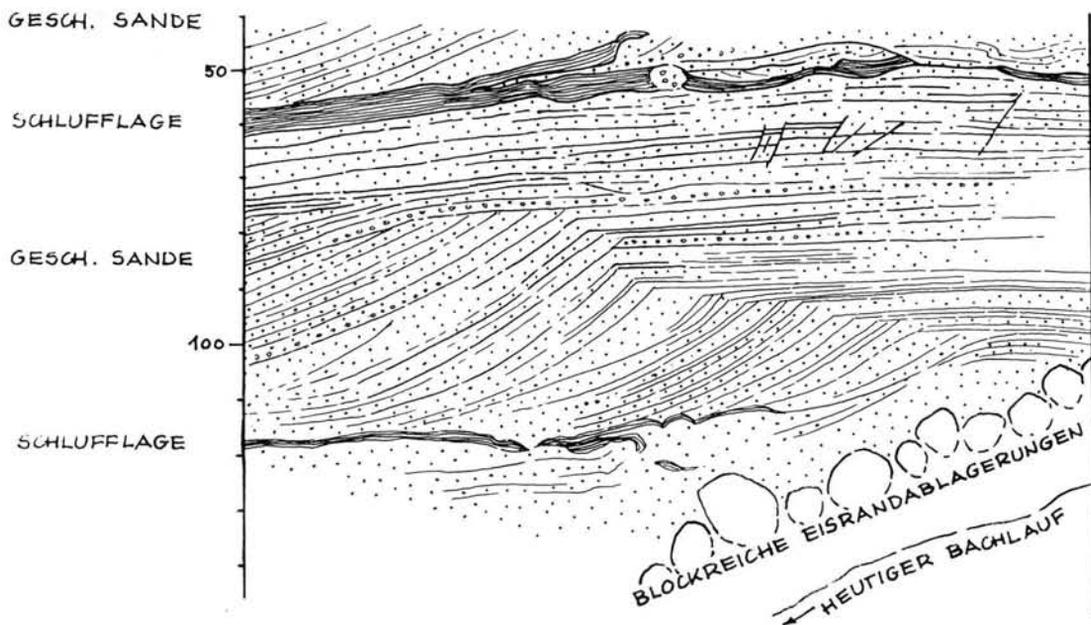


Abb. 12: Detailskizze einer künstlich hergestellten Aufschlußwand im Zentrum eines der Schwemmfächer, die dem Eisrand auf der Nordseite des östlichen Teilbeckens von „Isnguata 3“ vorgelagert sind. Die Schichtfolge besteht aus mehreren kleinen Deltakörpern, die von Schluffbändern getrennt sind. Das Ansteigen des Wasserspiegels ist am Klettern der Kontaktstelle zwischen topsets und foresets schön zu verfolgen. Die Schichtfolge ist teilweise gestört, was vor allem auf Trittsiegel von Rentieren und schichtparallele Gleitvorgänge beim Trockenfallen zurückzuführen sein dürfte.

Fig. 12: Detailed sketch from an artificial outcrop in the centre of one of the alluvial fans, deriving at the ice margin on the northern slope of the eastern lake basin of „Isnguata 3“. The succession consists of several small deltaic sediment bodies, separated by thin silty layers. A syndepositorily rising lake level is clearly demonstrated by the climbing foresets. The stratification is disturbed in places, most likely caused by foot prints of reindeers and slumping after the drainage of the lake.

Schluffen, Moränen und sandigen Ablagerungen veraltet und durchmengt sind. Die ursprünglichen Schichtverbände sind hier aber leider nicht mehr zu rekonstruieren.

Im bergfeuchten Zustand betrachtet wirken diese Sedimente fast immer ungeschichtet. Nur bei den Schluffen in den distalen Teilen des Beckens von I2 und einer mehr als 5 cm mächtigen Schlufflage, die durch Massenbewegungen etwas gestört schien und sich auf einer Hangverflachung im L1 fand, konnte man die Laminierung schon im Gelände deutlich erkennen. Auf Lackabzügen, die von diesen Seeablagerungen mit Hilfe von Stechkästen hergestellt wurden, ist zu sehen, daß sie im mm-Bereich fein laminiert sind. Bei Schluffhorizonten von 1,5 cm Mächtigkeit wurden 10 bis 15 Laminae gezählt. In den an verschiedenen Stellen des Beckens sehr unterschiedlich mächtigen Bänderschluflprofilen des I2 konnten Warven zwischen 1 und 12 mm Breite beobachtet werden.

Die Südflanke des südöstlichen Teilbeckens von I3 sowie die proximalen Teile des I2 sind mit bis zu 1 m mächtigen geschichteten Sedimenten überdeckt.

Es handelt sich um eine Folge von geschichteten, mittel- bis grobkörnigen Sanden, in die mehrere Schlufflagen eingeschaltet sind (Abb. 12). Die gesamte Schichtfolge keilt nach oben, zur Uferlinie hin, aus und wird durch eine Schlufflage abgedeckt. Den hier beobachteten Schichtungsgefügen nach zu urteilen sind die Sande durch Strömungsrippeln entstanden, die von E nach W geschüttet worden sind. Das Substrat der Schichtfolge bildet die abgestorbene Vegetationsdecke, die ihrerseits von bräunlichen, krypturbar gestörten, äolischen Feinsanden und Schluffen unterlagert wird. Die lederartig eingetrocknete hangende Schlufflage überdeckt an vielen Stellen strandparallel orientierte Oszillationsrippeln, die auf der Oberfläche der unterlagernden Sande entwickelt sind. Vielfach ist die Sedimentoberfläche durch zahlreiche Trittsiegel von Karibuhufen bis zur Unkenntlichkeit zertrampelt. Es konnte nicht mit letzter Sicherheit geklärt werden, ob die unterschiedlichen Schlufflagen, die hier übereinander folgen, aus unterschiedlichen Jahren stammen oder nicht. Daß in Becken dieses Typs auch im praktisch stehenden Wasser vorwiegend Sande an den Flan-

ken abgelagert werden können, zeigen auch die geschichteten Feinsandhäubchen auf den Zwergsträuchern im Becken des N2. Rippelgeschichtete Sande bilden auch die Unterlage des Bachdeltas am Ostende des Beckens. Bei ihnen dürfte es sich um Prodelta-Sedimente handeln.

Die distalen Teile des Seebeckens von I2 sind weiterhin mit schluffigen, deutlich gebänderten Sedimenten bedeckt. Die Oberfläche dieser Ablagerungen ist von Trockenrissen überzogen. Die Mächtigkeit dieser Warvenschluffe überstieg in keinem der aufgedigerten Profile 20 cm, die Anzahl der Warven nirgends 30. Auch hier wird das Substrat dieser Schichtfolge von der abgestorbenen Vegetationsdecke gebildet, die ihrerseits von bräunlichen, kryoturbar gestörten, äolischen Feinsanden und Schluffen unterlagert wird. Ich deute das als einen Hinweis darauf, daß dieser See, ähnlich wie auch die anderen Eisrandstauseen im Untersuchungsgebiet, noch nicht sehr lange besteht. Sie scheinen erst im Laufe der letzten Jahrzehnte (!) vor den im ganzen stetig vorrückenden Eisrändern auf bis dahin mit Vegetation bewachsenen Teilen des Vorlandes neu entstanden zu sein (SCHOLZ, 1991).

4.5 Drifteis-Sedimente und Diamikte

Auf den schluffigen Sedimentoberflächen, aber auch auf den vegetationsbedeckten Bereichen, die Zeichen einer Überflutung zeigen, liegen isolierte Gerölle und Gesteinsbrocken herum, bei denen es sich um dropstones handeln dürfte, die aus Drifteisblöcken abgerechnet sind (Taf. 1/2 und 3/1). Daneben finden sich auch Häufchen aus Sand und Geröllen, die auf der Sedimentoberfläche liegen. Dabei dürfte es sich um die Sedimentfracht von gestrandeten Drifteisblöcken handeln, deren Liegemarken oft noch zu entdecken sind und auf die Größe des Eisblockes schließen lassen. Im Becken des L1 und des I3 waren ja die größeren gestrandeten Drifteisblöcke noch nicht abgeschmolzen, als wir die Becken untersuchten (Taf. 5a). Hier und 1987 auch am damals leeren Becken des R1 konnte der Prozeß des Abschmelzens und der Entstehung der Liegemarken direkt beobachtet werden (Taf. 3b).

Wenn man an die Größe und Zahl der in den Becken des L1 oder R1 gestrandeten Eisberge denkt, sollte man meinen, daß von Eisbergen abgerechnete oder aus gestrandetem Drifteis ausgeschmolzene Sedimente (iceberg till, DREIMANIS, 1979: 171 oder Eisberg-Moräne, SCHREINER 1992: 38 f.) einen bedeutenden Anteil an den Sedimentfüllungen dieser Seebecken haben sollten. Im nordwestlichen Teilbecken des I3 lagen 1993 zwar nur relativ wenige und nicht sehr große, im südöstlichen Teilbecken gar keine

Drifteisblöcke herum. Im Sommer 1982 aber, als dieser See wassergefüllt war, konnte man sehen, daß das nordwestliche Teilbecken fast ganz mit Eisbergen bedeckt, das südöstliche dagegen frei von Drifteisblöcken war (Taf. 4a). Die relativ seichte Engstelle zwischen beiden Teilbecken scheint für größere Eisberge unpassierbar gewesen zu sein.

Es fällt nun auf, daß die Flanken gerade der Becken bzw. Beckenteile, die viel Drifteis enthalten, größtenteils mit blockig-sandigen, teilweise schluffigen, ungeschichteten und unklassierten Sedimenten bedeckt sind, die wir neutral Diamikte nennen wollen (Taf. 5a). Die Kornverteilung dieser Diamikte schwankt stark und ist teilweise der einer Grundmoräne in diesem Gebiet nicht unähnlich. Im Vergleich zu Moränen des Alpenvorlandes haben sie jedoch einen deutlich geringeren Schluff- und praktisch keinen Tonanteil. Könnte es sich dabei nicht um Drifteis-Sedimente handeln? Dafür spricht u. a., daß in den Becken, in denen es kaum Eisberge gibt, im N2 und im südöstlichen Teilbecken von I3, genau diese Sedimente nicht vorkommen.

Dagegen spricht aber auch einiges. An einigen ziemlich steilen Beckenflanken kommt der nackte Fels heraus, an anderen, weniger steilen Stellen ist der Untergrund von Vegetation bedeckt. Diese Vegetation stellt offensichtlich keinen sekundären Bewuchs auf Seeablagerungen dar. Das Substrat dieser Pflanzen besteht in allen Fällen vielmehr aus den schon öfters erwähnten kryoturbar und solifluidal gestörten äolischen Decken, die schon wegen ihrer leicht bräunlichen Farbe und der Neigung, in nordexponierten Hanglagen Erdbültenfelder zu bilden, leicht zu identifizieren sind. Wo diese Deckschichten weg-erodiert sind, kommen darunter meist blockreiche Moränen heraus. Es scheint sich also vielmehr um Reste des ehemals geschlossenen Pflanzenkleides zu handeln, das hier schon existierte, als es an dieser Stelle noch keinen Eisrandstausee gegeben hat. Sowohl auf diesen Vegetationsresten als auch auf den glattgeschliffenen Felsen liegen nun relativ wenige Blöcke herum, die man als dropstones deuten muß, während man in benachbarten Teilen des gleichen Beckens in vergleichbarer Höhe nur diese chaotisch gelagerten, blockig-sandig-schluffigen Diamikte findet. Eine Möglichkeit wäre, daß die Eisberge vom Wind vornehmlich in bestimmten Buchten zusammengetrieben werden, wo sie dann allmählich abschmelzen und ihre Sedimentfracht abregnen. Dann wären die bewachsenen Flankenabschnitte genau die Stellen, wo die Eisberge regelmäßig weggetrieben werden. Dann sollte man aber unter blockreichen Diamikten die verschüttete Vegetationsdecke ergraben können. Das gelang zwar nicht, doch waren an Massenbewegungen, die mit-

ten in diesen Diamikten im Becken des L1 und im nordwestlichen Teilbecken des I3 zu beobachten waren, auch bräunliche äolische Deckschichten und viel organisches Material beteiligt. Es gibt also tatsächlich von den Diamikten zugedeckte Böden, zumindest stellenweise.

Es gibt aber Beobachtungen im Bereich der Massenbewegungen, die darauf hindeuten, daß zumindest ein Teil dieser Diamikte tatsächlich keine im See abgelagerten Sedimente sind, sondern durch Wellenerosion freigespülte oder durch Massenbewegungen umgelagerte Grundmoränen darstellen. Da beide Sedimenttypen ähnliche Komponenten-größen, Kornformen und Korngrößenspektren aufweisen, läßt sich im Einzelfall die Genese meist nicht einfach klären. Wahrscheinlich liegt die Wahrheit jedoch in der Mitte. An der Entstehung der Diamikte, die den größten Teil der Beckenflanken bedecken, dürften freigespülte bzw. gelifluidal umgelagerte Moränen genauso wie Drifteisablagerungen (Eisberg-Moränen) beteiligt sein.

5 Danksagung

Herzlichen Dank möchte ich allen denjenigen aussprechen, die am Gelingen dieses Unternehmens beteiligt waren. Dazu gehören vor allem meine beiden Begleiter im Gelände, Dr. Jürgen Froh und Thomas Herzog sowie die Studentischen Hilfskräfte, die bei den Laborarbeiten geholfen haben, Arno Pabst und Christian Brand. Besonderer Dank gilt der DFG, die das Vorhaben (DFG-Projekt II C 6 - Scho 277/4-1) finanziell unterstützt hat.

Schriftenverzeichnis

- ASHLEY, G. M., SHAW, J. & SMITH, N. D. (1985): Glacial sedimentary environments.- S.E.P.M. short course, **16**, 246 S.; Tulsa, Ok.
- BEECROFT, I. (1983): Sediment transport during an outburst from Glacier Tsidjore Nuove, Switzerland, 16-19 June 1981.- *Jour. Glaciology*, **29**, S. 185-190; London.
- BELKNAP, R. L. (1941): Physiographic Studies in the Holsteinsborg District of Southern Greenland.- University of Michigan Studies, Scientific Series 4, Reports upon the Greenland Expeditions of the University of Michigan (1926-1933), Part **2**, S. 200-255; Norwood, Mass.
- BESCHEL, R. B. (1961): Dating Rock Surfaces by Lichen Growth and its Application to Glaciology and Physiography (Lichenometry).- In: RAASCH, G. O., ed. (1961): *Geology of the Arctic*, **2**, S. 1044-1062; Toronto.
- BÖCHER, T. W. (1954): Oceanic and Continental Vegetational Complexes in Southwest Greenland.- *Meddr Grønland*, **148** (1), 336 S.; Kopenhagen.
- (1959): Floristic and ecological studies in middle West Greenland.- *Meddr Grønland*, **124**, 8 S.; Kopenhagen.
- (1975): Nogle hovedtraek: Grønland og det nordatlantiske omraades plantegeografi.- In: *Grønland og Faerøerne, Danmarks Natur*, **10**, S. 287-304; Kopenhagen.
- HOLMEN, K. & JAKOBSEN, K. (1968): *The Flora of Greenland*.- 326 S.; Kopenhagen (Haase-Verl.).
- BRONZIKOWSKI, K. & LOON, A. J. VAN (1991): *Glacigenic Sediments.- Developments in Sedimentology*, **49**, 674 S.; Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo.
- CHURCH, M. & GILBERT, R. (1975): Proglacial fluvial and lacustrine environments.- In: JOPLING, A. V. & McDONALD, B. C., ed. (1975): *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, S.E.P.M., Spec. Publ. **23**, S. 22-100; Tulsa, Ok.
- DAWSON, A. G. (1983): Glacier-dammed lake investigation in the Hullet lake area, South Greenland.- *Meddr Grønland, Geoscience* **1983** (11), 24 S.; Kopenhagen.
- DIJKMANS, J. W. A. (1989): Frost Wedges in an eolian sand sheet near Søndre Strømfjord, W. Greenland and their paleo-environmental implications.- *Z. Geomorph. N. F.*, **33**, S. 339-353; Berlin.
- (1990): Modern periglacial eolian deposits and landforms in the Søndre Strømfjord area, West Greenland, and their paleoenvironmental implications.- Dissertation, Geografisch Instituut, Rijksuniversiteit Utrecht, S. 67-112; Utrecht.
- DREIMANIS, A. (1979): The problem of waterlain tills.- In: SCHLÜCHTER, A., ed. (1979), *Moraines and Warves*, S. 167-177; Rotterdam (Balkema).
- ERICSON, K. I. (1987): Environment and processes of till-like sediments at the margin of Russell's glacier, near Søndre Strømfjord, West Greenland.- Report of Kvartärgeologiska Institutionen, **9**, S. 1-40; Stockholm.
- ESCHER, A., SØRENSEN, K. & ZECK, H. P. (1976): Nagssugtoqidian mobile belt in West Greenland.- In: ESCHER, A. & WATT, W. S., ed. (1976): *Geology of Greenland*, S. 77-103; Kopenhagen (Grønlands geol. Unders.).
- (1976): *Geology of Greenland*.- 603 S.; Kopenhagen (Grønlands geol. Unders.).
- ETAC (1970): AWS Climatic Brief Sondrestrom AB/ Greenland.- Søndre Strømfjord.
- FEILBERG, J., FREDSKILD, B. & HOLT, S. (1984): *Flowers of Greenland*.- 100 S.; Ringsted (Regnbuen-Verl.).
- GILBERT, R. (1971): Observations on ice-dammed Summit Lake, British Columbia, Canada.- *Journal of Glaciology*, **10**, S. 351-356; London.
- HOBBS, W. (1931): Loess, Pebble Beds and Boulders from Glacial Outwash of the Greenland Continental Glacier.- In: KING, C. A. M., ed. (1976): *Periglacial Processes, Benchmark Papers in Geology*, **27**, S. 372-376; Stroudsburg (Dowden, Hutchinson & Ross).
- JAIN, A. (1968): Geomorphological deductions from observations of the bottom of an ice-dammed lake.- *Geogr. J.*, **39**, S. 117-123; Warschau.
- LORD, M. L. & KEHEW, A. E. (1987): Sedimentology and paleohydrology of glacial-lake outburst deposits in southern Saskatchewan and Northwestern North Dakota.- *Geol. Soc. America Bulletin*, **99**, S. 663-673; New York.
- MARCUS, M. G. (1960): Periodic drainage of glacier-dammed Tulsequah Lake, British Columbia.- *Geogr. Rev.*, **50**, S. 89-106; New York.
- MINISTERIET FOR GRØNLAND ed. (1980): *Holsteinsborg, Sisimiut kommune, natur- og kulturforhold*.- 88 S.; Kopenhagen.
- PUTNINS, P. (1970): The Climate of Greenland.- In: LANDSBERG, H. E. ed. (1970), *World Survey of Climatology*, **14**, 128 S.; Amsterdam, London, New York (Elsevier).
- RUSSELL, A. J. (1989): A comparison of two recent jökulhlaups from an ice-dammed lake, Søndre Strømfjord, West Greenland.- *Journal of Glaciology*, **35** (120), S. 157-162; London.
- (1993): Obstacle marks produced by flow around stranded ice blocks during a glacier outburst flood (jökulhlaup) in west Greenland.- *Sedimentology*, **40**, S. 1091-1111; London.
- (1989): Lake Drainage Mechanisms for the Ice-Dammed Oberer Russellsee, Søndre Strømfjord, West Greenland.- *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, **24** (2), S. 143-147; Innsbruck.
- (1990): Observations on the Drainage of an ice-dammed lake in West Greenland.- *Journal of Glaciology*, **36** (122), S. 72-74; London.
- SCHOIZ, H. (1984): *Westgrönland - ein lebendiges Modell für die Eiszeit im Alpenvorland*.- *Natur und Museum*, **114** (4), S. 89-103; Frankfurt a.M.
- (1986a): Das Allgäu im Hochglazial - Grönland heute: ein Vergleich.- *Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben*, **90** (1), S. 1-26; Augsburg.
- (1986b): Actuoecology in Westgreenland 1986.- *Newsletter Sci. Res. Greenland*, **13**, S. 11; Kopenhagen.

- (1987): Beiträge zur Geologie und Botanik eisrandnaher Gebiete in der Umgebung des Örkendals westlich von Søndre Strømfjord (Westgrönland).- unveröff. Abschlußbericht zum DFG-Projekt "Aktuogeologie in Westgrönland", mit Beiträgen von H. GILCK und W. GROTTENTHALER (Antrag II C 6 - Scho 277/2-1 vom 9.10.1985), 88 S.; Garching.
- (1988): Sedimentologie von Sanderflächen am Russell-Gletscher bei Søndre Strømfjord in Westgrönland.- unveröff. Abschlußbericht eines durch die "Prof. Dr.-Ing. Lorenz-Stiftung" geförderten Projektes, 28 S.; Garching.
- (1991): Ein Vorstoß des Inlandeises in Westgrönland - Dokumentation des vortückenden Eisrandes bei Søndre Strømfjord.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **41**, S. 119-131; Hannover.
- (1993): Der Grenzbereich zwischen Falten- und Vorlandmolasse im Gebiet zwischen Rhein- und Illergletscher im Westallgäu (Exkursion am 16. April 1993).- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **75**, S. 155-176; Stuttgart.
- (1995a): Sedimente und Ablagerungsmechanismen in instabilen proglaziären Seen (Eisrandstauseen) Teil I: Rezente Beispiele aus Westgrönland.- unveröff. Abschlußbericht zum DFG-Projekt "Aktuogeologie in Westgrönland" (Antrag II C 6 - Scho 277/4-1 vom 9.10.1993), 58 S.; Garching.
- (1995b): Sedimentfüllungen instabiler Eisrandstauseen - aktuogeologische Untersuchungen am Rande des Inlandeises in Westgrönland.- Vortrags-Kurzfassung, Nachr. Dt. Geol. Ges., **54**, S. 163-164; Hannover.
- & FUNK, H. & SCHREINER, B. (1988): Der Einfluß von Gletscherläufen auf die Schmelzwasserablagerungen des Russell-Gletschers bei Søndre Strømfjord (Westgrönland).- Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, **24** (1), S. 55-74; Innsbruck.
- & PETER, I. (1995): Sedimente und Sedimentationsgeschichte des späthochglazialen "Kemptener Sees" (Würmglazial, Südwest-Bayern).- Geologica Bavarica, **99**, S. 187-222; München.
- & GROTTENTHALER, W. (1988): Beiträge zur jungholozänen Deglaziationsgeschichte Westgrönlands.- Polarforschung, **58** (1), S. 25-40; Münster.
- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie.- 257 S.; Stuttgart (Schweizerbart-Verlag).
- SMITH, N. D. & SYATZKI, J. P. H. (1982): Sedimentation in a glacial-fed lake: the role of pelletisation on deposition of fine-grained suspensates.- J. Sed. Petr., **52**, S. 503-513; Tulsa, OK.
- & VENOL, M. A. & KENNEDY, S. K. (1982): Comparison of sedimentation regimes in four glacier-fed lakes of western Alberta.- In: DAVIDSON-ARNOTT, D., NICKLING, W. & FAHEY, B. D., eds. (1982): Research in glacial, glacio-fluvial and glacio-lacustrine systems. Proc. 6th Guelph Symp. Geomorphol., **1980**, S. 203-238.
- STÄBLEIN, G. (1975): Eisrandlagen und Küstenentwicklung in Westgrönland.- Polarforschung, **45** (2), S. 71-86; Münster.
- (1977a): Periglaziale Formengesellschaften und rezente Formungsbedingungen in Grönland.- Abh. Akad. Wiss. in Göttingen, **31**, S. 18-33; Göttingen.
- (1977b): Rezente Morphodynamik und Vorzeitrelieffluenz bei Hang- und Talentwicklung in Westgrönland.- Z. Geomorphol., N. F. **28**, Suppl., S. 181-199; Berlin.
- STONE, K. H. (1963): Alaskan ice-dammed lakes.- Ann. Assoc. Amer. Geogr., **16**, S. 332-349; Lawrence, Kansas.
- SUGDEN, D. E., CLAPPERTON, C. M. & KNIGHT, P. G. (1985): A Jökulhlaup near Søndre Strømfjord, West Greenland, and some effects on the ice sheet Margin.- Journal of Glaciology, **31** (109), S. 366-368; London.
- TEN BRINK, N. W. (1975): Holocene history of the Greenland ice sheet based on radiocarbon-dated moraines in West Greenland.- Meddr Grönland, **201** (4), S. 9-28; Kopenhagen.
- THEAKSTONE, W. H. (1976): Glacial lake sedimentation, Austerdalsisen, Norway.- Sedimentology, **23**, S. 671-688; Amsterdam.
- THORARINSSON, S. (1953): Some new Aspects of the Grimsvötn problem.- Jour. Glaciology, **2**, S. 267-274; London.
- WAITT, R. B. (1980): About forty last-glacial Lake Missoula jökulhlaups through Southern Washington.- J. Geol., **88**, S. 653-674; Chicago.
- WEIDICK, A. (1963): Some Glacial Features at the Inland Ice Margin South of Sdr. Strømfjord.- Meddr dansk geol. Foren., **15**, S.; Kopenhagen.
- (1968): Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland.- Meddr Grönland, **165** (6), 202 S.; Kopenhagen.
- (1972): Holocene shore lines and glacial stages in Greenland - an attempt at correlation.- Rapp. Grönlands geol. Unders., **41**, 39 S.; Kopenhagen.
- (1988): Gletschere i Sydgrönland.- In: Geologi i Grönland **2**, 80 S.; Kopenhagen (GGU).

Manuskript eingegangen am 01.03.1996

Tafel 1



a: Der aus zwei Teilbecken bestehende Eisrandstausee „Iluliartununguaq“, einer der instabilen Eisrandstauseen am „Ørkendal-Gletscher“ im mittleren Westgrönland bei Sondre Stromfjord, von N her gesehen. Der Überlauf des momentan bis zum Maximalstand gefüllten Sees, der links vorne zu erkennen ist, verschwindet knapp außerhalb des Bildrandes in einem Eistunnel. Mitunter läuft das Wasser aus und das nördliche Teilbecken (vorderer Seeteil bis zur Halbinsel) fällt weitgehend trocken. Der Wasserspiegel im südlichen Teilbecken (hinter der Halbinsel) sinkt dagegen nur um einige Meter ab, während das Becken selbst wassergefüllt bleibt.

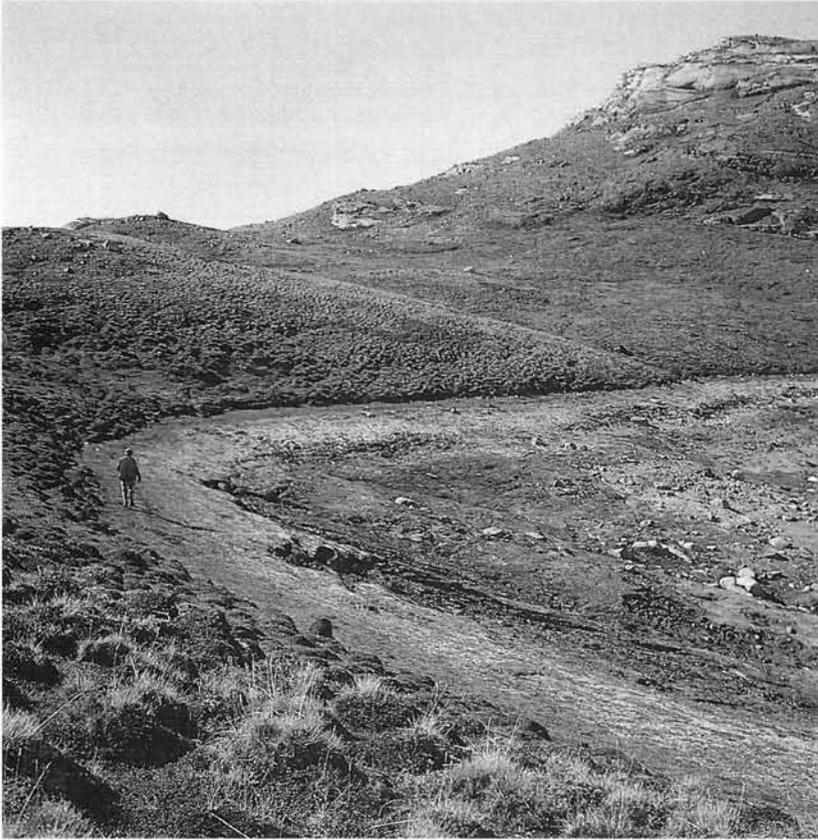
a: The ice-dammed lake „Iluliartununguaq“ seen from the North consists of two basins. It is one of several unstable ice-contact lakes dammed by the „Ørkendal-Glacier“ in central West Greenland near Sondre Stromfjord. The outlet of the lake, completely filled with meltwater at the moment, can be seen at the lower left. A short distance outside of the picture it disappears in a glacier tunnel. From time to time the water drains and the northern basin (in front, ending at the peninsula) is mostly dry. The southern basin (behind the peninsula) remains filled however, the water level decreasing only a couple of metres.



b: Das nur kurzfristig unter Wasser geratene schmale, aber lange Becken des „Nysø 2“ am „Ørkendal-Gletscher“. Die maximale Stauhöhe des Beckens lag etwa da, wo die Person als Größenvergleich steht. Bis dort hin ist die immer noch grüne Vegetation mit Schluff weiß überzuckert. Noch etwa 1 m über dem Wasserspiegel des Restsees tragen die Zwergsträucher Häubchen aus Sand. Der abdämmende Eisrand liegt rechts außerhalb des Bildrandes.

b: The narrow but long basin of lake „Nysø 2“ dammed by the „Ørkendal-Glacier“ was drowned only for a short time. The maximum lake level nearly attained the site with the standing man. The green vegetation is powdered with pale silt below this line. Until 1 m above the water level of the residual lake the dwarf-shrubs wear thick caps of sand. The damming ice margin is situated shortly outside the picture to the right.

Tafel 2



a: Das Südwestende des leeren Seebeckens von „Leverett 1“. Deutlich zu erkennen ist die einige m breite Schorre mit dem niedrigen Kliff, die den maximal erreichbaren Wasserstand im See markiert (mit einer Person als Größenvergleich). Oberhalb dieser Uferlinie ein Erdbültenfeld mit Pflanzengesellschaften, die von Gräsern dominiert werden (moosreiche Nordhangwiese). Auch unterhalb der Schorre sind einige verwachsene Erdbülten und Vegetation zu erkennen, auf der aus Eisbergen abgeregnete dropstones herumliegen.

a: The south-western end of the empty lake basin of „Leverett 1“. A narrow wave-cut platform bordered by a low cliff is visible, a couple of metres wide (scaled by a man), indicating the maximum water level of this lake. Above the shore line hummocks are visible, covered by a vegetation rich in grass and herbs. Even below the shore line some weak hummocks and vegetation are visible, covered by some dropstones derived from drifting ice.



b: Massenbewegungen an der Südwestflanke des Beckens von „Leverett 1“. Eine Person steht als Größenvergleich auf der Schorre. Dahinter sind die Erdbültenfelder außerhalb des Seebeckens zu sehen. Bis zu der Schorre hinauf reichen Risse und Depressionen im Untergrund, die auf einen Zusammenbruch des Permafrostes im Untergrund hinweisen. Im unruhigen Gebiet am unteren Bildrand beginnt sich das oben abgeflossene Material zu akkumulieren, vor allem gelifluidal umgelagerte äolische Deckschichten und Moränen.

b: Mass movements at the south-western slope of the lake basin of „Leverett 1“. Outside the lake basin behind a man standing on the wave-cut platform an area with hummocks is visible. The thawing of the permafrost below the bottom of the lake basin is indicated by cracks and depressions at the slope below the shore line. The material flows downwards, accumulates within the hilly area in the lower part of the picture, consisting mostly of tills and eolian sediments disturbed by gelifluction.

Tafel 3



a: Der mit Drifteis fast völlig bedeckte Restsee des ausgelaufenen instabilen Eisrandstausees „Leverett 1“. Links ist die Kalbungsfrent an der Südseite des Leverett-Gletschers, rechts hinten sind gestrandete Eisberge zu erkennen. Der Durchmesser des Restsees beträgt etwa 200 m.

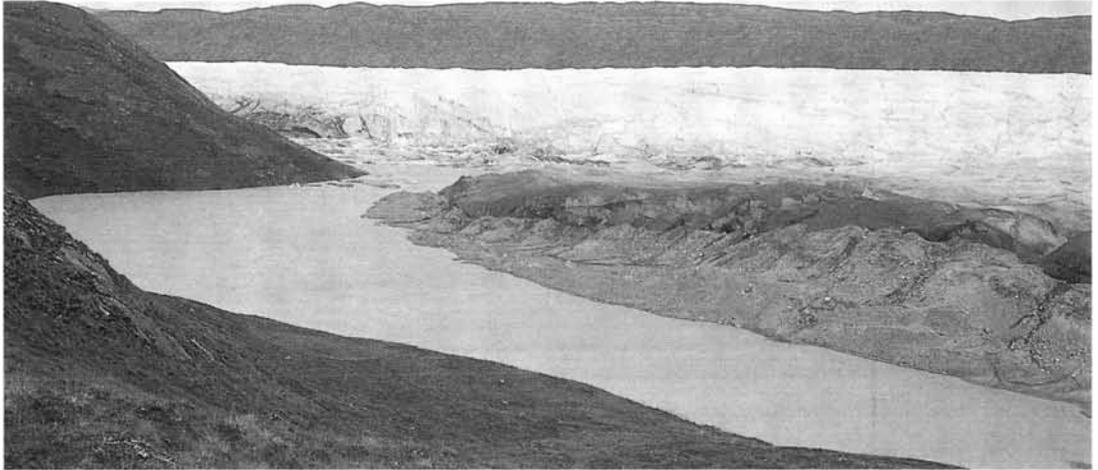
a: The residual lake covered by drift ice within the empty basin of the unstable lake „Leverett 1“. The calving front at the southern ice margin of the Leverett-Glacier is visible to the left, stranded icebergs are visible in the back to the right. The diameter of the residual lake is about 200 m.



b: Blick über das weitgehend wasserleere Seebecken von „Russell 1“ („Oberer Russellsee“), wie er sich im Juli 1987 darbot, wenige Tage nachdem er ausgelaufen war. Das an dieser Stelle etwa 1 km breite und fast 40 m tiefe Becken ist ungefähr von der Stelle aus gesehen, wo der See im gefüllten Zustand einen Überlauf besitzt. Der das Becken abdämmende Eisrand des Russell-Gletschers liegt rechts außerhalb des Bildrandes. Schluffig-sandige, mit Blöcken durchsetzte Diamikte, die Sedimentfracht von Eisbergen, bedecken den größten Teil der vegetationslosen Flanken. Deutlich zu erkennen sind die Wasserstandsmarken am Gegenhang des Beckens, an denen die maximale Stauhöhe ablesbar ist. Die großen Eisberge im Vordergrund (mit einer Person als Größenvergleich), die einen im Beckentiefsten liegenden Restsee verdecken, sind auf schluffüberzuckerten Zwergsträuchern gestrandet, die nur kurzfristig unter Wasser geraten waren.

b: View over the empty lake basin of „Russel 1“ („Oberer Russellsee“), seen in July 1987, only a few days after it had suddenly drained. The lake basin is about 1 km wide and nearly 40 m deep here, seen from the lake outlet, active only when the lake is filled. The ice margin of the Russell Glacier damming the lake is just outside the margin to the right. The unvegetated basin slopes are covered with deposits derived from drift ice, silty to sandy diamictos containing boulders. Water level marks are clearly visible at the opposite basin slope, indicating the maximum lake level. The big icebergs in the foreground (scaled by a man) hide a residual lake within the profoundness of the basin. They rest on dwarf-shrubs, powdered with pale silt and drowned only for a short time.

Tafel 4



a: Der instabile Eisrandstausee „Isinguata 3“ von SW her gesehen, der von der viele Kilometer breiten Inlandeiszunge des Isinguata Sermia abgedämmt wird, war im Juli 1982 mit Schmelzwasser gefüllt. Der S-förmig gekrümmte See besteht aus 2 Teilbecken, die nur durch einen schmalen Durchlaß miteinander verbunden sind. Nur das tiefe, nord-westliche Teilbecken ist mit Drifteis bedeckt. Im Vergleich mit Taf. 4b ist zu erkennen, daß der Eisrand damals um Dekameter weiter im Norden lag. Zu erkennen sind die Schmelzwasseraustritte, die kleine Deltas in den See vorbauen.

a: The unstable ice-dammed lake „Isinguata 3“, dammed by the many kilometres wide outlet glacier Isinguata Sermia, seen from the SW. This lake was filled with meltwater in July 1982. The S-shaped lake consists of two separate basins connected only by a narrow swell. Only the deep north-western basin is covered by drift ice. The ice margin was 1982 still situated a bit further to the north, compared with the later situation on Plate 4b. Small meltwater creeks are visible, forming prograding deltas.



b: Blick über das südöstliche Teilbecken des instabilen Eisrandstausees „Isinguata 3“ nach NW, der im Juli 1993 weitgehend wasserleer war. Übrig ist lediglich ein kleiner, seichter Restsee, in den zahlreiche Schmelzwasserbäche Deltas vorbauen. Deutlich sind bei den Schwemmfächern, die sich am Fuß des Moränenwalls zu einem Übergangskegel zusammengeschlossen haben, aktive und inaktive, helle Bereiche unterscheidbar. Auf der Gegenseite des Baches kommen, vom Hügel halb verdeckt, Erosionsreste des Bachdeltas heraus. Die besonders hell erscheinenden Flächen sind von einer dünnen, ausgetrockneten Schlufflage bedeckt. An der Außenseite des Moränenwalles sind Wasserstandsmarken erkennbar, von denen die höchsten etwa 15 m über dem Restseespiegel liegen. Im Vergleich zur Aufnahme von Taf. 4a ist der Eisrand deutlich vorgerückt, der Doppelwall weitgehend verschwunden.

b: View towards the NE over the south-eastern basin of the unstable ice-dammed lake „Isinguata 3“, rather empty in July 1993. Only a small and shallow residual lake is visible, bordered by small deltas, formed by meltwater creeks deriving from the ice margin. Their alluvial fans have amalgamated laterally to form a transitional ramp in front of a moraine ridge. Darker active and lighter inactive parts of the alluvial fans are distinguishable. Erosional remnants of a relatively large delta on the left side of a small creek are nearly hidden behind a hill. The pale surfaces are covered by a thin dried silty layer. On the slope of the moraine ridge water level marks are visible, 15 m as a maximum above the level of the residual lake. Compared with Plate 4a the ice margin has clearly advanced and the formerly double crested moraine ridge has nearly disappeared.

Tafel 5



a: Blick in das etwa 60 m tiefe, trichterartige, nordwestliche Teilbecken des „Lsinguata 3“, das im Juli 1993 leer, im Juli 1982 (Taf. 4a) jedoch wassergefüllt war. Blick von der Uferlinie des Maximumstandes nach Norden. Die im Vordergrund sichtbare Vegetation ist schluffüberstäubt und war noch vor kurzem von Schmelzwasser bedeckt. In den tiefsten Teilen des Beckens sind teilweise verstärzte Eingänge zu einem Eistunnel zu sehen. Ganz links unten sowie bei der Person oberhalb des rechten Tunnelleinganges liegen gestrandete Drifteisblöcke. Beim dunklen Material am linken Bildrand handelt es sich um eine größere Rutschmasse.

a: An approximately 60 m deep view into the cone-shaped north-western basin of „Lsinguata 3“, seen from the maximum shore line in the South. The basin was empty in July 1993, filled with meltwater, however, in July 1982 (Plate 4a). The vegetation in the foreground is powdered with pale silt and has been drowned only a short time ago. Within the deepest parts of the basin partly collapsed entrances of an ice tunnel are visible. Boulders of stranded drift ice in the lower left, scaled by the man near the tunnel entrance to the right. The dark material at the left margin of the picture are large slide masses accumulating here.



b: An einem niedrigen Erosionshang, der inaktive Teile des Übergangskogels zu Füßen der Moräne am „Lsinguata 3“ anschneidet, ist eine Deltasequenz mit foresets und geringmächtigen topsets aufgeschlossen (am linken Bildrand ein Taschenmesser als Größenvergleich). Das Delta wurde in den See vorgeschüttet, während der Wasserspiegel allmählich auf das heutige Niveau absank.

b: A delta sequence with foresets and thin topsets is exposed at a small erosional slope, cutting inactive parts of a transitional fan in front of the moraine ridge of „Lsinguata 3“. The picture is scaled by a pocket knife visible at the margin of the picture to the left. The delta prograded into the lake with a slowly sinking water level.

Tafel 6

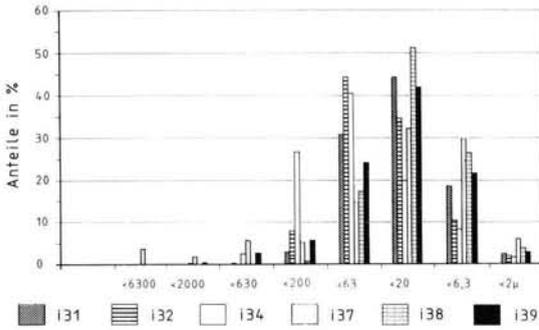


Diagramm 1: Korngrößenverteilung (Siebkorn und Schlämmkorn) von Proben schluffiger Seesedimente von Proben aus dem „Isunguata 3“, Beispiele dargestellt als Histogramme.

Diagram 1: Granulometry of samples from silty lake sediments taken within the lake basin of „Isunguata 3“. Examples presented as histograms.

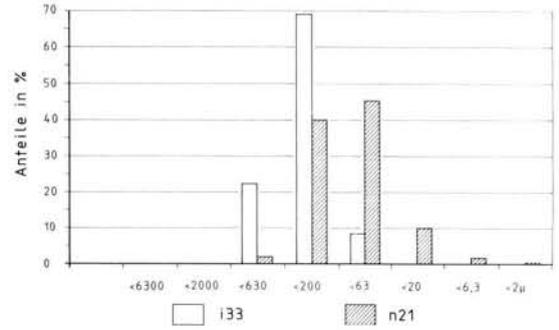


Diagramm 2: Korngrößenverteilung (Siebkorn und Schlämmkorn) von Proben schluffiger Seesedimente aus dem „Leverett 1“, Beispiele dargestellt als Histogramme.

Diagram 2: Granulometry of samples from silty lake sediments taken within the lake basin of „Leverett 1“. Examples presented as histograms.

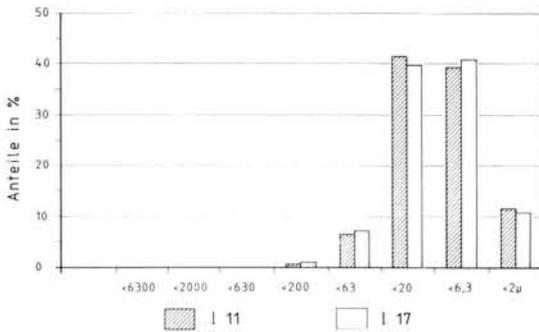


Diagramm 3: Korngrößenverteilung (Siebkorn und Schlämmkorn) von Proben sandiger Seesedimente aus dem „Isunguata 3“ und dem „Nysø 2“, Beispiele dargestellt als Histogramme.

Diagram 3: Granulometry of samples from sandy lake sediments taken within the lake basin of „Isunguata 3“ (i) and „Nysø 2“ (n). Examples presented as histograms.

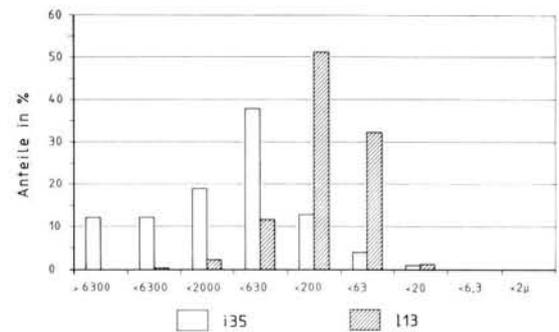


Diagramm 4: Korngrößenverteilung (Siebkorn und Schlämmkorn) von Proben sandiger Delta- und Schwemmfächerablagerungen aus dem „Isunguata 3“ und dem „Leverett 1“, Beispiele dargestellt als Histogramme.

Diagram 4: Granulometry of samples from sandy sediments from deltas and alluvial fans taken within the lake basin of „Isunguata 3“ (i) and „Leverett 1“ (l). Examples presented as histograms.

Tafel 7

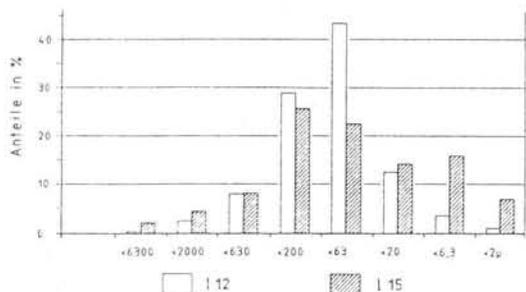


Diagramm 5: Korngrößenverteilung (Siebkorn und Schlammkorn) von Proben gelifluidal umgelagerter äolischer Deckschichten aus Rutschkörpern im Seebecken des „Leverett 1“, Beispiele dargestellt als Histogramme.

Diagram 5: Granulometry of samples from slide masses within the lake basin of „Leverett 1“, containing eolian sediments disturbed by gelifluction, partly mixed with tills. Examples presented as histograms.

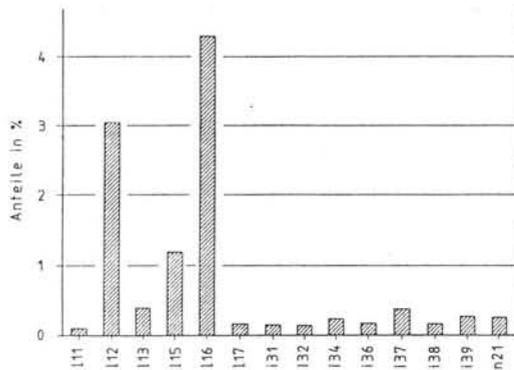


Diagramm 6: LECO-Analysen des Gesamtkohlenstoffes von einer Auswahl von Proben aus dem „Isunguata 3“, dem „Leverett 1“ und dem „Nysø 2“.

Diagram 6: LECO-analysis of the total carbon content from a selection of samples taken within the lake basins of „Isunguata 3“ (i), „Leverett 1“ (l) and „Nysø 2“ (n).

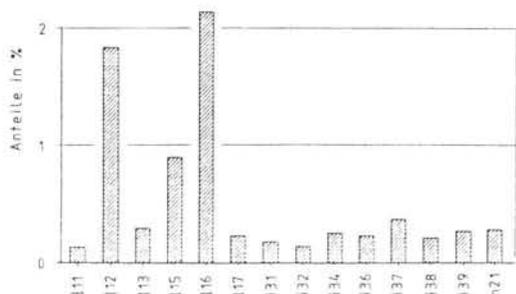


Diagramm 7: LECO-Analysen des organischen Kohlenstoffes von einer Auswahl von Proben aus dem „Isunguata 3“, dem „Leverett 1“ und dem „Nysø 2“.

Diagram 7: LECO-analysis of the organic carbon content from a selection of samples taken within the lake basins of „Isunguata 3“ (i), „Leverett 1“ (l) and „Nysø 2“ (n).

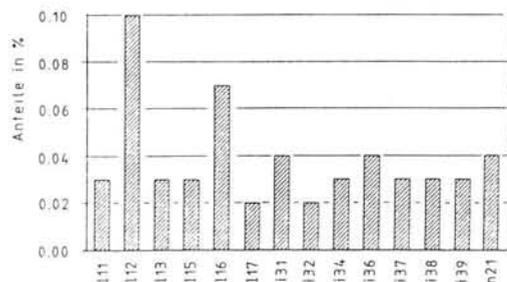


Diagramm 8: LECO-Analysen der Schwefelgehalte von einer Auswahl von Proben aus dem „Isunguata 3“, dem „Leverett 1“ und dem „Nysø 2“.

Diagram 8: LECO-analysis of the sulphur content from a selection of samples taken within the lake basins of „Isunguata 3“ (i), „Leverett 1“ (l) and „Nysø 2“ (n).

Patterns of Late Glacial vegetation in The Netherlands

WIM Z. HOEK*)

Weichselian Late Glacial, vegetational development, climate, The Netherlands

Abstract: The Weichselian Late Glacial (ca. 13,000 - 10,000 years BP) marks the transition from the cold Weichsel Late Pleniglacial to the warmer Holocene. During this period the climate rapidly changed as did the vegetation and the abiotic landscape. The vegetational development of the Weichselian Late Glacial in The Netherlands is determined firstly by the large-scale changes in climate and in the second place by local variations in lithology, geomorphology and hydrology. Pollen diagrams from different areas, embracing the same time-stratigraphical interval, often show clear variations in vegetation history, which can not be explained on climatological grounds alone.

In The Netherlands over 400 palynological sections, covering a part or the whole of the Weichselian Late Glacial, have been investigated by several institutes. For the compilation of the data from over 250 pollen diagrams, use was made of the European Pollen Database structure. Dated shifts in the arboreal pollen content constitute the basis of a regional zonation scheme. With the help of this, iso-pollen maps of main taxa were constructed for different time-windows within the Weichselian Late Glacial. The dense network of palynological observation sites in The Netherlands permitted the drafting of high-resolution iso-pollen maps of the period considered. A clear relationship can be recognized between the iso-pollen patterns and the landscape type. Thus, it should be possible to distinguish more clearly between climate and other abiotic agencies of the environment which affected vegetational development.

[Spätglaziale Vegetationsverteilung in den Niederlanden]

Kurzfassung: Das Weichsel-Spätglazial (ca. 13.000-10.000 Jahre vor heute) markiert den Übergang vom kalten späten Weichsel-Pleniglazial zum wärmeren Holozän. Während dieser Periode änderten sich Klima, Vegetation und die abiotische Landschaft sehr rasch. Die Vegetationsentwicklung im Weichsel-Spätglazial der Niederlande wird in erster Linie durch langfristige Klimaänderungen und an zweiter Stelle durch Veränderungen der Lithologie, Geomorphologie und Hydrologie gesteuert. Pollendiagramme aus verschiedenen Regionen, die das gleiche stratigraphische Intervall umfassen, zeigen oft deutliche Variationen in der Vegetationsgeschichte, die nicht allein mit klimatischen Veränderungen erklärt werden können.

Über 400 Profile, die Teile oder das gesamte Weichsel-Spätglazial umfassen, wurden in den Niederlanden von

verschiedenen Instituten untersucht. Zur Kompilation von mehr als 250 Pollendiagrammen wurde die European Pollen Databasestruktur genutzt. Datierete Veränderungen im arborealen Pollenbestand bilden die Grundlage des regionalen Zonierungsschemas. Mit Hilfe dieser Daten wurden Iso-Pollen-Karten der wichtigsten Taxa für verschiedene Zeitfenster des Weichsel-Spätglazials konstruiert. Die hohe Beobachtungsdichte palynologischer Daten in den Niederlanden erlaubte die Konstruktion hoch auflösender Iso-Pollen-Karten für den betrachteten Zeitraum. Es gibt eine klare Beziehung zwischen den beobachteten Iso-Pollen-Mustern und dem Landschaftstyp. Es sollte nun möglich sein, klarer zwischen klimatischen und abiotischen Faktoren zu unterscheiden, die die Vegetationsentwicklung steuern.

Introduction

The Weichselian Late Glacial marks the transition between the cold Weichselian Late Pleniglacial and the warmer Holocene. The climate change during this transition caused the vegetation and the abiotic component of the landscape to change rapidly. A great number of palynological data considering the Late Glacial have been collected in NW-Europe and especially The Netherlands during the last decades. Therefore, the general vegetation development for this period is well known.

At the end of the Weichselian Late Pleniglacial there was in The Netherlands a sparse vegetation cover comprising Gramineae, Cyperaceae and *Betula nana*, many places were altogether bare. From around 13,000 years BP herbaceous plant communities and dwarf bushes developed due to temperature rise. During the Allerød interstadial rather open *Betula* and later on *Pinus* woods occurred. The colder Late Dryas stadial interrupted around 10,950 BP the development to a more dense vegetation cover. The *Pinus* and *Betula* woods diminished in size and herbaceous plant communities comprising *Empetrum nigrum*, developed. At the start of the Holocene (10,150 years BP) *Betula* and later on *Pinus* woods expanded again and became more dense as a result of temperature rise. Thermophilous trees as *Corylus*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus* and *Alnus* appeared later in the Holocene and are supposed to have been absent during the Late Glacial in The Netherlands. This general vegetation development can be recognized in most of the pollendiagrams from The Netherlands.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. W. Z. Hoek, The Netherlands Centre for Geoecological Research (ICG), Faculty of Earth Sciences, Vrije Universiteit Amsterdam, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands.

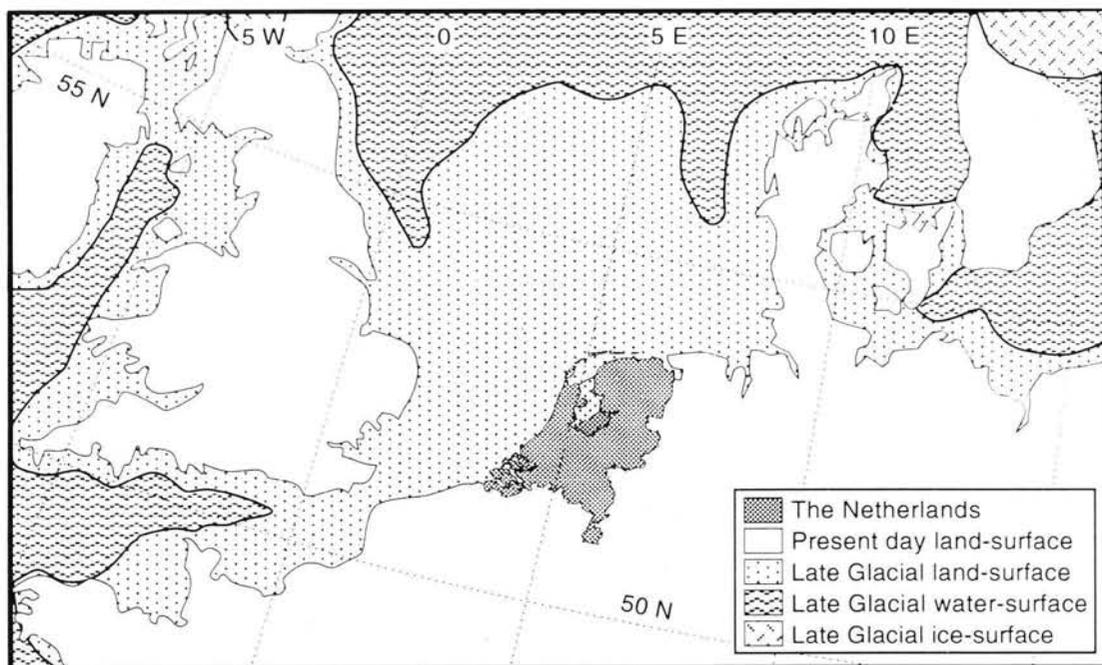


Figure 1. The continental position of The Netherlands during the Weichselian Late Glacial (modified after JELGERSMA, 1979 and LANG, 1994).

Abb. 1: Die kontinentale Lage der Niederlande während des Weichsel Spätglazials (modifiziert nach JELGERSMA 1979 und LANG 1994)

However, pollen diagrams from different areas in The Netherlands show clear variations in pollen composition during the Late Glacial.

Palaeogeographical approach

For The Netherlands it is to be expected that there were only small spatial differences in climate during the Weichselian Late Glacial due to the small area and relatively large distance to the former coastline. As sealevel was between 90 and 65 meters below the present date level (JELGERSMA, 1979), the coastline was more than 200 kilometers away and any climate gradient induced by the sea can be neglected for The Netherlands during the time under investigation. Figure 1 shows the relative continental position of The Netherlands during the Weichselian Late Glacial (modified after JELGERSMA, 1979 and LANG, 1994).

In the classical approach, single locations are the main basis for palaeoclimate reconstructions. It is obvious that climate parameters derived from single pollen diagrams will represent certain local influences. The main reason for this is the fact that not only the large scale changes in climate determined the vegetation development in for instance the Weichselian Late Glacial. Also more local variations in lithology, geomorphology and geo-hydrological conditions have influenced the vegetation development

and patterns. Palaeoclimate reconstructions based on single pollen diagrams will therefore give a wrong picture of the regional climate.

With a palaeogeographical approach the vegetation patterns and changes in the patterns can be compared with geological/geomorphological maps. As soon as the relations between the palaeovegetation and the abiotic components of the landscape are known, the relations between vegetation and climate will be more clear. This approach requires a dense network of palynological sections in an area with a well known geology and geomorphology.

The Late Glacial abiotic landscape of The Netherlands

The Late Glacial landscape is a landscape with changing geomorphology and vegetation. During the Weichselian Late Glacial geomorphological processes were active, but the abiotic changes were not as large as during the preceding Pleniglacial. Morphological features related to permafrost that had existed at the end of the Pleniglacial disappeared due to the changes in climate towards the Holocene. Permafrost disappeared, although deep seasonal frost may have occurred during the Late Glacial (VANDENBERGHE, 1992). The vegetation development initiated soil formation and stabilized the substratum. The

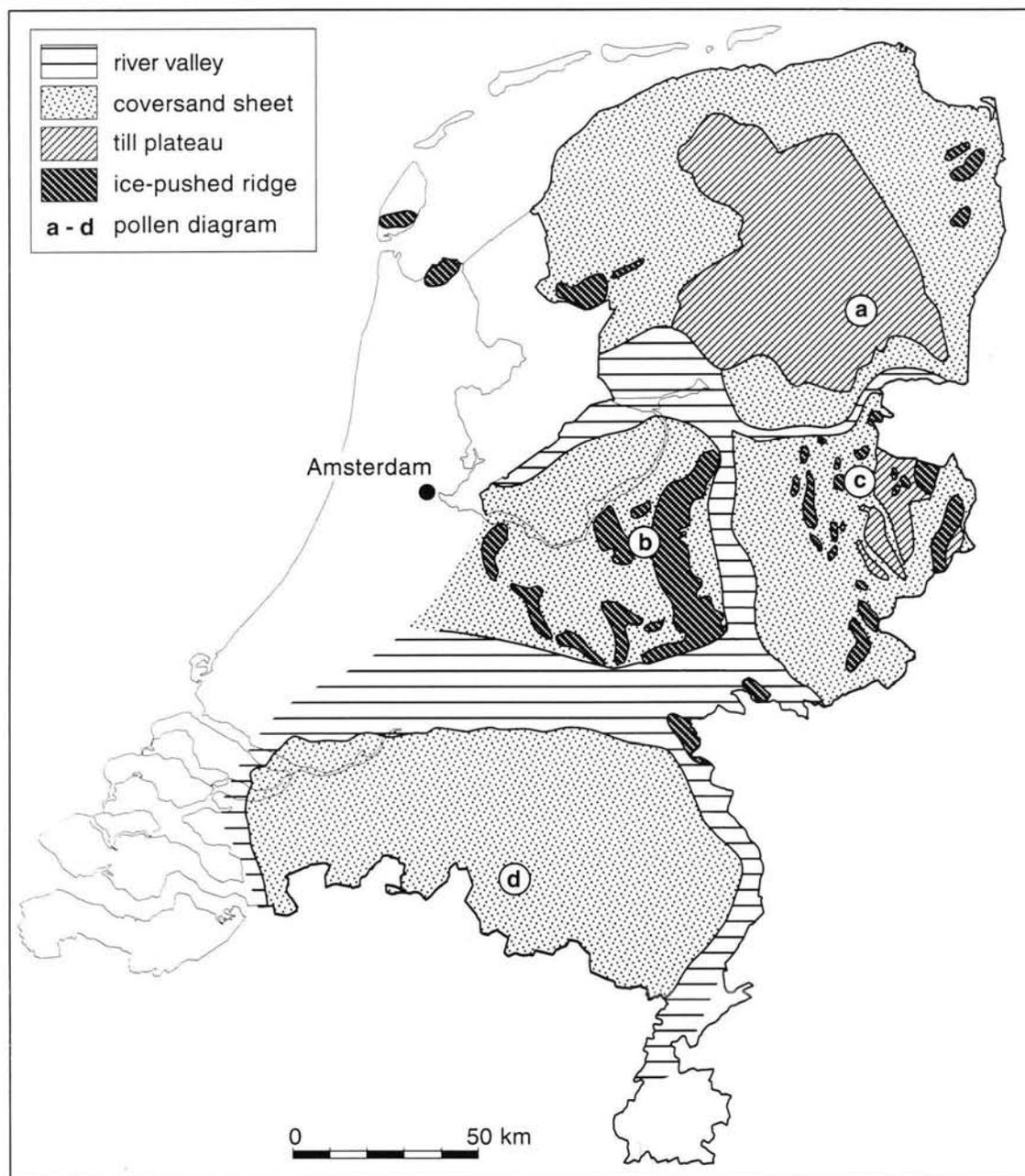


Figure 2. Reconstruction of the landscape types in The Netherlands during the Weichselian Late Glacial (modified after Zagwijn, 1986).

Abb. 2: Rekonstruktion der Landschaftstypen in den Niederlanden während des Weichsel Spätglazials (modifiziert nach ZAGWIJN 1986)

main landscape types that existed during the Late Glacial in The Netherlands are formed by glacial, fluvial and aeolian processes. For The Netherlands in general five larger landscape regions existed during the Late Glacial.

1 The till region in the northern Netherlands was formed as a result of the Saalian glaciation. Glacial tills

form the substratum in a gently undulating landscape. In this region hundreds of Pleniglacial pingo remnants occur (DE GANS, 1981). From these pingo remnants, formed after melting of the pingos at the end of the Pleniglacial, many pollendiagrams have been obtained.

2 The ice-pushed region in the central Netherlands

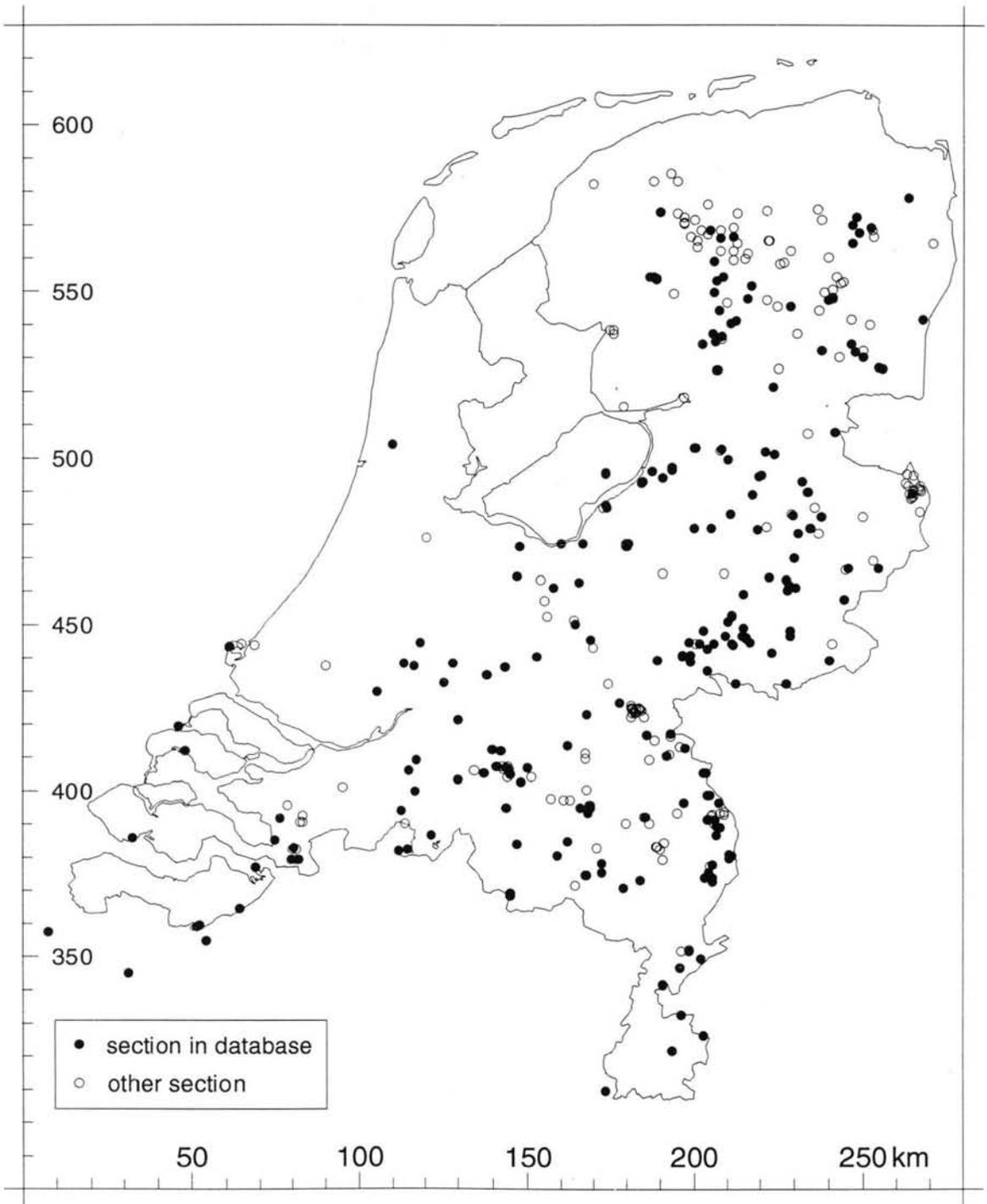


Figure 3. Late Glacial palynological sections in The Netherlands.

Abb. 3: Spätglaziale palynologische Profile in den Niederlanden.

includes the end moraines of the Saalian ice-sheets. The hills rise up to a hundred meters above the surrounding river deposits and are built of

older river deposits. Between the ice-pushed ridges deposition of coversands took place during the Weichselian Pleniglacial and Late Glacial (MAARLE-

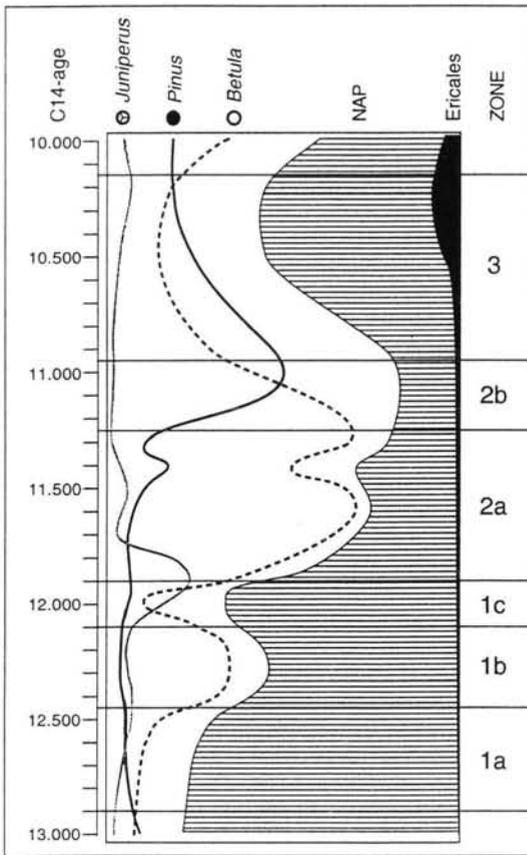


Figure 4: Regional Late Glacial pollen diagram of the main taxa for The Netherlands.

Abb. 4: Regionale spätglaziale Pollendiagramme der wichtigsten Taxa für die Niederlande.

VELD & VAN DER SCHANS, 1961). As the ice-pushed ridges consist mainly of well-drained gravels and sands, only a few wet basins occur where organic deposits could be preserved.

3 The river region in the central Netherlands is mainly formed by the rivers Rhine and Meuse. As the rivers changed their patterns and morphology between braiding and meandering due to climate change, the abandoned river channels form the basins where organic deposits could be preserved. Under dry conditions during the second phase of the Late Dryas stadial, sand was blown out of the braided river beds, forming riverdunes in the surrounding vegetation cover (BOHNCKE et al. 1993). The river landscape during the Late Glacial has been described by KASSE et al. (1995) and BERENDSEN et al. (1995).

4 The coversand region in the eastern Netherlands is characterized by thick layers of coversand formed during the Weichselian Pleniglacial (SCHWAN, 1988). In this region Saalian ice-pushed ridges occur also.

During the Late Dryas stadial a layer of coversand was deposited over soils and peats, indicating the landscape was more open than in the preceding Allerød interstadial. The organic deposits in this area consist of peats and shallow lacustrine deposits formed in the depressions between coversand ridges.

5 The coversand region in the southern Netherlands is characterized by a gently undulating topography. The coversands are mainly deposited during the Weichselian Pleniglacial (SCHWAN, 1988). In the western part, Early Pleistocene clayey deposits occur at shallow depth. Like in the eastern coversand region, organic deposits in this area consist of peats and shallow lacustrine deposits formed in the depressions between coversand ridges. Some smaller pingo remnants occur (KASSE & BOHNCKE, 1992).

In figure 2a reconstruction of the landscape in The Netherlands during the Weichselian Late Glacial is given (modified after ZAGWIJN, 1986).

Available palynological data

In The Netherlands over 400 palynological sections have been investigated by several institutes during the last decades, covering part or whole of the Weichselian Late Glacial. Most of the investigated sections are unpublished and the original data are stored as counting sheets in archives of the Geological Survey, Soil Survey and different universities. As a first step in this study, the pollen countings were gathered and inserted into a computer. By now 250 of these sections are available in digital format. The data are stored in a relational database, using the European Pollen Database structure. The spatial density of available pollen data decreases in westerly direction, directly related to the depth of the Late Glacial deposits below the present day surface. In the most western part of The Netherlands the Late Glacial deposits are covered with up to 15 meters of Holocene fluvial sediments, marine sediments and peat. Therefore, Late Glacial deposits are difficult to collect. Nevertheless, the spatial resolution is high, as can be seen in figure 3. The locations of the pollen diagrams which are stored in the database are presented as black dots, while the other locations are presented as open circles. With this dense pattern of palynological investigated locations a reconstruction of the vegetation patterns in different time windows during the Weichselian Late Glacial can be made.

Preparation of the palynological data

For the construction of the pollen diagrams from the pollen countings a uniform pollen sum was used to calculate percentages, so the diagrams can be compared. In the pollen sum only non-thermo-

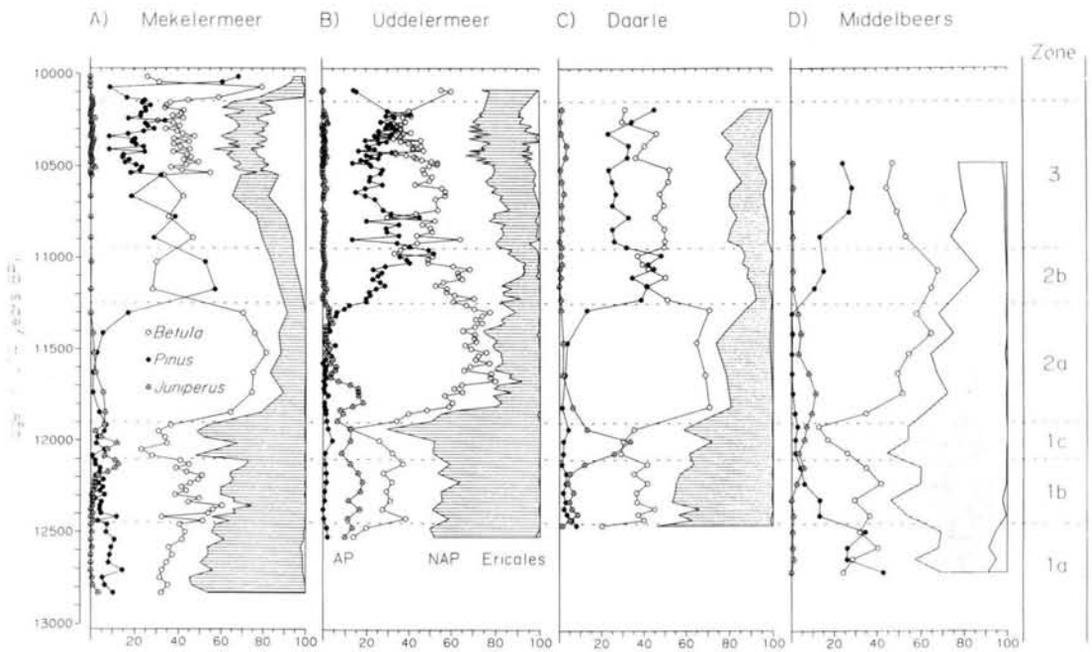


Figure 5: Pollen diagrams with selected taxa from 4 small basins in different regions.

a Mekkelermeer (BOHNCKE et al., 1988); b Uddelermeer (BOHNCKE et al., 1988); c Daarle (BIJLSMA & DE LANGE, 1983); d Middelbeers (KOELBLOED, 1969).

Abb. 5: Pollendiagramme ausgewählter Taxa aus vier kleinen Becken in verschiedenen Regionen.

a Mekkelermeer (BOHNCKE et al., 1988); b Uddelermeer (BOHNCKE et al., 1988); c Daarle (BIJLSMA & DE LANGE, 1983); d Middelbeers (KOELBLOED, 1969).

philous trees, shrubs and dry herbs are included, regional taxa *sensus* JANSSEN (1973). The local pollen taxa, aquatics and riparian herbs including Cyperaceae, as well as thermophilous tree pollen and spores were excluded from the pollen sum. The major shifts in the main pollen taxa, radiocarbon dated in several pollen diagrams distributed over The Netherlands, are used to construct a regional zonation (HOEK, in prep.). In figure 4 the zonation is presented as a generalized Late Glacial pollen diagram for The Netherlands on an uncalibrated radiocarbon timescale. Based on the zonation, a zone code has been assigned to the analyzed levels from the pollen diagrams in the database. If any uncertainties appeared, for instance in the case of a pollen sum less than 100, indications for reworking or contamination, no zone code was assigned to that level. In figure 5a-d four pollendiagrams with selected taxa are presented. The pollendiagrams are derived from small (former) lakes, pingo remnants from the northern Netherlands till region (a), the central Netherlands ice - pushed region (b) and the eastern (c) and southern (d) coversand region. In these diagrams the differences between the percentages of *Juniperus*, *Pinus* and Ericales can be seen. The higher percentages of *Pinus* and Ericales at the, minerogenic, lower part of some of the diagrams are caused by reworking from older deposits.

Juniperus in zone 1c reaches the highest values up to 30% in the diagram from the eastern coversand region (c) and 15% in that from the central Netherlands (b). During the following zone 2a, the highest values for *Juniperus*, up to 30% are recorded in the diagrams from the central Netherlands and 10% in the southern coversand region (d).

During zone 2b *Pinus* has the highest value round 50% in the diagrams from the till region, the central Netherlands and the eastern coversand region. The values for *Pinus* in the diagram from the southern coversand region remain below 20%.

The percentages of Ericales, including *Empetrum nigrum*, during zone 3 are the highest in the diagram from the northern Netherlands till region with values up to 25%. The diagrams from the central Netherlands and the eastern coversand region show values up to 10% and 7% respectively. For each pollen diagram in the database the mean and maximum values of the main taxa have been computed for the distinguished zones.

Construction of the iso-pollen maps

For three zones within the Late Glacial iso-pollen maps were constructed showing the highest percentages of the distinctive taxa in that zone. Zone 1c and the base of zone 2a are characterized by high values of *Juniperus communis* (Juniper), a species spread

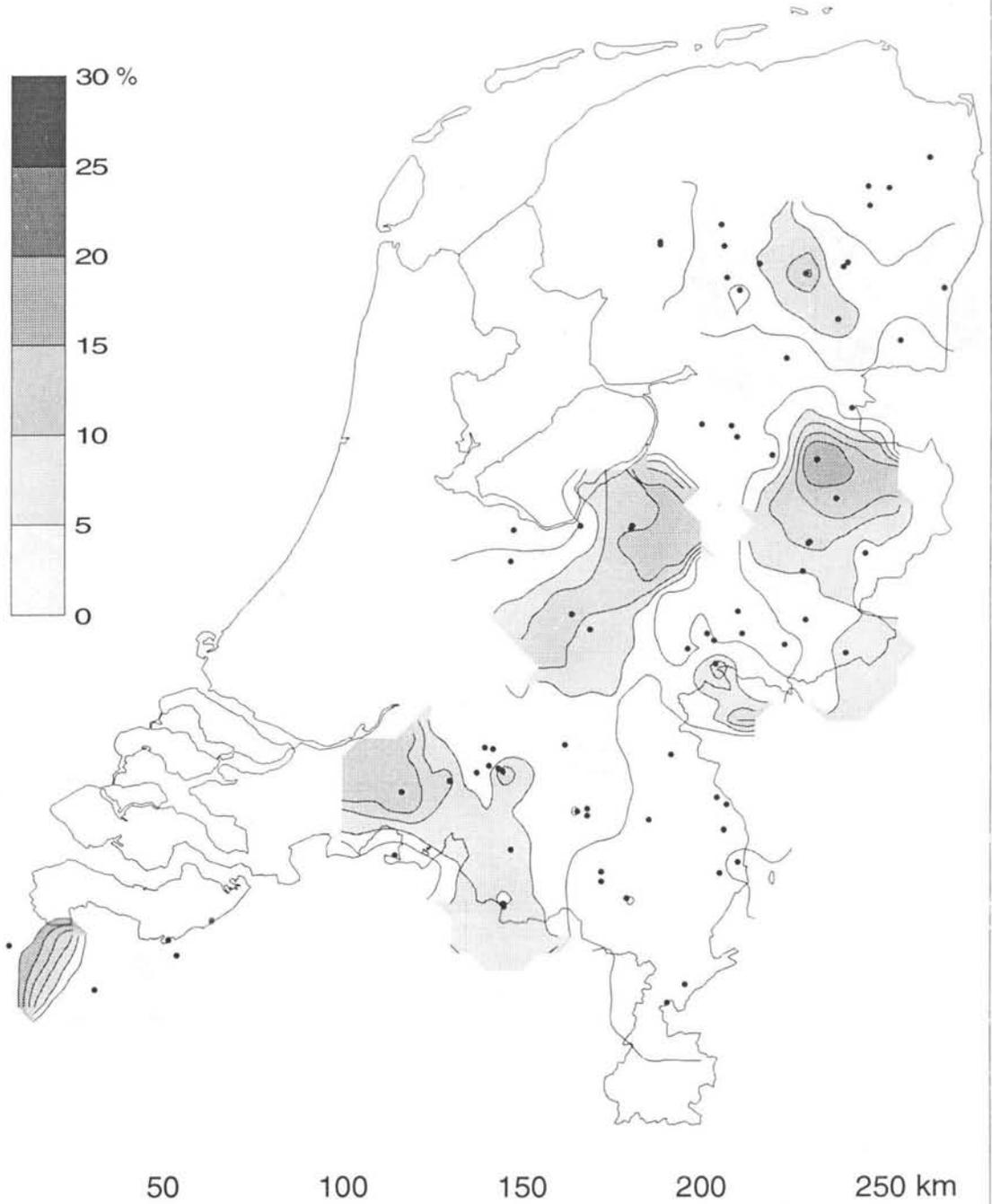
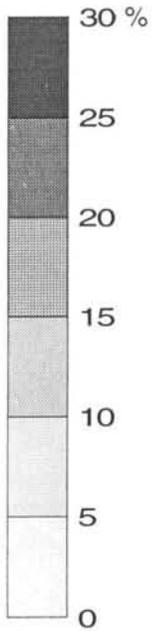


Figure 6: Iso-pollen map for the maximum values of *Juniperus* between 12,100-11,500 BP (zone 1c/2a1).

Abb. 6: Iso-Pollen-Karte für Maximalwerte von *Juniperus* zwischen 12.100 und 11.500 BP (Zone 1c/2a1).

by birds and favoured by the presence of a bare sandy substratum. Zone 2b is characterized by high values of *Pinus sylvestris* (Scots pine) which migrat-

ed around 11,250 BP from the south-east, presumably distributed along the river Rhine course. Zone 3 is characterized by high values of Ericales, especial-

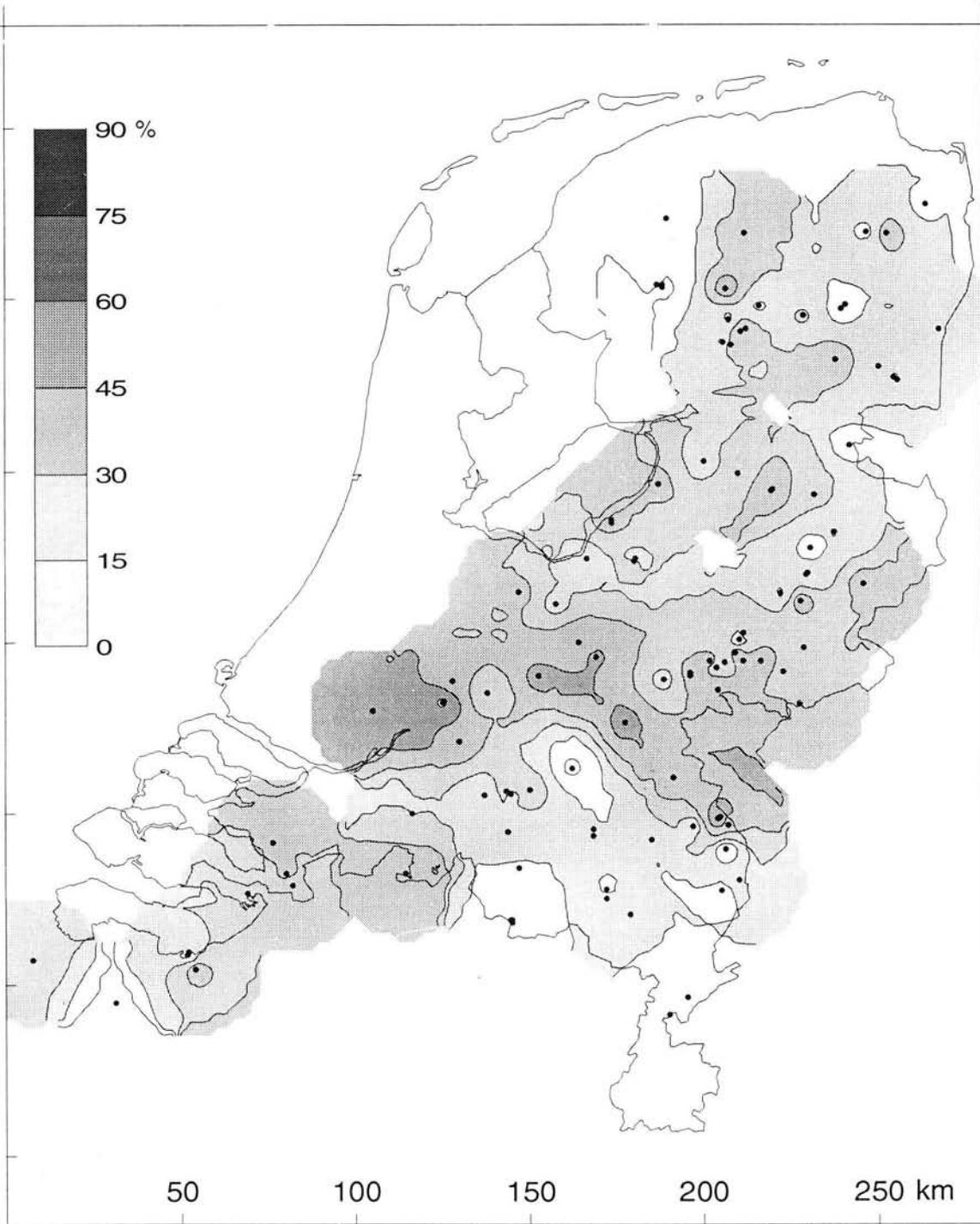


Figure 7: Iso-pollen map for the maximum values of *Pinus* between 11,250-10,950 BP (zone 2b).

Abb. 7: Iso-Pollen-Karte für Maximalwerte von *Pinus* zwischen 11.250 und 10.950 BP (zone 2b).

ly in the second part of this zone. *Empetrum nigrum* (Crowberry), the main constituent of the Ericales during this zone is spread by birds. It can be dem-

onstrated that the percentages of the characteristic pollen taxa of each zone vary with the landscape type. HUNTLEY & BIRKS (1983) presented iso-pollen maps

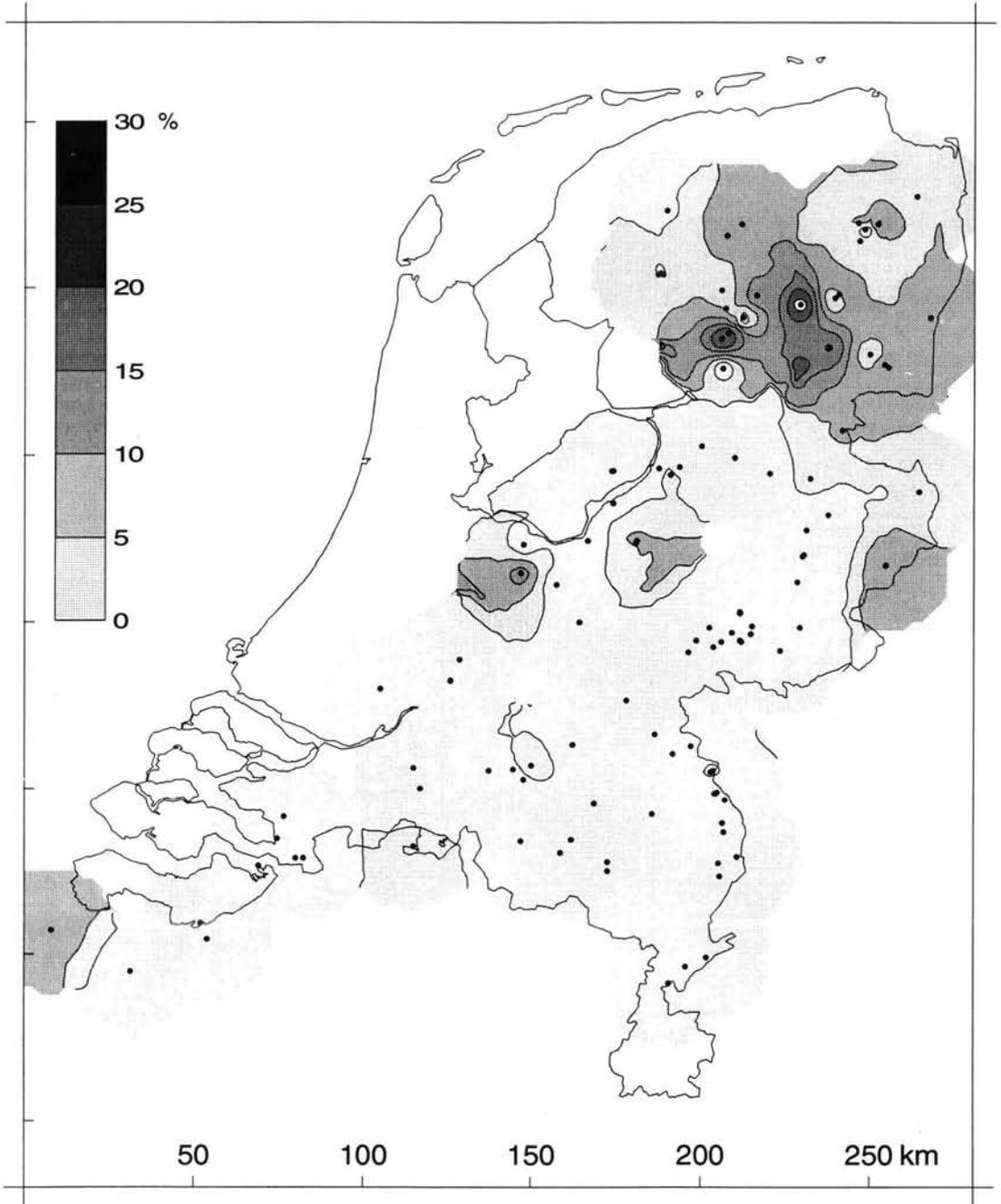


Figure 8: Iso-pollen map for the maximum values of *Ericales* between 10,950-10,150 BP (zone 3).

Abb. 8: Iso-Pollen-Karte für Maximalwerte von *Ericales* zwischen 10.950 und 10.150 BP (zone 3).

which show large scale patterns in pollen percentage over Europe. The spatial resolution of these maps of Europe is unavoidably low and

these maps can not be used for regional analyses. For the construction of the iso-pollen maps in this study, the locations with their maximum value for

the specific taxa within their distinct zone were retrieved from the database. Iso-pollen maps were constructed using a squared inverse distance interpolation with a search radius of 20 kilometers. The search radius is in accordance with the possible source area of the regional pollen record. In areas where no data were available within the search radius the outcome has automatically been blanked. Thus no extrapolations towards areas without data have been made. The data points used in the interpolation are displayed as black dots.

For zone 1c and the base of zone 2a, the time-window from 12,100 - 11,500 BP, the highest percentages of *Juniperus* are plotted in figure 6. The presence of *Juniperus* pollen during these zones is recorded in 82 pollen diagrams in the database.

For zone 2b, the time-window from 11,250 - 10,950 BP, the highest percentages of *Pinus* are plotted in figure 7. The presence of *Pinus* pollen during pollen zone 2b is recorded in 113 pollen diagrams in the database. For zone 3, the time-window from 10,950 - 10,150 BP, the highest percentages of Ericales (mainly *Empetrum nigrum*) are plotted in figure 8. The presence of Ericales pollen during pollen zone 3 is recorded in 114 pollen diagrams in the database.

Relationship between the iso-pollen patterns and the abiotic landscape

The highest percentages *Juniperus* during zone 1c and 2a with values up to 30 percent are related to the ice-pushed ridges in the central and eastern Netherlands and the southern Netherlands coversand region. These areas consist of the more sandy well-drained sediments. The growth of *Juniperus communis* is favoured by a bare sandy substratum and is therefore likely to have been growing in the coversand areas. Lower percentages are recorded in the river valleys and the northern Netherlands till region, areas with higher groundwater levels and a less sandy substratum. The highest values of *Pinus* during zone 2b are recorded in the central Netherlands river region. The lowest values are recorded in the eastern part of the southern Netherlands coversand region. There seems to be no south-north gradient in the percentage of *Pinus* as suggested by several authors. As *Pinus sylvestris* is at present growing on drier locations, it is supposed that *Pinus* was not inhabiting the river valleys but grew on the higher parts of the terraces along the river valleys. The high percentages of *Pinus* in the central Netherlands river region may also be a result of a more open herbaceous vegetation type, suggesting *Pinus* is overrepresented due to long distance transport.

The iso-pollen map for the maximum values of Ericales during zone 3 (figure 8), shows the high values, over 20%, linked to the poorly drainage and

leached soils in tills situated in the northern Netherlands. In the ice-pushed region of the central Netherlands and western part of the southern Netherlands coversand area percentages above 10% occur, presumably related to the occurrence of a clayey substratum at shallow depth. Pollen diagrams from the coversand area and the nutrient rich river area show values below 5% for *Empetrum* during zone 3. The high occurrence of *Empetrum nigrum* is often used as an indicator for oceanicity, based on higher precipitation rates. At present, a higher occurrence of *Empetrum* indicates a low nutrient availability or acid soils, a situation occurring already in the till region during the time under investigation. *Empetrum* is able to grow in areas with an active aeolian sedimentation, a situation that occurred during the second phase of the Younger Dryas (BOHNCKE et al., 1993).

Conclusions

Not only climatic changes (temperature and precipitation) influenced the vegetation development. Also more local variations in lithology, geomorphology and geo-hydrological conditions influenced the vegetation and especially the vegetation patterns. As the vegetation in The Netherlands, and other areas, will not have been uniform during the Late Glacial one has to be careful with deriving the climate signal from single pollen diagrams.

As The Netherlands occupied a relative continental position during the Weichselian Late Glacial, it is not feasible that differences in the pattern of Ericales during the Late Dryas stadial are caused by a climatic gradient over The Netherlands. There will, however have occurred a climatic event causing the great expansion of *Empetrum nigrum* in the areas favourable for this species.

Acknowledgements

This study forms part of the project: Palaeogeography of Late Glacial vegetations: analysis in time and space.

Aim of this project is to reconstruct the Late Glacial vegetation in the northwest-european lowland in relation to climate and the abiotic components of the landscape.

The project is sponsored by The Netherlands Organization for Scientific Research (N.W.O.- G.O.A.) and is incorporated in the research program of The Netherlands Centre for Geo-ecological Research (ICG). Supervisor of the project is Prof. Dr. W. H. Zagwijn, who is acknowledged for his valuable comments on the text.

The palynological data used in this study were kindly provided by the following institutes; The Netherlands Geological Survey (RGD), DLO Staring Centre, Wageningen, Laboratory for Palaeo-ecology and Landscape-evolution (University of Gent, Belgium),

Hugo de Vries Laboratory (University of Amsterdam), Laboratory for Palynology and Palaeobotany (University of Utrecht), Institute for Prehistory (University of Leiden) and the Faculty of Earth Science (Vrije Universiteit Amsterdam).

References

- BERENDSEN H.J.A., HOEK, W.Z. & SCHORN, E.A. (1995): Late Weichselian and Holocene river channel changes of the rivers Rhine and Meuse in the Netherlands (Land van Maas en Waal). *Paläoklimaforschung Palaeoclimate Research*, **14**, 151-171.
- BIJLSMA, S. & DE LANGE, G.W. (1983). Geology, palynology and age of a pingo remnant near Daarle, province of Overijssel, The Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, **62**, 563-568.
- BOHNCKE, S.J.P., WILJSTRA, L., VAN DER WOUDE, J. & SOHL, H. (1988). The Late-Glacial infill of three lake successions in The Netherlands: Regional vegetational history in relation to NW European vegetational developments. *Boreas*, **17**, 385-402.
- BOHNCKE, S.J.P., VANDENBERGHE, J.F. & HUIJZER, A.S. (1993): Periglacial Paleoenvironments during the Late Glacial in the Maas Valley, The Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, **72**, 193-210.
- DE GANS, W. (1991): Location, age and origin of pingo remnants in the Drentsche Aa valley area (The Netherlands). *Geologie en Mijnbouw*, **61**, 147-158.
- HUNTLEY, B. & BIRKS, H.J.B. (1983): An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0-13,000 years ago. Cambridge University Press, 667 pp.
- JANSSEN, C.R. (1973): Local and regional pollen deposition. In: Birks, H.J.B. and West, R.G. (eds), *Quaternary Plant Ecology*, pp. 31-42, Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- JELGERSMA, S. (1979): Sea-level changes in the North Sea basin. In: Oele, E., Schüttenhelm, R.T.E. and Wiggers, A.J. (eds), *The Quaternary History of the North Sea*, pp. 233-248. Acta Universitatis Uppsala, **2**, Uppsala. 249.
- KASSE, C. & BOHNCKE, S.J.P. (1992): Weichselian Upper Pleniglacial Aeolian and Ice-cored Morphology in the Southern Netherlands (Noord-Brabant, Grootc Peel). *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 327-342.
- KASSE C., VANDENBERGHE, J.F. & BOHNCKE, S.J.P. (1995): Climate change and fluvial dynamics of the Maas during the late Weichselian and early Holocene. *Paläoklimaforschung Palaeoclimate Research*, **14**, 123-150.
- KOELBLOED, K.K. (1969): Pollen diagram Middelbeers meerven. Intern rapport van de Stichting voor Bodemkartering, afdeling palaeobotanie, 2 pp.
- LANG, G.H. (1994): *Quartäre Vegetationsgeschichte Europas*. Gustav Fischer Verlag, Jena. 462 pp.
- MAARLEVELD, G.C. & VAN DER SCHANS, R.P.H.P. (1961): De dekzand-morfologie van de Gelderse Vallei. *Tijdschrift van het Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap*, **78**, 22-34.
- SCHWAN, J. (1988). The structure and genesis of Weichselian to Early Holocene aeolian sand sheets in Western Europe. *Sedimentary Geology*, **55**, 197-232.
- VANDENBERGHE, J.F. (1992): Periglacial Phenomena and Pleistocene Environmental Conditions in the Netherlands - An Overview. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 363-374.
- ZAGWIJN, W.H. (1986): *Nederland in het Holoceen*. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, The Netherlands, 46 pp.

Manuskript ingegangen am 17. 05. 1996

Wirkungen des pleistozänen kaltzeitlichen Klimas, insbesondere des Bodenfrostes, in den Sedimenten des östlichen Ostfalen (Eiskeile, Löß-Flugsand, asymmetrische Täler)

KARL-ULRICH BROSCHE*)

Key-words: Elsterian, Saalian and Weichselian periglacial structures, epigenetic and syngenetic ice-wedge casts, Northern loess border and their sediments, climatic asymmetric valleys, Eastern Lower Saxony "Ostfalen"

Kurzfassung: Im zweiten Teil des Beitrags wird eine reiche Dokumentation von Abbildungen vorgenommen, um das Inventar von Eiskeilen im östlichen Teil von Niedersachsen (Ostfalen) zu analysieren. Eiskeile sind die einzigen Periglazialerscheinungen, die zweifelsfrei einen ehemaligen Dauerfrostboden repräsentieren. Nach einer kurzen Einleitung werden im 2. Kapitel zwei saalezeitliche oder elsterzeitliche Eiskeilnetze dokumentiert, welche in Ahlum (östlich von Wolfenbüttel) bis in eine Tiefe von 6 m herabreichen und welche sehr gut datiert werden können durch ihr Füllmaterial und die Deckschichten. In Barnke (nordwestl. von Helmstedt, Nr. 12, Abb. 1) wurden im Rahmen eines größeren Eiskeilnetzes normale Eiskeile und vorzeitliche „Eisgänge“ (ice-vains) angetroffen (Abb. 3), welche ebenfalls eine saalezeitliche oder elsterzeitliche Alter besitzen. Die Eiskeile mit einer Länge von 2,0 bis 2,5 m, die in einer zusammenhängenden Phase gebildet wurden, sind alle von weichselzeitlichem Alter (Kap. 3). In manchen Exemplaren liegen polygenetische Eiskeile vor, die entweder während der Saale- (oder der Elster-Zeit) oder - in anderen Fällen - während der Saale- und Weichselzeit wuchsen (Kap. 4). - In Kapitel 5 werden einige „Kleinkeile“ und Kissenböden mit kleinen syngenetischen Frostspalten präsentiert, deren Bildung nicht in eine Permafrostperiode fällt, sondern die während einer weniger kalten stadialen oder interstadialen Phase während der Weichselkaltzeit gebildet sein müssen (Abb. 15 und 16). - Eine Abfolge von gelbem Löß in Abwechslung mit weißen Sanden, die aus dem Eozän der Helmstedter Tertiärmulde stammen, stellt eine Ausnahme dar (vgl. GEERT & HAGEDORN 1996). - Nur zwei klimatisch bedingte asymmetrische Täler, beide etwa in Süd-Nord-Richtung verlaufend, wurden gefunden. Sie wurden in Quartärsedimenten entwickelt oder in Sanden des Tertiärs (Miozäns, Oligozäns, Eozäns). Nur einige Eiskeile sind in Mergeln des Mittleren Keupers ausgebildet. - Syngenetische Kryoturbationsformen und Eiskeilpseudomorphosen wurden nur in der Oker-Mittelterrasse nördl. Isingerode angetroffen. - An klimatischen Schlüssen kann für die kälteste Zeit der Weichsel- und Saale-Kaltzeit geschlossen werden, daß die Temperaturdepression (im Jahresdurchschnitt) mindestens 14 bis 15° betragen hat.

[Action of pleistocene cold climate, especially of soil frost in the sediments of eastern Ostfalen - region of Hannover - Wolfsburg - Helmstedt - Bad Harzburg - Bad Salzgitter - Hannover]

Abstract: In the second part of the article with the title "Wirkungen des ..." a various documentation of pictures is presented to analyse the ice-wedge casts of the eastern part of Lower Saxony (Ostfalen). These structures are the only periglacial phenomena, which represent doubtlessly a former permafrost soil. After a short introduction, in chapter 2 Saalian or probably older nets of ice-wedge casts are documented, which reach in a depth of 6 m in Ahlum (east of Wolfenbüttel) and which can be dated very well using their content of sediments and their cover sediments. In Barnke (nr. 12, fig. 1) there were found normal ice-wedge casts and former ice-vains and "Eisgänge" (fig.2), which possess a Saalian or older age. - The ice-wedge casts with a length of 2,0 to 2,5 m, which were formed in one continuing phase are all of Weichselian age. - In some examples polygenetic ice-wedge casts could be found, which grew either during the Saalian (or the Elsterian) or - in other examples - during the Saalian and Weichselian time. - In chapter 5 some „Kleinkeile“ and „Kissenböden“ with little syngenetic frost fissures are presented, which are not due to a permafrost soil, but are formed by a frost soil during a stadial or interstadial phase within the Weichselian (fig. 14 and 15). - A sequence of a yellow loess in alternation with sand layers from the Eocene formation, which was a great exception, was presented from the northern loess border (fig. 16). - Only two climatic asymmetric valleys could be found, which were developed since the Saalian ice left our landscape. - All described forms were developed in sediments of the Quaternary or in sands and clay of the Tertiary. Only some ice-wedge casts were formed in marls and clay of the Keuper. - Syngenetic cryoturbation forms and ice-wedge casts could only be found in the Oker-Mittelterrasse (fig. 18). - Climatic conclusions for the coldest times of the Weichselian and Saalian time were made: at least a temperature depression of 14 to 15° could be found.

1 Einleitung: Gegenstand der Untersuchung

Dieser Beitrag stellt die Fortsetzung des gleichnamigen Aufsatzes aus dem Heft 46 von Eiszeitalter und Gegenwart dar, in dem hauptsächlich glazigene

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. K.-U. BROSCHE, Institut für Geographische Wissenschaften der FU Berlin, Fachrichtung Physische Geographie, Grunewaldstr. 35, 12165 Berlin

Zusammenstellung der wichtigsten Periglazialerscheinungen in Ostfalen, zugleich Erläuterung zu Abbildung 1

1. Weichselzeitliche oder ältere Eiskeile südlich des Ludgeri-Kreuzes bei Helmstedt (saalezeitliche oder elsterzeitliche, rotbraun verwitterte Sande als Füllmaterial in hangab verschleppten Eiskeilen und Frostspalten im Keupermergel), Länge 0,8-1,0 m, Breite 5-10 cm; außerdem Kryoturbationsformen, u. a. Wickelboden - vgl. BROSCHE (1964) - gleichen Alters.
2. Wechselfolge von weichselzeitlichen Lößschichten und eoziänen Sandschichten unter einem weichselzeitlichem gelbem Löß in einer Baugrube in der Heinrich-Kremp-Straße im Helmstedter Stadtgebiet (Abb. 17). Nähe der nördlichen Lößgrenze.
- 3a. Sekundär-asymmetrisches Tal westl. der Lübbensteine, westl. Helmstedt in eoziänen Sanden und quartären Deckschichten.
- 3b. dto. im S-N ziehenden Schuntertal nördl. Frellstedt (Abb. 18). Osthang zwischen Frellstedt und Süplingenburg 20-25 ° geneigt.
- 4a. Steinsohle an Grenze Weichsellöß zu saalezeitlicher Grundmoräne in ehemaliger Tongrube Stegemann (südl. Helmstedt an der ehemaligen Feldscheune - heute Tagebau Helmstedt der BKB Helmstedt - Abb. 11 bei BROSCHE 1964).
- 5a. Stauchfalten (z. T. mit Spezialfältelung - Abb. 7 bei BROSCHE 1996) an der N- und E-Wand des ehemaligen Tagebaus Treue der BKB (Braunschweigische Kohlenbergwerke Helmstedt).
- 5b. dto. in der ehemaligen Ziegeleigrube Lehmann am ehemaligen Bahnhof Emmerstedt (Abb. 6 bei BROSCHE 1996).
- 5c. dto. im Endmoränenzug des Rehburger Stadions (Saaleeiszeit) südl. Weddel, Abb 13 bei BROSCHE (1996).
6. Sonderform einer möglichen Kryoturbationserscheinung in der ehemaligen Ziegeleigrube Stegemann am Weinberg nördl. Helmstedt (südl. der ehemaligen Abdeckerei) - vgl. Abb. 8 bei BROSCHE (1996).
7. Eiskeilpseudomorphosen an N-Wand des ehemaligen Tagebaus Treue der BKB Helmstedt. Länge 1,8 - 2,0 m, Breite 0,3 - 0,4 m, weichselzeitliche Formen - Abb. 11.
8. dto. an S-Wand des Tagebaus Helmstedt - Abb. 12 in diesem Beitrag.
9. dto. an E-Wand des Tagebaus Alversdorf (vgl. BROSCHE & WALTER 1991, Abb. 9 u. 10, Foto 3-5). Weichselzeitliche Eiskeile in drei Eiskeilstockwerken.
10. Weichselzeitliche Eiskeile mit 1,8-2,0 m Länge und 0,5 m Breite; saalezeitliche Eiskeile in saalezeitlichen glazifluvialen Sedimenten am Nordschacht, 5 km westl. Helmstedt in der Eversschen Kiesgrube: mehrphasige 5 m lange Eiskeile - Abb. 9, 13 in diesem Beitrag.
11. Tektonischer Stich i. S. KEILHACKS (1931), auch atektonische Faltung genannt, in ehemaliger Eisensandsteingrube nördl. Rottorf im Liassandstein nordwestl. Helmstedt - Abb. 3 bei BROSCHE (1996).
12. Saalezeitliches oder elsterzeitliches Eiskeilnetz mit Eisadern bzw. Eisgängen von 2 m Tiefe in der ehemaligen Gemeindemergelgrube Barmke am Krähenberg östl. Barmke (Mergel des Mittleren Keupers). Abb. 2-5 in diesem Beitrag.
13. Riesen-Wannen- und Kesselböden in der ehemaligen Ziegeleigrube Grasleben (am nördl. Ortsrand von Grasleben). Wahrscheinlich ab der Elster- oder Saale-Eiszeit gebildet. Abb. 16 bei BROSCHE (1996).
14. Ehemalige Kiesgrube westl. Hötenleben bei Schöningen, Kryoturbationsformen mit Taschen- und Spitzenböden in wahrscheinlich saalezeitlichen Sedimenten unter weichselzeitlichem Löß. Abb. 9, 10 bei BROSCHE (1996).
15. „Girlandenboden“ in der Gemeindekiesgrube westl. Beierstedt. Wahrscheinlich in saalezeitlichen Sedimenten und wahrscheinlich von saalezeitlichem Alter. Abb. 11 bei BROSCHE (1996).
16. Mehrphasiger Eiskeil von 5,5 m Länge in der Gemeindekiesgrube Winnigstedt, südl. Schöppenstedt. Saalezeitlich (im unteren Teil) und weichselzeitlich im oberen Teil geformt. Abb. 14 in diesem Beitrag. Daneben ein 1 m langer plumper weichselzeitlicher Eiskeil mit weichselzeitlicher Lößfüllung.
17. Weichselzeitliche Eiskeile in der ehemaligen Ziegeleigrube Roklum an der B 79 Wolfenbüttel - Halberstedt, von weichselzeitlichem Löß gefüllt. Plumpe Formen wie in Abb. 9 sichtbar und Sonderform (Abb. 10 in diesem Beitrag). Die weichselzeitliche Lößfüllung greift in Neokomton hinein.
18. Eiskeilnetz mit 6 m langen Eiskeilen in der ehemaligen Gemeindekiesgrube Ahlum am östl. Ortsrand von Ahlum (östl. Wolfenbüttel). Abb. 6, 7 in diesem Beitrag.
19. Kryoturbationsformen („Girlandenboden“) in der ehemaligen Kiesgrube Lucklum (westl. des Elms). Abb. 12 bei BROSCHE (1996).
20. Eiskeile in der ehemaligen Schotter- und Lößgrube nordöstl. Amleben bei Schöppenstedt (vgl. BROSCHE & WALTHER 1991, S. 35, Abb. 13). Weichselzeitlicher Löß als Eiskeilfüllmaterial in saalezeitlichen glazifluvialen Sedimenten.
21. Kryoturbationsformen, möglicherweise mehrphasige Bildungen, in glazifluvialen, gestauchten Sedimenten des Endmoränenzuges des Rehburger Stadions südl. Weddel. Abb. 13 bei BROSCHE (1996).
22. Taschenböden in der ehemaligen Gemeindekiesgrube am ehemaligen westl. Ortsrand von Heiligendorf. Abb. 14 bei BROSCHE (1996).
23. Syngenetische saalezeitliche Eiskeile und syngenetische saalezeitliche Kryoturbationsformen (Würge- und Taschenböden) in der Oker-Mittelterrasse nördl. Isingerode (südl. Wolfenbüttel). Eiskeile z. Z. nicht mehr aufgeschlossen; Kryoturbationsformen mit Dimensionen von 1,0 bis 1,2 m im Ostteil der Kiesgrube noch gut aufgeschlossen. Abb. 18 in diesem Beitrag.
24. Elster- oder saalezeitliche und weichselzeitliche Solifluktionsschuttdenke nördl. des Heeseberges westl. von Jerxheim. Abb. 5 bei BROSCHE (1996).

Außerhalb der Kartendarstellung:

25. Saalezeitliche oder elster- und saalezeitliche Kryoturbationsformen (eventuell von syngenetischem Charakter) in den Oberterrasensedimenten des Weddebaches nördl. Weddingen (nördl. des Harliberges nördl. Goslar). Abb. 15 bei BROSCHE (1996).
26. Hakenschlagen in einer wahrscheinlich mehrphasig entstandenen Solifluktionsschuttdenke des Mittleren Buntsandsteins auf dem Friedhof von Salzgitter-Bad am Hamberg. Abb. 4 bei BROSCHE (1996).
27. Gelivationshorizont mit „Frostkesseln“ im Doggersandstein bei Harenberg (westl. von Hannover). Abb. 2 bei BROSCHE (1996).

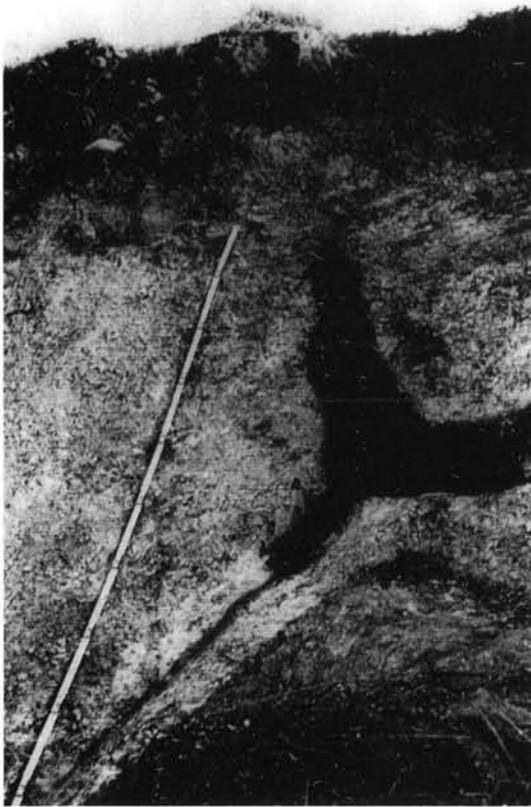


Abb. 2: Ehemalige Mergelgrube am Krähenberg östl. Barmke (nordwestl. Helmstedt). Ausschnitt aus der ein Eiskeilnetz aufschließenden Wand. Teil eines Eiskeils mit einer Eisader, die aus dem Bild rechts nach oben herauszieht. Die Keilspitze unten links neben dem 2 m langen Maßstab endet 2,7 m unter der Oberfläche. Links oben ein glaziales Geschiebe als letzter Rest einer Grundmoräne. Foto Sommer 1963:

Fig. 2: Former marl-pit east of the village of Barmke (nr. 12, fig. 1). Part of an ice-wedge cast net with an ice-wedge and a former ice-filled vein, similar to that former ice-vein visible in fig. 3.

Strukturen, Solifluktionsschuttdecken und Kryoturba-tionsformen im Vordergrund des Interesses standen. Obwohl bereits in mehreren anderen Beiträgen (BROSCHÉ & WALTHER 1978; 1991: 29 f.) einige Bemerkungen zu Eiskeilen und Eiskeilgenerationen im Untersuchungsgebiet gemacht worden sind, erscheint es reizvoll und sinnvoll, die seit gut 30 Jahren in Ostfalen gesammelten Beobachtungen vor allem zum Formenschatz der Eiskeile zu dokumentieren, zu analysieren und zu datieren. Dies um so mehr, als der größte Teil der Aufschlüsse mittlerweile in der früheren Form nicht mehr existiert. Auf die Abbildung und Beschreibung einer großen Anzahl von „normalen“ Eiskeilen wird hier weitgehend verzichtet; dafür wird auf einige Sonderformen von eiskeilähnlichen Gebilden, besonders tief reichende Eiskeile und mehrphasig entstandene Eiskeilpseudomorphosen eingegangen werden, die nicht nur von regionaler Bedeutung sind, sondern in dieser Form kaum oder noch nie dokumentiert worden sind.

domorphosen eingegangen werden, die nicht nur von regionaler Bedeutung sind, sondern in dieser Form kaum oder noch nie dokumentiert worden sind.

Aus dem nördlichen Harzvorland liegen etliche eindrucksvolle Abbildungen zu Eiskeilpseudomorphosen von LUDWIG (1958) und BRÜNING (1956 - 1959) vor, allerdings aus dem Bereich der ehemaligen DDR. In den Karten von POSER (1947 - 1951), neuerdings von WASHBURN 1979, 284 - 292, zusammenfassend dargestellt, und in der Karte von KARTE & LIEDTKE (1979 - veröffentlicht in WASHBURN 1979, S. 300) werden noch keine Eiskeile vermerkt, auf der Karte von KAISER (1979) - veröffentlicht in WASHBURN (1979: 29) - nur die von MANIA (1965), LUDWIG (1958) und BRÜNING (1956, 1959) veröffentlichten Formen. Auf einen ausführlichen Literaturüberblick wird hier verzichtet (vgl. Teil I). Alle im Untersuchungsgebiet angetroffenen Eiskeilpseudomorphosen, Kryoturba-tionsformen, glazigenen Strukturen sowie die im Text behandelten sonstigen Periglazialerscheinungen sind in der Abb. 1 verzeichnet. Wie im Teil I (Eiszeitalter und Gegenwart Bd. 46, 1996) werden die an der Oberfläche (z. T. unter weichselzeitlichem LÖß) anstehenden Grundmoränenablagerungen und glazifluvialen Sedimente bis zum Vorliegen genauerer Untersuchungsergebnisse als saalezeitliche Sedimente der Drenthezeit angesehen. Dabei bin ich mir bewußt, daß genaue sedimentpetrographische Untersuchungen, wie sie in jüngster Zeit in einigen Diplomarbeiten aus dem Geologischen Institut der TH Hannover vorgelegt worden sind, eventuell zu Um-datierungen führen können. Die Begriffe Eiskeile und Eiskeilpseudomorphose werden hier synonym verwendet.

2 Eiskeilnetze

An zwei Lokalitäten: in der ehemaligen Gemeindegelgrube von Barmke am Krähenberg östl. Barmke (bei Helmstedt - Nr. 12 in Abb. 1) und in der ehemaligen Gemeindegelgrube Ahlum (östl. Wolfenbüttel - Nr. 18 in Abb. 1) wurden Eiskeilnetze gefunden. Bereits HARBORT (1914) schreibt zu der Mergelgrube nordöstl. Barmke wörtlich: „Unter einer dünnen, bis 1/2 m mächtigen Decke von nordischen Sanden und Resten von Geschiebelehm zeigt sich die Oberfläche des Keupers bis zu etwa 1 m Tiefe durch die Einwirkung des Inlandeises vielfach gestaut und gestört. Spalten, die oft bis 2 m tief hin-abgehen, sind durch diluviale Sandmassen ausgefüllt.“

Hier wurde im Jahre 1963 die gesamte völlig über-wachsene Ostwand der Mergelgrube, die teilweise heute nur noch mit ca. 45 ° abfällt, ausgegraben, wobei im Abstand von 6 bis 10 Metern acht Eiskeile und



Abb. 3: Dieselbe Lokalität wie bei Abb. 2. Über dem 1 m langen Maßstab eine ehemalige Eisader, die heute wie alle Eiskeilpseudomorphosen bei Barmke mit rotbrauner, lehmig-toniger Grundmoräne ausgefüllt ist. Der obere Teil der Eisader endet ca. 1,0 bis 1,3 m unter der Oberfläche. Erläuterung im Text. Foto Sommer 1963.

Fig. 3: Same locality as in Fig 1. A former ice-filled vein, now filled with morainic material from the Drenthe or Elsterperiod - as all the other ice-wedge casts near Barmke - above the 1 m scale. Photo summer 1963.

eiskeilähnliche Strukturen zum Vorschein kamen. Man befindet sich hier bereits nördlich der nördlichen Lößgrenze in einem recht unfruchtbaren Gebiet des mittleren Keupers, in dem Pelosole lediglich Wiesen und Wald tragen. Daß hier ehemals eine elster- oder drenthezeitliche Grundmoräne verbreitet war, erkennt man an gelegentlichen spärlichen Resten einer Grundmoräne im Top des Aufschlusses, vor allem aber an den Füllmassen der Eiskeile und eiskeilähnlichen Gebilden. Sie bestehen aus einer stark tonigen, tief rotbraun gefärbten Grundmoräne, die einige nordische Geschiebe enthält. Die obersten 0,8 bis 1,0 m der gesamten Aufschlußwand sind nicht durch die Einwirkung des Inlandeises vielfach gestaucht (HARBORT 1914), sondern intensiv frostdynamisch verknetet und durch holozäne Verwitterungsprozesse „aufgeweicht“ worden. Auf diese Weise wurde der ehemalige Kontakt zwischen den Eiskeilen und eiskeilähnlichen Gebilden (Abb. 2-5) und dem Liefergebiet für das Füllmaterial der Eiskeile unterbrochen oder zu einem dünnen „Schlauch“ (Abb. 4) umgestaltet.

In Abb. 2 ist der obere Teil der eiskeilähnlichen Struktur völlig vom keilfüllenden Deckmaterial ab-

geschnürt worden. Die besonders dunkle Farbe des eiskeilähnlichen Gebildes resultiert aus dem Umstand, daß das Füllmaterial künstlich entfernt wurde, um nordische Geschiebe aufzuspüren. Das Gebilde in Abb. 2 besitzt einerseits einen dünnen frostspaltenartigen Fortsatz im unteren Teil, andererseits zieht ein ehemaliges „Eisblatt“ bzw. ein ehemaliger „Eisgang“ nach rechts oben, wie er in Abb. 3, hier in einem weiteren Beispiel, vollständig abgebildet ist. Ähnliche Formen wurden im deutschsprachigen Raum m.W. bisher noch nicht abgebildet. Die bei KAISER (1958, Abb. 8) dokumentierten Eisgänge besitzen insofern eine gewisse Ähnlichkeit mit den hier publizierten Formen, als sie als isolierte ehemalige Eisblätter über mehrere Meter parallel zur Oberfläche verlaufen.

Die einzigen Formen aus Barmke, die herkömmlichen Eiskeilen ähneln, sind in Abb. 4 und 5 zu erkennen. Die Wand ist in beiden Fällen 60 bzw. 40 ° geneigt. Beim Eiskeil der Abb. 4 erkennt man einerseits eine Aufspaltung der Keilspitze am unteren Bildrand, andererseits rechts neben dem Oberende des Maßstabs Reste einer lehmgefüllten ehemaligen Eisader. Der Eiskeil von Abb. 5 ragt deshalb aus der

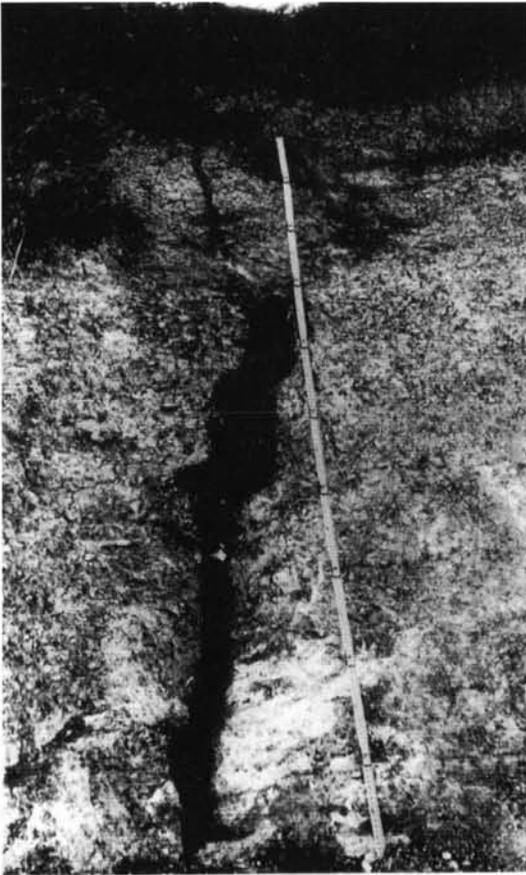


Abb. 4: Eiskeil mit zwei kleinen Spitzen von insgesamt 2 m Länge endet im oberen Teil an einem Eisblatt bzw. an einer Eisader (Lokalität wie bei Abb. 2 und 3) Die obersten 1,0 bis 1,3 m des Keupermergels sind intensiv kryoturbiert verknüchtet, wodurch alle Eiskeiloberteile fast völlig vom Eiskeilfüllmaterial (einer wahrscheinlich drenthezeitlichen oder elsterzeitlichen Moräne) abgeschnürt wurden. Foto Sommer 1963.

Fig. 4: Same locality as fig. 2 and 3. Ice-wedge cast with two little splits at its lower end. Length of the ice wedge feature 2 m. The ice-wedge cast ends in the upper part at a former ice-vain. The upper 1,0 to 1,3 m of the Keuper-marl are intensively cryoturbated with the result, that all upper parts of the ice-wedge structures are separated from the Saalian or Elsterian morainic material you now find in the former ice-wedges. Photo summer 1963.

Wand heraus, weil das mürbe graue Mergelmaterial des mittleren Keupers leicht abgekratzt werden konnte, so daß die rotbraune lehmige Keilfüllung wenigstens um 10 cm aus der Wand herausragt. Im internen Sprachgebrauch wurde dieser Eiskeil wegen seiner Ähnlichkeit mit dem Umriß Italiens „Eiskeil Italien“ genannt. In dieser einzigartigen Form präsentiert sich der Lehmkeil allerdings nur, weil die Wand hier nur ca. 40° geneigt ist.

Aufgrund der Abschnürung des Keilfüllmaterials durch den Vorgang von Kryoturbation bzw. des viel-

tausendfachen Gefrier- und Tauprozesses in den oberen 0,8 - 1,0 Metern erscheint es sinnvoll, die Eiskeilbildung und spätere -verfüllung zumindest in die vorletzte Kaltzeit zu stellen. Mit dieser Deutung verträgt sich auch die Tatsache, daß die vermutlich drenthezeitliche oder elsterzeitliche Grundmoräne trotz flacher Oberflächenformen weitgehend abgetragen worden ist. Die Eiskeilfüllung muß zu einer Zeit erfolgt sein, als noch genügend Grundmoräne vorhanden war. Wären die Eiskeile erst am Ende der Weichselzeit oder in der Weichseleiszeit fossil geworden, so hätte wahrscheinlich nicht genügend Eiskeilfüllmaterial zur Verfügung gestanden. Eine Mehrphasigkeit der Bildung der Eiskeile und eiskeilähnlichen Gebilde bei Barmke ließ sich nicht feststellen (s. u.).

Das zweite Eiskeilspaltennetz innerhalb des Untersuchungsgebietes war in den 60er Jahren am östlichen Ortsrand von Ahlum (östl. Wolfenbüttel) in der ehemaligen Gemeindekiesgrube aufgeschlossen (Nr. 18 in Abb. 1). Ein langer W-E streichender Kiesrücken, der durch zur Oker entwässernde Bäche herausgeformt wurde, wird hier von einer sehr dünnen, kaum 1 m Mächtigkeit messenden weichselzeitlichen Lößdecke überzogen. Die ausgebeuteten Kiese weisen eine Mächtigkeit von mindestens 7-8 Metern auf. Im Gegensatz zum Eiskeilspaltennetz von Barmke erreichen die hier aufgeschlossenen Eiskeile durchweg die recht selten vorkommende Länge von 6 Metern (Abb. 6). Der Abstand der einzelnen, überwiegend mit glazifluvialen Kiesen gefüllten Eiskeile beträgt zwischen 8 und 12 Metern (Abb. 7). Wie Abb. 5 zeigt, fungieren als Füllmaterial des nach unten sich verschmälernden Eiskeils überwiegend die glazifluvialen Kiese, die auch die Hauptmasse der Aufschlußwand darstellen. Lediglich der oberste Teil des Füllmaterials bestand aus lehmigen moränen Sedimenten, wahrscheinlich aus der Drenthezeit. Von einer Mehrphasigkeit der Eiskeilbildung kann im Gegensatz zu anderen Lokalitäten innerhalb des Untersuchungsgebietes (s. u.) nicht sicher gesprochen werden. Da kein weichselzeitlicher Löß als Füllmaterial gefunden wurde, wird der Eiskeil als drenthezeitlich oder älter eingestuft.

3 Vorkommen einphasiger, mäßig tiefer Eiskeile

Die überwiegende Anzahl der aufgefundenen Eiskeile gehört in die Gruppe der einphasig entstandenen, 1 bis 2,5 m tiefen Eiskeilpseudomorphosen. In dieser Gruppe lassen sich mit einiger Sicherheit jüngere (weichseleiszeitliche) und ältere (wahrscheinlich saalezeitliche) Formen unterscheiden. Innerhalb des weichselzeitlichen Lößprofils im Tagebau Alversdorf sind sogar mehrere Eiskeilstockwerke anzutreffen (BROSCHÉ & WALTHER 1991: 28 f., Foto 3 und 4).



Abb. 5: Der beeindruckendste Eiskeil, der wegen seiner Form „Eiskeil Italien“ genannt wird. Die Wand ist hier nur ca. 40° geneigt; deshalb konnte die moränale Füllmasse in dieser Weise ausgegraben werden. Dieser Eiskeil besitzt ebenfalls zwei Spitzen. Tiefe des Keiles 1,5 m. Foto Sommer 1963.

Fig. 5: Same locality as in fig 1 - 3. The best developed ice-wedge cast, which got the name ice-wedge „Italia“ from its similarity to Italy's form. Inclination of the pit wall ca. 40°. Therefore the morainic filling could be excavated; this ice-wedge cast also possesses two splits at its lower end. Depth of the structure 1.5 m. Photo summer 1963.

Die Kiesgrube Evers am Nordschacht (5 km westl. Helmstedt südl. der Bundesstraße 1, Nr. 10 in Abb. 1) ist seit 30 Jahren eine Fundgrube, was das Auftreten periglazialer Phänomene betrifft. Glazifluviale Sande und Kiese in einer Mächtigkeit von 10-15 m über eozänen Sanden bilden die Hauptmasse des Aufschlusses. Überdeckt werden die glazifluvialen Sande und Kiese von einer teils sandig-kiesigen Grundmoräne (Abb. 8), teils von einer lehmig-tonig-sandig-kiesigen Grundmoräne, die ihrerseits von unterschiedlich mächtigem, ungliedertem weichselzeitlichem Löß überzogen wird. Eine z.T. deutlich entwickelte Parabraunerde ist auf dem Löß ausgebildet (auf Abb. 8 abgeräumt). Der gesamte quartäre Sedimentkörper, der vermutlich saalezeitlichen (drenthezeitlichen) Alters ist, weist an seiner Basis Unebenheiten, ja deutliche Sprünge mit 0,5 bis 1 m Vertikalversetzungen auf, was auf quartäre Tektonik hinweist. Innerhalb des quartären Sedimentkörpers gibt es hierfür allerdings keine Anzeichen. Der in Abb. 8 abgebildete Eiskeil enthält als Füllmaterial eine rotbraun gefärbte, steinig-kiesige Grund-

moräne mit schwach lehmigen Anteilen, vielleicht im unteren Teil auch glazifluviale Sedimente. Die Grundmoräne entstammt offenbar der Schicht 1. Die rötlich-braune Verfärbung des Füllmaterials findet sich im unteren Teil der Grundmoräne rechts und links der Eiskeilschultern ebenfalls wieder und ist in Ostfalen typisch für Grundmoränen im Altmoränengebiet. Folgende Deutung des Aufschlußbildes scheint mir plausibel zu sein: In den glazifluvialen Sanden und Kiesen (Schicht 2) hatte sich vor Herannahen des Eises ein Eiskeilnetz entwickelt, welches von dem vorstoßenden Eis überdeckt wurde. Wahrscheinlich handelte es sich um drenthezeitliche Vorgänge. Nach dem Abtauen des Eises konnte die im Rahmen des Eisabtauvorganges abgelagerte Grundmoräne als Füllmaterial der Eiskeilpseudomorphose fungieren. Es handelt sich also in jedem Falle um einen präweichselzeitlichen Eiskeil, dessen Füllmate-

1) Im unteren Teil dieses ca. 1 m langen Lößkeiles wurde die links und rechts vom Keil befindliche Löß-Schmutztape ebensowenig entfernt wie ca. 2 m unterhalb des Tops des Aufschlusses über der Kies-Eiskeilfüllung.



Abb. 6: Circa 6 m langer Eiskeil als Teil eines Eiskeilpaltennetzes in der ehemaligen Gemeindeg Kiesgrube Ahlum am östlichen Dorfrand (Nr. 18 in Karte 1). Maßstab ein Klappspaten im unteren Teil rechts neben dem Keilende. Breite an der Keilschulter 0,6 bis 0,7 m. Füllmasse sind die den Aufschluß beherrschenden glazifluvialen Sande, Kiese und Schotter, im oberen Teil auch Reste einer rotbraun verwitterten, wahrscheinlich drenthezeitlichen Grundmoräne. Eine ehemalige dünne Lössschicht wurde künstlich entfernt. Foto Sommer 1963.

Fig. 6: Ice-wedge cast with a length of 6 m as part of a greater net of ice-wedge casts (nr. 18, map 1). Locality of figure 6 is the former village gravel pit of Ahlum, east of Wolfenbüttel. As scale a little spade with a length of 0.5 m is used, visible at the right hand side of the lower end of the ice-wedge structure. The upper part of the structure is 0,6-0,7 m large. The ice-wedge is mainly filled with the same glazifluvial material of the Drenthe or Elster time, which forms the wall of the whole pit. In the upper part of the structure there can be seen a rest of a redbrown morainic sediment. Weichselian loess is moved away above the structure. Photo summer 1966.

rial besonders in der Eemzeit kräftig verwittern konnte. Von diesem Eiskeiltyp gab es 1965 weitere Beispiele in derselben Grube, die sich im Februar 1994 durch weitere Funde bestätigten (auf Abbildungen wird hier verzichtet). Auf einen mehrphasigen Eiskeil an der gleichen Wand wird im nächsten Kapitel eingegangen.

An der Nordwand des gleichen Aufschlusses fanden

sich im Februar 1994 mit anderem Füllmaterial versehene jüngere Formen, allerdings an der in knapp 30 Jahren ein wenig nach Norden zurückverlagerten Wand. Abb. 9 zeigt ein Beispiel des eher plumpen Eiskeiltyps, der mit ungegledertem weichselzeitlichem Löß gefüllt ist und nur 1-1,3 m tief in die wahrscheinlich drenthezeitliche Grundmoräne hineingreift. Die Breite am oberen Ende entspricht in etwa der maximalen Tiefe. Es besteht kein Zweifel daran, daß es sich hierbei um ein weichselzeitliches Gebilde handelt. Die Form ist nicht ungewöhnlich, denn in Winnigstedt (südl. Schöppenstedt nahe der ehemaligen Zonengrenze) und in der ehemaligen Ziegeleigrube Roklum fanden sich hier nicht abgebildete ähnliche Eiskeile.

Zu dieser Gruppe der einphasigen mäßig langen Eiskeile gehören mehrere Vorkommen in der ehemaligen Ziegeleigrube Roklum (Nr. 17, Abb. 1), an der Nordwand des ehemaligen Tagebaus Treue, an der Südwand des Tagebaus Helmstedt (Nr. 7, Karte 1, Nr. 8, Abb. 1), im Tagebau Alversdorf nahe dem Stellwerk (Nr. 9, Abb. 1) (BROSCHÉ & WALTHER 1991: 29 f.), in Baugruben südl. des Ludgerikreuzes bei Helmstedt (Nr. 1, Abb. 1) und in der Gemeindeg Kiesgrube bei Winnigstedt (Nr. 16, Abb. 1). Nur drei Formen seien hier besprochen und abgebildet. Zunächst erscheint mir ein merkwürdiges, mit Löß gefülltes Gebilde an der E-Wand der ehemaligen Ziegeleigrube Roklum bemerkenswert zu sein (Abb. 10). Es ist wohl eine Definitionsfrage, ob man hier von zwei schräg abwärts ziehenden Eisadern oder von zwei schmalen Eiskeilen mit einer gemeinsamen Wurzel spricht. Die Gebilde sind 1,5 bis 2 m lang, mit hellem, kalkhaltigem, jungweichselzeitlichem Löß gefüllt und reichen in kreidezeitlichen grünrauen Neokomton hinein. Mit ziemlicher Sicherheit kann aufgrund vergleichender lößstratigraphischer Untersuchungen von einem Alter jünger als das Deenekamp-Interstadial ausgegangen werden; denn nur im jüngeren Jungweichsellöß treten in dieser Gegend die hellgelben kalkhaltigen Lössen auf, die hier das Füllmaterial stellen.

Wegen seiner klassischen Form sei ein Eiskeil von der Nordwand des ehemaligen Tagebaus Treue abgebildet und kurz besprochen (Abb. 10 - Nr. 7, Abb. 1). Es handelt sich um eine lößgefüllte Eiskeil-pseudomorphose von ca. 2 m Länge, die in mittel-oligozänen Septarienton mit Septarien (vgl. rechts unten neben dem Maßstab, einem Klappspaten) eingreift. Links vom oberen Ende des Eiskeils befindet sich eine Krotowine, rechts vom oberen Ende des Eiskeils und über dem Eiskeil beobachtet man z.T. Löß, der wahrscheinlich durch Tiefpflügen erfaßt worden ist. Beide Keilschultern sind mäßig aufgebogen, wie aus schwachen Farbunterschieden des angrenzenden Materials erschlossen werden kann. Bezüglich der zeitlichen Einstufung gelten die gleichen Aussagen,



Abb. 7: Das bedeutendste Eiskeilspaltennetz des Untersuchungsgebietes an der Ostwand der ehemaligen Gemeindekiesgrube Ahlum. Wie in Winnigstedt am Nordrand des Magdeburg-Oscherslebener Urstromtales und bei Wegeleben am Südrand des gleichen Urstromtales auch hier ein mächtiger W - E streichender Kiesrücken aus glazifluvialen Material. Mindestens 6 Kieskeile von je 6 m Länge erkennbar. Foto Sommer 1963.

Fig. 7: The most important net of ice-wedge casts in the observation area of eastern Lower Saxony. Same locality as fig 5 (nr. 18, map 1). Eastern wall of the gravel pit of Ahlum, east of Wolfenbüttel. At least 6 big ice-wedge casts with a high of 6 m are visible in glacial-fluvial sediments extending in W-E-direction and building up a broad gravel wall as at both sides of the Magdeburg-Oscherslebener-Urstromtal nearby. Photo summer 1963.

die zum zuletzt behandelten Eiskeil gemacht worden sind.

Der in Abb. 12 dargestellte Eiskeil vom Südrand des Tagebaus Helmstedt gehört, was seine zeitliche Einstufung als hochjungweichselzeitliches Gebilde anbetrifft, in die gleiche Gruppe wie die beiden zuvor behandelten Formen (Nr. 8, Abb. 1). Auch hier fungiert deutlich heller gelber Jungweichsellöß als Füllmaterial. Dieser helle gelbe kalkhaltige Löß wurde als ungeschichteter Fremdlöß angeweht, als oder nachdem der geschichtete Löß der Hauptmasse (Schicht 3), der viele lokale Komponenten enthält, angeweht und von einer Eiskeilbildung durchschlagen worden war. Bemerkenswert ist die Aufschleppung des geschichteten jungweichselzeitlichen Lösses an der rechten Keilschulter und die fast taschenbodenartige Verformung des gelben, kalkhaltigen jungweichselzeitlichen Lösses (Schicht 2) rechts neben dem oberen Teil des Eiskeils. Die schwache Bodenbildung im Lößpaket 1 greift über den Löß der Schicht 2 hinweg. Bei diesem Lößkeil handelt es sich, was bisher noch kaum beobachtet worden ist, um eine Kombination aus epigenetischem Eiskeil und syngenetischer schmaler, unterschiedlich gut erkennbarer Frostspalte (vgl. auch GALLWITZ 1949; KAISER 1960: 126). Diese scheint vom unteren Rand der Abbildung aus allmählich nach oben gewachsen zu sein. Zum Alter dieser syngenetischen Frostspalte können keine sicheren Aussagen

gemacht werden, da das Alter des Lösses von Schicht 3 und des unten in Höhe des Maßstabs sichtbaren Lösses nicht sicher eingestuft werden kann.

4 Mehrphasig entstandene Eiskeilpseudomorphosen

Der in Abb. 13 dargestellte 5 m lange Eiskeil wurde 1966 in der schon mehrfach erwähnten Kiesgrube Evers am Nordschacht 5 km westl. von Helmstedt angetroffen (Nr. 10 in Abb. 1). Nirgendwo sonst waren die staffelbruchartigen Versetzungen der dem Eiskeil benachbarten Schichten so deutlich ausgeprägt wie in diesem Beispiel. Am Top des Aufschlusses sind als dunkler Streifen letzte Reste einer rotbraun verwitterten Grundmoräne (wahrscheinlich aus der Drenthezeit) erkennbar, während der gesamte weichselzeitliche Löß hier künstlich abgeräumt worden ist. Die Hauptmasse der Aufschlußwand stellen glazifluviale Sande und Kiese mit Kreuzschichtung oder bogiger Schrägschichtung. Während die Hauptmasse der Eiskeilfüllung in einen älteren Teil der Saalekaltzeit zu stellen sind, läßt sich im oberen Teil des Eiskeils eine zweite dunklere Füllmasse erkennen, die überwiegend aus Moränenmaterial besteht. Dies weist auf eine Reaktivierung der Eiskeilbildung in einem jüngeren Stadium des Drenthe-Stadiums hin, zu einem Zeitpunkt, bevor das Eis seine Grundmoräne abgelagerte.



Abb. 8: Über 2 m langer Eiskeil an der Nordwand der Kiesgrube Evers am Nordschacht (5 km westl. Helmstedt, südl. der B 1 - Nr. 10 der Karte 1). Breite an der Keilöffnung 40 - 45 cm. Über Schicht 1, einer steinig-kiesigen Grundmoräne, wurde der weichselzeitliche Löß künstlich entfernt. Sowohl Schicht 1 als auch Eiskeilfüllmaterial durch Eisenmobilisierung rotbraun verwittert und verfestigt gegenüber den glazifluvialen Sanden, Kiesen und Schottern (Schicht 2). Foto Sommer 1965.

Fig. 8: A 2 m long ice-wedge cast at the northern part of the great gravel pit of Evers near the Nordschacht, 5 km west of Helmstedt (nr. 10, fig. 1). Upper part of the gravel-filled structure is 0,4-0,45 m large. In the top of the pit Weichselian loess and part of a gravel morainic sediment were removed. All sediments filling the ice-wedge cast are cementated by mobilized iron. Main sediment of the pit (nr. 2, fig. 1) consists of glazifluvial sediments probably of Drenthe-age. Photo summer 1965.

Wäre diese Deutung richtig, so wären auch für den älteren Abschnitt der Saalekaltzeit (wahrscheinlich der Drenthezeit), was nicht verwunderlich ist, mehrere Phasen des Dauerfrostbodenaufbaus und Dauerfrostbodenabbaus erwiesen. In etwas modifizier-

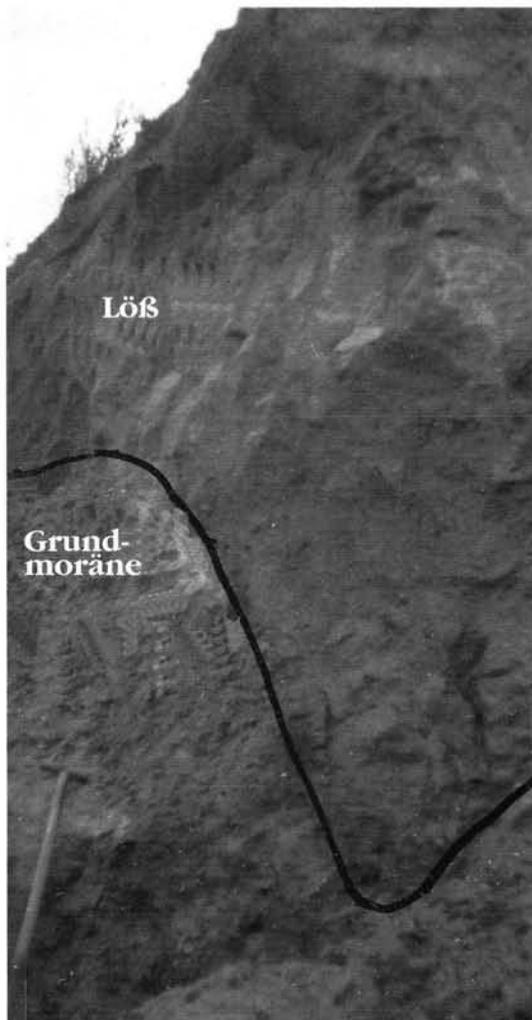


Abb. 9: Massiger, recht breiter und nicht sehr tiefer Eiskeil an der Nordwand der Kiesgrube Evers am Nordschacht 5 km westl. von Helmstedt. Maßstab ein 1 m langer Spaten. Foto Februar 1994.

Fig. 9: In the upper part very large and at the whole not very deep ice-wedge cast, which was often found as a special example of a Weichselian ice-wedge, mostly filled with Weichselian loess (nr.10, fig. 1). Northern wall of the huge gravel pit at the Nordschacht near Helmstedt. As scale serves a 1 m lang spade. Photo February 1994.

ter Form läßt sich das gleiche Phänomen der Reaktivierung einer bereits mit älterem Material gefüllten Eiskeilspalte in der Gemeindokiesgrube Winnigstedt (südl. Schöppenstedt) beobachten (Abb. 13 - Nr. 16 in Abb. 1). Hier sind 8-10 m mächtige glazifluviale Sande und Kiese aufgeschlossen; die steinigen Anteile bestehen überwiegend aus Muschelkalkgeröllen, die aus der Asse-Fortsetzung oder aus dem Elm stammen. Ein langer Kiesrücken verläuft hier in W-E-Richtung parallel zum Magdeburg-Oscherslebener Urstromtal. Die Abbildung 13 läßt diesen in N-S



Abb. 10: Zwei mit Löß gefüllte Eisadern bzw. Eiskeile von 2 Meter und knapp 2 Meter Länge in der ehemaligen Ziegelei-grube Roklum (südl. Schöppenstedt, Nr. 17, Karte 1). Der hochweichselzeitliche gelbe Löß (1) liefert das Füllmaterial für die eiskeilähnlichen Strukturen, die in Neokomton hineinreichen. Wand etwa 45° geneigt. Foto Sommer 1966.

Fig. 10: Two former ice-vains or ice-wedge casts filled with very young upper Weichselian loess with a length of about 2 m. Former pit of the brick factory of Roklum (south of Schöppenstedt - nr. 17, fig. 2). The ice-wedge cast penetrates in neocomic clay. Inclination of the wall ca. 45°. Photo summer 1966.

Richtung aufgeschlossenen Kiesrücken erkennen. Die Eiskeilfüllung stellt sich besonders im unteren Teil (neben und über dem Zollstock) als Positivform in der Kieswand dar. Sie reicht jedoch noch bis 0,4 - 0,5 m unterhalb de Zollstocks bis etwa in Höhe des rechten Fußes meines Sohnes hinab. Die Positivform der Eiskeilfüllung erklärt sich aus einer intensiveren Verfestigung des Eiskeilfüllmaterials, die offenbar durch eine stärkere Wasserabfuhr und Kalkausfällung in der Eiskeilspalte hervorgerufen wurde. Im obersten Meter besteht der Eiskeil überwiegend aus weichselzeitlichem Löß (an dunkler Farbe erkennbar); darunter folgt als Keilfüllung Kies und ein Gemisch aus Kies und Löß. Ebenso wie die Eiskeile im westlich gelegenen Ahlum (Abb. 6 und 7) handelt es sich um ein 5,0 - 5,5 m langes Eiskeilgebilde, dem sich ca. 20 m weiter nördlich (hier nicht abgebildet) ein zweiter, nur gut 1 m tief reichender Lößkeil zugesellt. Dieser ähnelt im Prinzip dem in Abb. 9 sichtbaren plumpen Keil vom Nordschacht westlich Helmstedt. Die Deutung der hier vorgefundenen Verhältnisse lautet folgendermaßen: Die Haupteiskeilbildung geschah - ein drenthezeitliches Alter der glazfluviatilen Sande, Schotter und Kiese vorausgesetzt - noch innerhalb der Saalekaltzeit. Wegen der sich deutlich nach unten verjüngenden Keilform

dürfte wie in allen anderen dargestellten Beispielen eine epigenetische Eiskeilbildung vorgelegen haben. Später in der Weichselkaltzeit muß es zu einer schwachen Wiederbelebung der Keilbildung gekommen sein, wobei die entstandene Hohlform später mit weichselzeitlichem Löß aufgefüllt wurde. Bei der braunen Lehmmasse 0,6 - 0,7 m unterhalb der Oberfläche kann es sich z.T. um eine Schmutztapete handeln (vgl. Fußnote 1, S. 95).

Eine weitere wahrscheinlich mehrphasige Eiskeilstruktur in einer weichselzeitlichen Lößserie mit altweichselzeitlichem Humusmaterial als ältester und jungweichselzeitlichem Löß als jüngster Keilfüllung wurde von BROSCHE & WALTHER (1991: 29 f. und Foto 4) im Tagebau Alversdorf gefunden und beschrieben (Nr. 9, Abb. 1).

5 Kleinkeile und Kissenböden

Als Kleinteile bezeichneten ROHDENBURG (1966:166) und ROHDENBURG & MEYER (1966) keilförmige Gebilde mitten in einem vielgliedrigen Lößprofil. Das einzige Vorkommen innerhalb unseres erweiterten Untersuchungsgebietes fand ich zusammen mit Herrn Priv.-Doz. Dr. M. Walther, Berlin, in der ehemaligen Ziegeleigrube Sudhoff bei Einbeck (Abb. 15). Der

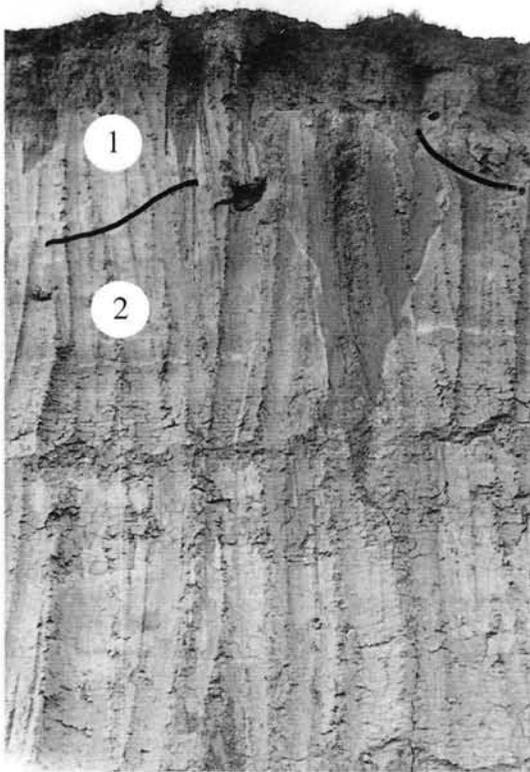


Abb. 11: Lößgefüllter Eiskeil von ca. 2 m Länge an der Nordwand des Tagesbaus Treue der BKB Helmstedt. Etwa auf der Höhe des ehemaligen Dorfes Runstedt. Wandhöhe 8-10 Meter. Füllmaterial des Eiskeils ist hochglazialer weichselzeitlicher gelber (hier feuchter) Löß, der auch in dünner Decke als Schicht 1 weitflächig verbreitet ist. An Keilschulter links ist dieser Löß hochgedrückt. Schicht 2 sind mitteloligozäne, glaukonitische Septarientone mit Krotowine nahe der Grenze von (1) zu (2). Foto Sommer 1965.

Fig. 11: Loess-filled ice-wedge cast with a length of 2 m. Northern wall of the mining-field Treue of the Braunschweigische Kohlenbergwerke Helmstedt (nr. 7, fig. 1). Height of the pit 8 - 10 m. As filling material acts high glacial Weichselian yellow chalky loess, which also covers the whole surface (1). At the shoulder of the left upper part of the ice-wedge cast this yellow loess is pressed upwards. Layer 2 consists of middle Oligocene "Septarienton". A Krotowine is visible in its upper part. Photo summer 1965.

untere Rand des E 4-Naßbodens des Jungweichsellösses (nach der Nomenklatur von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL 1964) weist hier 10-20 cm lange keilartige Strukturen auf, wie sie bisher nur bei ROHDENBURG (1966: 166) abgebildet wurden. Mit ROHDENBURG wird angenommen, daß es sich hierbei nicht um Dauerfrostbodenanzeiger handelt, sondern daß hier lediglich temporär innerhalb einer

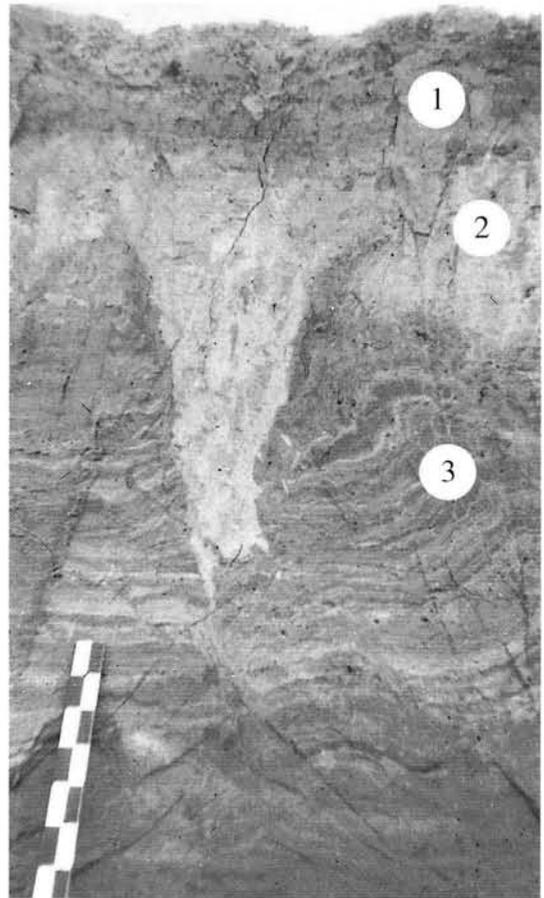


Abb. 12: Ca. 1 m langer lößgefüllter Eiskeil an der S-Wand des Tagesbaus Helmstedt der BKB Helmstedt (Nr. 8, Karte 1). Gelber kalkhaltiger Löß des oberen weichselzeitlichen Hochglazials (Schicht 2) als Füllmaterial. Oberste Lößschichten über Schicht 1 künstlich entfernt. Deutliche Aufbiegungen in geschichtetem Jungweichsellöß (3). Linke Keilspitze setzt sich als Frostspalte noch fast 1 m weiter in die Tiefe fort. Obere Eiskeilgeneration i.S. ROHDENBURGS (1966). Foto Sommer 1977.

Fig. 12: Ice-wedge cast with a length of about 1 m, filled with very young upper Weichselian loess, situated at the southern wall of the coal field Tagebau Helmstedt (Braunschweigische Kohlebergwerke Helmstedt) (nr. 8, fig. 1). The upper loess layers above layer (1) are removed. The vicinuous layers of the ice-wedge cast are pressed upwards. The left split of the feature continues as a very thin frost split (Frostspalte) for 1 m in the depth. Photo summer 1977.

Kaltphase der Weichseleiszeit kleine Spalten aufrissen, die kurz darauf als syngenetische Mikroformen mit jüngerem Löß gefüllt wurden.

Gleiches gilt auch für die Kissenbodenstrukturen, die in Abb. 16 - ebenfalls in der Ziegeleigrube Sudhoff bei Einbeck aufgenommen - zu sehen sind. Sie sind im Zuge der Entstehung kleiner syngenetischer Frostrisse gebildet worden, die sich deshalb so deutlich erkennen lassen, weil hier echte gelbe „Fremd-



Abb. 13: Ca. 5 m langer Eiskeil an der Nordwand der Everschen Kiesgrube am Nordschacht 5 km westl. Helmstedt (Nr. 10, Karte 1). Reste einer Grundmoräne noch am Top vorhanden. Erläuterung im Text. Foto Sommer 1966.

Fig. 13: Mainly gravel filled ice-wedge cast with a length of 5 m at the northern wall of the gravel pit Evers at the Nordschacht 5 km west of Helmstedt (nr. 10, fig. 1). The structure is polygenetic as can be derived from the dark morainic filling material (Drenthe or Elster moraine) in the top of the ice-wedge cast. The formerly existant Weichelian loess was removed. Photo summer 1966.

lösse“ mit dunklen Sandlagen (wahrscheinlich aus der näheren Umgebung stammend) abwechseln. Bei den in der ehemaligen Ziegeleigrube Einbeck gefundenen Formen handelt es sich um jungweichselzeitliche Phänomene; denn sie wurden in dem mit 8-10 m Dicke mächtigsten und vollständigsten Jungweichsellößprofil gefunden, das in Niedersachsen je gefunden wurde (vgl. BROSCHE & WALTHER 1991: 6 ff.).

6 Löß-Flugsand-Bildungen

Während der über 30 Jahre andauernden Beobachtungen an der nördlichen Lößgrenze im Untersuchungsgebiet, die von Helmstedt nach Braun-

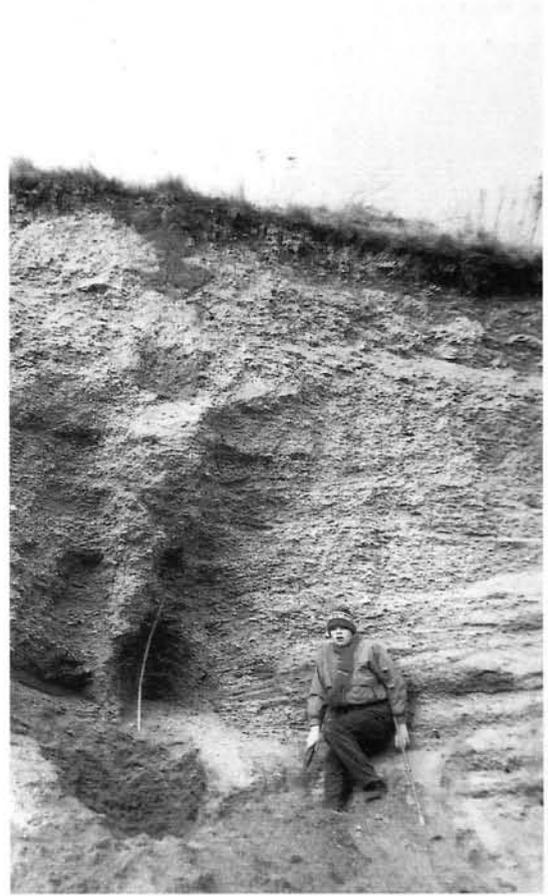


Abb. 14: Rieseneiskeil von 5,0 bis 5,5 m Länge in der Gemeindeg Kiesgrube Winnigstedt (Nr. 16, Karte 1). Südlich Winnigstedt an der Straße Winnigstedt - Mattierzoll gelegen. 0,5 - 0,6 m unterhalb des 1,2 m langen Maßstabs endet die Eiskeilpseudomorphose mit einer Spitze. Füllmasse des Eiskeils in den unteren 3,5 Metern viele Kalkschotter führende Kiese und Schotter, im oberen Teil Kiese mit Löß, der überwiegend auf dem Geländerrücken abgetragen ist. Foto Februar 1994.

Fig. 14 : Very long ice-wedge cast with a length of 5.0 -5.5 m in the gravel pit of Winnigstedt (south of Schöppenstedt - nr. 16, fig. 1). Scale has a length of 1.2 m. 0.5-0.6 m downwards of the scale, the ice-wedge ends with a split. The lower 3.5 m of the structure are filled with gravel that corresponds with the gravel of the whole pit. The upper parts are filled by a mixture of loess and gravel, the upper part contains Weichselian loess. This feature also is of a polygenetic origin. Photo February 1994.

schweig bis Hannover zieht, wurde besonders darauf geachtet, ob ein allmählicher Übergang von einer Flugsandfazies über eine Löß-Flugsand-Fazies zu einer reinen Lößfazies zu beobachten ist. Das Hauptbeobachtungsergebnis lautet, daß der Löß als gelber, im unteren Teil bei ausreichender Mächtigkeit kalkhaltiger Fernlöß abrupt einsetzt. Das geschieht z. B. in Form von etwa 1 m mächtigen Lößdecken im Gebiet von Süplingen (westl. Helm-



Abb. 15: Kleinkeile am Unterrand des E 4-Naßbodens, der in der niedersächsisch-nordhessischen Nomenklatur dem wj 3 γ -Naßboden entspricht. Maßstab 1 m. Foto Sommer 1977. Ehemalige Ziegeleigrube Sudhoff bei Einbeck.

Fig. 15: "Kleinkeile", that means little ice-wedge casts with a length of 0.2 m at the lower ridge of the E 4-Naßboden according to the nomenclature of Schönhalz, Rohdenburg & Semmel (1964). Pit of the former brick factory Sudhoff in Einbeck (southern part of Lower Saxony). Scale 1 m. A permafrost soil cannot be derived from this features. Photo summer 1977.



Abb. 16 : Kissenboden und syngenetische Kleinkeile im Bereich des wj 4 α -Lösses in der ehemaligen Ziegeleigrube Sudhoff bei Einbeck. Maßstab : Breite des Schabers ca. 15 cm. Foto Sommer 1977.

Fig. 16: Same locality as Fig. 15. So called "Kissenboden" and syngenetic mini ice-wedge casts in Weichselian loessic deposits as in Fig 15. Wj 4 α -loess according to the terminology of Rohdenburg & Meyer (1966) in the southern part of the pit. Scale 15 cm broad. Photo summer 1977.

stedt). In Dellen kann der Löss bereits 1 km südlich der nördlichen Lössgrenze in der Kiesgrube Evers am Nordschacht 3-4 m Dicke erreichen. Nur in einem Falle, der durch die Abb. 16 (Nr. 2, Abb. 1) dokumentiert wird, ließ sich eine deutliche Abfolge von 0,6-0,8 m Löss im Top und einer Löss-Flugsand-Sequenz beobachten, wie sie m.W. bisher nirgends abgebildet oder beschrieben wurde. Die hellen und weißgelben Bänder dokumentieren den im tieferen Untergrund und nördlich der nördlichen Lössgrenze anstehenden eozänen terrestrisch entstandenen Sand der nördlichen Helmstedter Mulde. Dieser mehrfache, im unteren Teil des Aufschlusses zu beobachtende Sedimentwechsel ist in der Weise zu deuten, daß anfangs höhere Windgeschwindigkeiten und/oder von N kommende Winde eine bedeutende Rolle gespielt haben müssen, während im weiteren Verlauf der äolischen Prozesse der Ferntransport von typischem feinem gelbem Löss vorge-

herrscht haben muß. Wechselfolgen von echtem äolischem gelbem Löss, der auf Ferntransport hindeutet, und lokalem größerem Material (hier mittel- und unteroligozänen äolischen Sanden) innerhalb mächtiger Jungweichsellössfolgen wurden auch häufig in den Tagebauen Treue und Helmstedt gefunden.

7 Asymmetrische Täler

Nur in zwei Fällen wurden klimatisch bedingte, sekundär-asymmetrische Täler i. S. POSERS & MÜLLERS (1951) innerhalb des Untersuchungsgebietes angetroffen. Es handelt sich um die mehrere Kilometer S-N ziehenden Täler westl. der Lübbensteine (westl. Helmstedt - Nr. 3 a, Abb. 1) und um das bekanntere Schuntertal in seinem Abschnitt zwischen Frellstedt, Süplingen und Süplingenburg (Abb. 18, Nr. 3 b, Abb. 1). Substratunterschiede fallen hier als Er-



Abb. 17: Sequenz von gelb-orangerfarbenem Löß und von Bändern eozänen weißen Sandes in der Heinrich-Kremp-Straße (Stadtgebiet von Helmstedt). Maßstab 1m. Über Maßstab rezenter Boden. Foto Sommer 1965.

Fig. 17: Layer-sequence of yellow orange coloured loess and white Eocene sand in the Heinrich-Kremp-Straße (Helmstedt). Neighbourhood of the Northern loess border in Lower Saxony. Scale 1 m; recent soil above the scale. Photo summer 1965.

klärungursache aus. Das Asymmetrieverhältnis beträgt bei einem Neigungswinkel von 20-25 Grad (E-Hang) und 3-4 Grad (W-Hang) 5:1 bis 6:1, d. h. das Schuntertal schnitt sich seit dem Drenthe-Stadium, deutlich nach E wandernd, allmählich 15-20 m in die hier weit verbreiteten quartären Platten ein und schälte sozusagen die quartären Sedimente von dem älteren Untergrund (eozäne Sande und lockere Keupergesteine) im Rahmen seiner Ostverlagerung ab.

8 Zusammenfassung und Schlussfolgerung

Im zweiten Teil des gleichnamigen Aufsatzes wird mit Hilfe eines reichhaltigen Bildmaterials der recht vielfältige Formenschatz der einzigen echten Dauerfrostbodenanzeiger des Untersuchungsgebietes, der Eiskeile, vorgestellt. Im ersten Teil (Kap. 2) werden saalezeitliche oder vielleicht noch ältere Eiskeilspaltenetze dokumentiert, die in Ahlum (Nr. 18, Abb. 1) Tiefen von 6 m erreichen und sich aufgrund ihres Füllmaterials und der Deckschichten recht gut datie-

ren lassen. In Barmke (Nr. 12, Abb. 1) wurden neben normalen Eiskeilpseudomorphosen mehrere mindestens saalezeitliche Eisgänge, Eisadern und Eisblätter beschrieben. - Die einphasig entstandenen Eiskeile des Untersuchungsraumes mit Längen von 2,0 bis 2,5 Metern sind nach Beurteilung des Füll- und Deckmaterials weichselzeitliche Bildungen (Kap. 3). - Einen weiteren Leckerbissen unter dem periglazialen Formeninventar des Untersuchungsgebietes stellen im Kap. 4 behandelte mehrphasig entstandene Eiskeilpseudomorphosen dar, die entweder nur in einer Eiszeit (wahrscheinlich in der Saaleeiszeit) zwei Eiskeilbildungsphasen erfuhren (Nr. 10, Abb. 1) oder eine saaleeiszeitliche und weichselzeitliche Keilbildung in demselben Eiskeil anzeigen (Nr. 16, Abb. 1). In Kap. 5 werden einige Beispiele von innerweichselzeitlichen, bis 20 cm tiefen „Kleinkeilen“ und Kissenbodenstrukturen behandelt, die beide keinen Dauerfrostboden voraussetzen, sondern temporären, nicht sehr tief reichenden Frostboden. Vom Nordrand der nördlichen Lößgrenze werden als Sonderbeispiel Löß-Flugsand-Folgen bekannt gemacht, die in dieser Form selten bzw. überhaupt noch nicht beobachtet wurden. - Der Abschluß des Dokumentarteils ist einigen sekundär-asymmetrischen Tälern aus dem Raum westlich Helmstedt gewidmet (Nr. 3 a und 3 b, Abb. 1). Anders als in den durchweg quartären Sedimenten des nördlichen Alpenvorlandes (z. B. POSER & MÜLLER 1951; KARRASCH 1970) und in anderen, überwiegend aus quartärem Lockermaterial bestehenden Gebieten stellen in unserem Untersuchungsraum klimabedingte asymmetrische Täler seltene Ausnahmen dar. Während in Teil 1 des gleichnamigen Aufsatzes (Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 46) hauptsächlich Aussagen zur Tiefe des saale- und weichselzeitlichen Auftaubodens gemacht wurden, die sich mit den Ergebnissen POSERS (1947 ff. - zusammenfassend nachzulesen bei WASHBURN 1979, S. 285 ff.) weitgehend decken, sind die in diesem Beitrag gemachten Beobachtungen eher dazu geeignet, mittlere und maximale Eiskeiltiefen für verschiedene Phasen festzulegen. Insgesamt gesehen scheinen die längsten Eiskeile (von 5,5 bis 6 m Länge) auf die Saalekaltzeit oder die Elsterkaltzeit beschränkt zu sein. Aus diesem Zeitraum stammen auch die einzigen syngenetischen bzw. synchronen Eiskeile (Oker-Mittelterrasse nördl. Isingerode - Nr. 23, Abb. 1) und mehrere Eiskeilspaltenetze. - Fast alle weichselzeitlichen Eiskeile wurden nicht länger als 2 m. Nur in einem Falle erreichte ein mehrphasig entstandenes weichselzeitliches Gebilde in einem vollständigen weichselzeitlichen Lößprofil eine Länge von knapp 5 Metern (BROSCHÉ & WALTHER 1991, S. 26, Abb. 9). Zu dem von LOOK (1967) angeblich entdeckten Pinggo im Ostelm nördlich von Eitzum vermag ich keine abschließende Aussage zu machen. KARTE & LIETKE

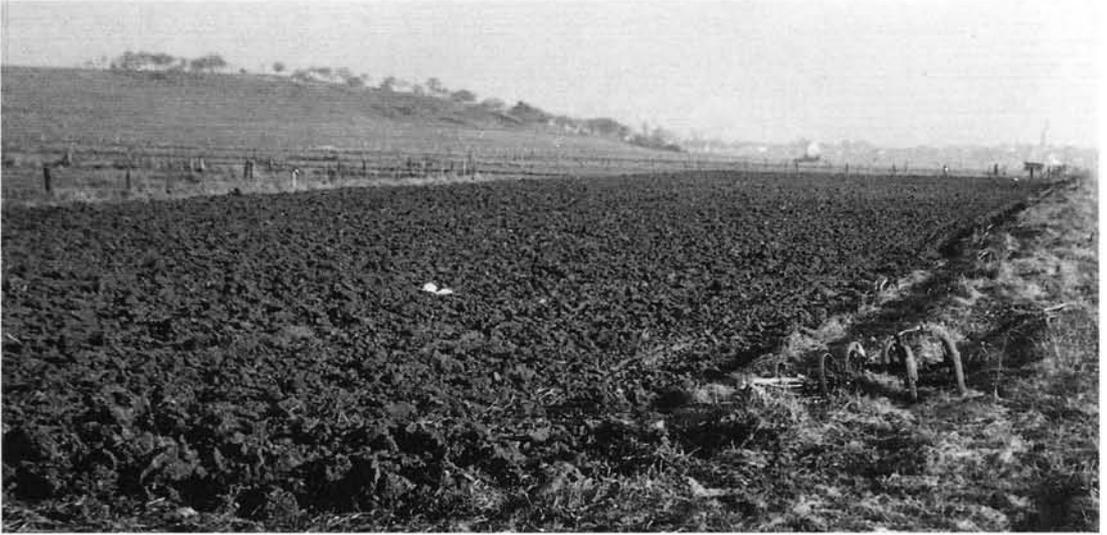


Abb. 18: Sekundär-asymmetrisches Schuntertal südöstl. Süplingen (Nr. 3b, Karte 1). Blick in südliche bis südöstliche Richtung. Der Steilhang mit maximalen Neigungen von 20 - 25 ° besteht im unteren Teil aus eozänen Sanden (links) bzw. Mergeln des Mittleren Keupers (rechts). Im oberen Teil stehen glazifluviale (wahrscheinlich drenthezeitliche) Sedimente an, die wie in der benachbarten Eversschen Kiesgrube von Grundmoräne und weichselzeitlichem Löß bedeckt sind. Foto Sommer 1966.

Fig. 18: Climatic asymmetric valley of the Schunter river north of Frelstedt (southwest of Helmstedt - nr. 3b, fig. 1). The observer looks from Northwest to Southeast in the valley, which extends here from South to North. The steel slope shows an inclination of 20 - 25°. The slope consists of Eocene sand (in the left part) and Keuper marl (in the right part) at the bottom and probably Saalian material and Weichselian loess in the top. Photo summer 1965.



Abb. 19: Syngenetische Kryoturbationsformen (Taschen- bzw. Wannentböden) in der Oker-Mittelterrasse nördl. Isingerode (südl. Wolfenbüttel). Ehemals vorhandener Würm-Löß im Hangenden künstlich entfernt. Schluffige Zwischenlagen begünstigten die Entstehung der frostdynamischen Strukturen. Wandhöhe ca. 3 m-3,5 m. Foto Februar 1995.

Fig. 19: Syngenetic cryoturbation forms ("Taschen"- or "Wannenböden") in the middle terrace of the Oker river (south of Wolfenbüttel). Würmian loess existing at the top formerly has been put away by men. Silty layers favoured the formation of the cryoturbation packets. Height of the exposure 3 - 3.5 m. Photo. February 1995.

(1979 - in WASHBURN 1979, S. 300 abgedruckt) sind offenbar nicht gewillt, diese Form als echten Pingo anzuerkennen.

Während die Eiskeile als echte Dauerfrostbodenindikatoren anzusehen sind, trifft dies auch nach meiner Auffassung nur für die Kryoturbationsformen (Würgeböden in mehr oder weniger homogenem Schottermaterial am Weddebach nördl. des Harlberges bei Vienenburg und in der Oker-Mittelterrasse bei Isingerode - Teil 1 in Bd. 46 von E. u. G.) zu, die erhebliche vertikale Ausmaße von 1,0 bis 1,5 m aufweisen, im letzteren Fall sogar deutlich syngenetische Formen i. S. von GALLWITZ (1949) bzw. synchrone Formen i. S. von KAISER (1960) darstellen. Für die sekundär-asymmetrischen Täler besteht schon seit langem Einigkeit darüber, daß sie keine strengen Dauerfrostbodenanzeiger sind.

Während man bis 1960 und danach noch annahm, daß ein geschlossener Dauerfrostboden Jahresdurchschnittstemperaturen von wenigstens -2° voraussetze (KAISER 1960: 135) und unter diesen Umständen aktive Eiskeilbildung möglich sei, herrscht heute die Erkenntnis vor, daß Eiskeile zu ihrer Entstehung eine Jahresdurchschnittstemperatur von mindestens -6° (SEMMELE 1975:18) benötigen. Unter Anwendung dieser Erkenntnisse läßt sich für den Untersuchungsraum, in dem heute Jahresmitteltemperaturen von $8-9^{\circ}$ herrschen, schließen, daß während der kältesten Abschnitte der Saale- und Weichseleiszeit (vielleicht auch schon in der Elsterzeit), in denen die Eiskeile und Eiskeilnetze entstanden sind, eine Temperaturdepression von mindestens 14 bis 15 Grad anzusetzen ist.

9 Dank

Herr Priv.-Doz. Dr. M. Walther, Inst. f. Geogr. Wiss. der FU Berlin, Fachrichtung Physische Geographie, führte mit mir gemeinsam viele Untersuchungen in den Tagebauen der Braunschweigische Kohlebergwerke, Helmstedt (BKB), durch. Dafür gilt ihm mein Dank.

10 Schriftenverzeichnis

- BARTELS, G. & ROHDENBURG, H. (1968): Fossile Böden und Eiskeilhorizonte in der Ziegeleigrube Breinum und ihre Auswertung für die Reliefentwicklung im Jungquartär. - Göttingen Bodenkundliche Berichte, **6**: 109 - 126; Göttingen.
- BROSCHKE, K.-U. (1964): Über Periglazialerscheinungen im Lappwald und in seinem nächsten Vorland. - Seminararbeit Universität Göttingen, angefertigt bei Prof. Dr. H. Poser, unveröffentlicht; 80 S.; Göttingen.
- (1968): Struktur- und Skulpturformen im nördlichen und nordwestlichen Harzvorland. - Göttinger Geographische Abhandlungen, **45**: 236 S., 2 Textabb., 10 Beilagen; Göttingen.
- (1969): Über die Beziehungen von Rumpfflächen zu Schichtkämmen und Schichtstufen sowie Beobachtungen an einigen wichtigen Strukturformtypen, erläutert an Beispielen aus dem nördlichen und nordwestlichen Harzvorland. - Zeitschr. f. Geomorph., **13**: 207 - 216; Berlin.
- (1996): Wirkungen des pleistozänen kaltzeitlichen Klimas, insbesondere des Bodenfrostes, in den Sedimenten des östlichen Ostfalen (Raum Hannover - Wolfsburg - Helmstedt - Bad Harzburg - Salzgitter Bad - Hannover) Teil 1. Eiszeitalter und Gegenwart, **46**: 1-17. Hannover 1996.
- & WALTHER, M. (1978): Die jungpleistozänen Lößdeckschichten der Braunkohlentagebaue der Braunschweigischen Kohlebergwerke (BKB) zwischen Helmstedt und Schöningen. - Eiszeitalter und Gegenwart, **28**: 51-67; Öhringen.
- & WALTHER, M. (1991): Untersuchungen zur Lößstratigraphie und jungpleistozänen Formung in Südniedersachsen und im östlichen Westfalen. - Geographica - Oekologica. - Arbeiten zur Geographie und Ökologie, **2**: 52 S., 13 Abb., 2 Karten, 7 Fotos auf 3 Tafeln; Berlin.
- BRÜNING, H. (1956): Fossile Frostbodenerscheinungen aus dem Stadtgebiet von Magdeburg und aus der Magdeburger Börde. - Hallesches Jahrbuch für Mitteldeutsche Erdgeschichte, **2**, 3; Halle.
- (1957): Eiszeitliche „Klein-Frostbodenformen“ im Talrandlöß von Magdeburg. - Hallesches Jahrbuch für Mitteldeutsche Erdgeschichte, **2**, 4; Halle.
- (1958): Museumsarbeit in den Baugruben einer Großstadt. - Der Präparator, Zeitschrift für Museumstechnik, **4**.
- (1959): Periglazialerscheinungen und Landschaftsgenese im Bereich des mittleren Elbetales bei Magdeburg. - Studien über die Periglazialerscheinungen in Mitteleuropa, herausgegeben von Hans Poser, Göttinger Geographische Abhandlungen, **6** Abb., 18 Fig. als Beilagen, 80 S.; Göttingen.
- (1966): Vorkommen und Entwicklungsrhythmus oberpleistozäner Periglazial-Erscheinungen und ihr Wert für pleistozäne Hangformung. - Forsch. z. Dtsch. Landeskunde **156**, 94 S. und 52 Abb., Bad Godesberg.
- GOEDECKE, R. (1966): Die Oberflächenformen des Elm. - Göttinger Geogr. Abhandlungen, **35**; Göttingen.
- HEMPEL, L. (1955): Frostbodenbildung und Lößanwehung in der Würmeiszeit auf Muschelkalk und Buntsandstein bei Göttingen. - Abhandlungen der Akademie d. Wiss. u. d. Lit. in Mainz. Math.-naturwiss. Kl., Jhg. **1955**, Nr. 2; Mainz.
- HERRMANN, R. (1929): Erdgeschichtliche Grundfragen der Oberflächenformung in Mitteleuropa. Festschrift des 23. Deutschen Geographentages in Magdeburg, hrsg. von O. SCHLÜTER & E. BLUME: 71 - 108; Braunschweig / Berlin / Hamburg.
- KAISER, K. (1958): Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. - Eiszeitalter und Gegenwart, **9**: 110 - 129, Öhringen.
- (1960): Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. - Eiszeitalter und Gegenwart, **11**: 121 - 141, Öhringen (Rau).
- (1966): Das Quartär zwischen Harz und Elbe. - Eiszeitalter und Gegenwart, **17**: 200 - 204; Öhringen.
- KEILJACK, K. (1931): Über „atektonische Faltung“ (Stiche) in der Trias des Harzvorlandes und über einen merkwürdigen Fall des Hakenschlagens. - Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges., **83**.
- LIETKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. - Forschungen zur Deutschen Landeskunde, **204**; Bonn - Bad Godesberg.
- LOOK, E. R. (1968): Geologisch-stratigraphische Untersuchungen in Sedimenten der Elster- und Saale-Eiszeit (Pleistozän) am Elm, östlich Braunschweig. Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Technischen Hochschule Hannover, **6**: 108 S., 18 Abb., 4 Tab., 27 Taf.; Hannover.
- (1984): Geologie und Bergbau im Braunschweiger Land. - Berichte der Naturhistorischen Ges. Hannover, **127**: 1 - 467; Hannover.
- LUDWIG, A. (1958): Beobachtungen im Pleistozän des nordöstlichen Harzvorlandes. - Geologie, **7**: 769 - 793; Berlin.
- MANIA, D. U. TOEFFER, V. (1973): Königsau, Gliederung, Ökologie und mittelpaläolithische Funde der letzten Eiszeit. - Veröffentlichungen des Landesmuseums f. Vorgeschichte Halle, **26**: 164 S.; Halle.
- MANIA, D. (1965): Stratigraphie, Genese und Paläökologie des Quartärs in der Ascherslebener Depression und ihrer Umgebung. - Diss. Halle.
- (1967): Das Jungquartär aus dem ehemaligen Ascherslebener See im Nordharzvorland. - Petermanns Geographische Mitteilungen, **111**: 257 - 273; Gotha.

- & STEICHEMESSER, H. (1970): Jungpleistozäne Klimazyklen im Harzvorland. - Petermanns Geographische Mitteilungen, Erg.-Heft, **274**: 39 - 55; Gotha.
- MERKT, J. (1968): Erläuterungen zur Karte der Lößverbreitung in Südniedersachsen. - Geol. Jahrbuch, **86**: 107 - 112; Hannover.
- POSER, H. (1947 a): Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. - Naturwissenschaften, **34**: 10 - 18, Berlin.
- (1947 b): Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. - Naturwissenschaften, **34**: 262 - 267 und 323 - 328; Berlin.
- (1948 a): Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würm-Eiszeit. - Erdkunde, **2**: 53 - 68; Bonn.
- (1948 b): Aolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. - Naturwissenschaften, **9**: 269 - 275 und 307 - 312; Berlin.
- (1951): Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. Eiszeitalter und Gegenwart, **1**: 27 - 55; Öhringen (Rau).
- ROHDENBURG, H. (1965): Die Muschelkalk-Schichtstufe am Ostrand des Sollings und Bramwaldes. - Göttinger Geogr. Abh., **33**; Göttingen.
- (1966): Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. - Mitteilungen d. Deutschen Bodenkundl. Ges., **5**: 137 - 170; Göttingen.
- (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa. - Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. - Göttingen Bodenkundl. Berichte, **6**: 3 - 107; Göttingen.
- & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. - Mitteilungen der Deutschen Bodenkundl. Gesellschaft, **5**: 5 - 131; Göttingen.
- SCHÖNHALS, E., SEMMEL, A. & H. ROHDENBURG (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. - Eiszeitalter und Gegenwart, **15**: 199 - 206; Öhringen.
- SEMMEL, A. (1985): Periglazialmorphologie. - Erträge der Forschung, Bd. 231. Wiss. Buchgesellschaft Darmstadt. 50 Abb. im Text. Darmstadt.
- TROMBOTTO, D. & AHUMADA, A.-L. (1995): Die Auswirkung alter Kryo-omere auf die „Rodados Patagonicos“ in Nordpatagonien, Argentinien. - Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. **45**: 93 - 108. Stuttgart.
- WALTHER, M. (1979): Verbreitung und Stratigraphie letzteiszeitlicher Lößfolgen in der norddeutschen Lößzone südlich der nördlichen Verbreitungsgrenze bis zu den Mittelgebirgen hin (Nordrhein-Westfalen, Südniedersachsen). - Schriftliche Staatsexamensarbeit, Wiss. Landesprüfungsamt Berlin; Berlin.
- WALTHER, M. & BROSCHE, M. (1983): Zur Bedeutung der Lößstratigraphie für die Rekonstruktion des jungpleistozänen Klimas im nördlichen Mitteleuropa am Beispiel norddeutscher Lößprofile. - Ber. naturhist. Ges. Hannover, **125**: 97 - 159; Hannover.
- WASHBURN, a. L. (1979): Geocryology. - A survey of periglacial processes and environments. 406 S. London.
- WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 29. 08. 1996

Eiszeitalter u. Gegenwart	47	107 — 111 5 Abb.	Hannover 1997
---------------------------	----	---------------------	---------------

Ein frühweichselzeitliches Profil bei Rahden-Welle (nördliches Wiehengebirgsvorland, Nordrhein-Westfalen)

KLAUS SKUPIN & RÜDIGER STRITZKE*)

Pleistocene, Early Weichselian, mapping, gravel and pollen analysis

Kurzfassung: Bei Aushubarbeiten an der Kläranlage in Rahden-Welle wurden Niederterrassenablagerungen der Kleinen Aue ergraben. Unter Auen- und Talsanden erschloß sich eine 1-2 m mächtige Silt- und Torfschicht, auf die im Liegenden vermutlich saalezeitliche Schmelzwassersande folgten. Der pollenanalytischen Bearbeitung der Torfschicht zufolge prägten vor allem Gräser sowie Kiefer und Birke das damalige Landschaftsbild. In Verbindung mit dem Nachweis erheblicher Heliophytenanteile erlaubt das pollenfloristische Material eine Einstufung in das Herning-Stadial der frühen Weichsel-Kaltzeit.

[An Early Weichselian section near Rahden-Welle]

Abstract: During excavations for a purification plant in Rahden-Welle lower terrace deposits of the „Kleine Aue“ were found. Meltwater layers of probably Saalian age were overlain by peaty, silty and sandy depositions. Pollenanalytical investigation of the peat records the dominance of grass, pine and birch in the scenery. Together with considerable amounts of heliophytes the pollen assemblage indicates an Herning stadial age (early Weichselian) of the investigated layer.

1 Einleitung

Bei der geologischen Kartierung des Blattes 3517 Rahden im nördlichen Wiehengebirgsvorland wurde eine temporär aufgeschlossene Baugrube im Bereich der Kläranlage „Am Stellerdamm“ in Rahden-Welle untersucht (Abb. 1). Erschlossen waren weichselzeitliche Ablagerungen der Kleinen Aue, einem Quellfluß der Aue, welche der Hunte zufließt. Der Untergrund war bis auf eine Tiefe von etwa 6 m großräumig aufgeschlossen.

2 Geologie

Den quartären Untergrund des Blattes Rahden bilden 10-30 m mächtige Sedimente des Mittel- bis Jungpleistozäns, deren Basis Schmelzwassersedimente und Geschiebemergel der Elster-Kaltzeit mar-

kieren (DEUTLOFF 1986). Im Hangenden folgen zumeist Mittelterrassen-Ablagerungen der Weser, deren Verlauf im Vorfeld des saalezeitlichen Inlandsees damals E-W gerichtet war (ROHDE 1994). Im Bereich von Rahden und Wehe finden sich in Geländekuppen saalezeitliche Sedimente erhalten, die als Teil eines SE-NW gerichteten Stauchmoränenrückens, der Hiller Staffel, anzusprechen sind (WORTMANN 1971, SKUPIN & SPEETZEN i. Vorb.). Den oberflächennahen Untergrund des unmittelbaren Untersuchungsgebietes bilden zumeist fluviale Sedimente der Weichsel-Kaltzeit und des Holozäns sowie holozäne Moor- und Anmoorbildungen. Derartigen Ablagerungen entstammt das untersuchte Profil der Kläranlage Rahden-Welle. Es läßt sich in drei Abschnitte gliedern mit Sanden und Kiesen im oberen und unteren Teil sowie kryoturbar stark verformten Silten und Torfen dazwischen (Abb. 2 und 3). Den tieferen Untergrund erschloß eine unmittelbare benachbarte Spülbohrung, die bei 17 m Teufe endete. Demnach folgen im Liegenden des Profils siltige Sande und sandige Kiese über Tonsteinen der Unterkreide. Die sandigen Kiese repräsentieren aufgrund ihres Gehaltes an nordischen Kristallinschieben entweder weichselzeitliche Terrassenkörper oder saalezeitliche Rinnenfüllungen.

3 Paläobotanik 3.1 Methodik

Die Probenentnahme für die Pollenanalyse erfolgte engständig im Abstand von 5 bis 10 cm. Die Pollenaufbereitung geschah nach einer Vorbehandlung mit KOH und 45%iger HF nach der Acetolyse-Methode von Erdtmann. Abschließend wurden das Probenmaterial gesiebt (10 µm). Die Berechnungsgrundlage für die Pollentaxa ist die Summe aller Baumpollen (BP). Das Pollendiagramm ist in sog. „local pollen assemblage zones“ (LPAZ), lokale Pollenvergesellschaftungszonen unterteilt worden. Zur Artbestimmung von *Betula* wurden in repräsentativen Proben die Korndurchmesser ermittelt. Die Messung erfolgte von einer Wand zur gegenüberliegenden Pore.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. K. SKUPIN und Dr. R. STRITZKE, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Postfach 1080, 47710 Krefeld

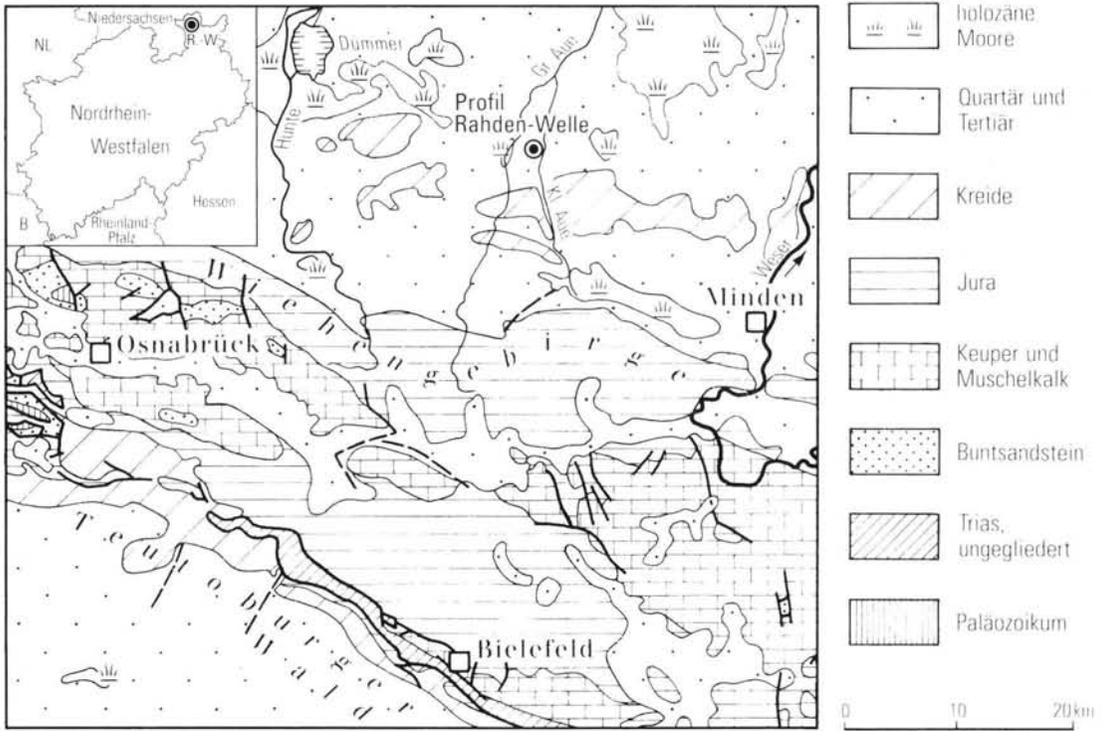


Abb. 1: Untersuchungsgebiet und Lage des Profils Rabden-Welle.
 Fig.1: Study area and location of section Rabden-Welle.

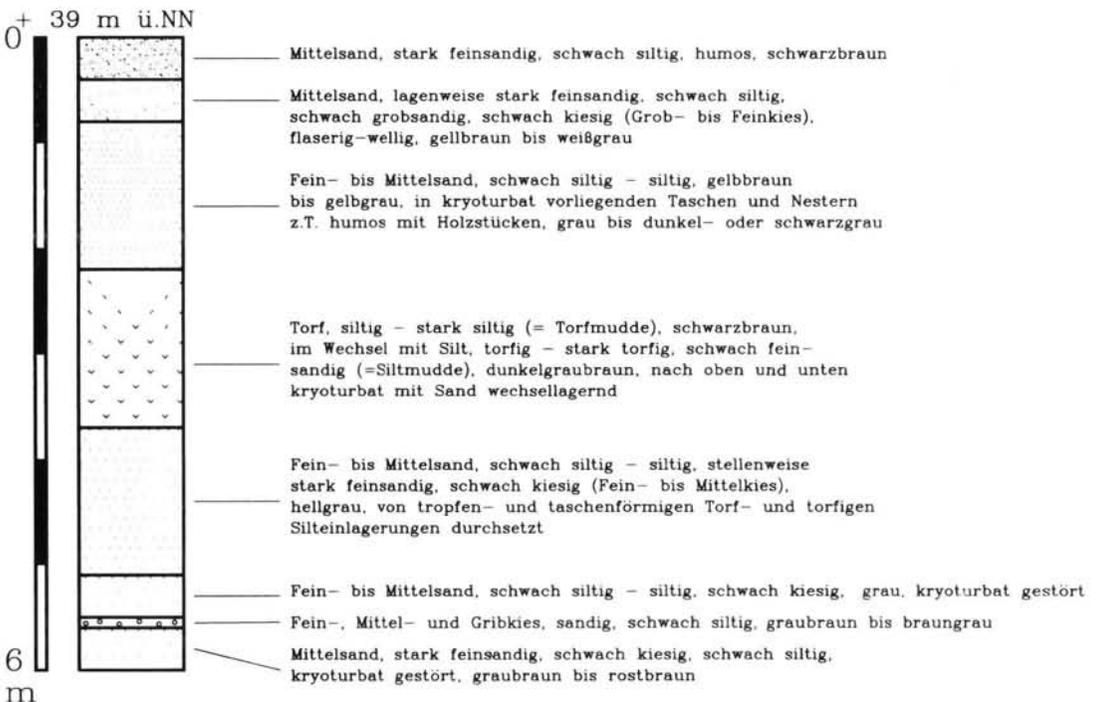


Abb.2: Profil Rabden-Welle.
 Fig.2: Section Rabden-Welle.

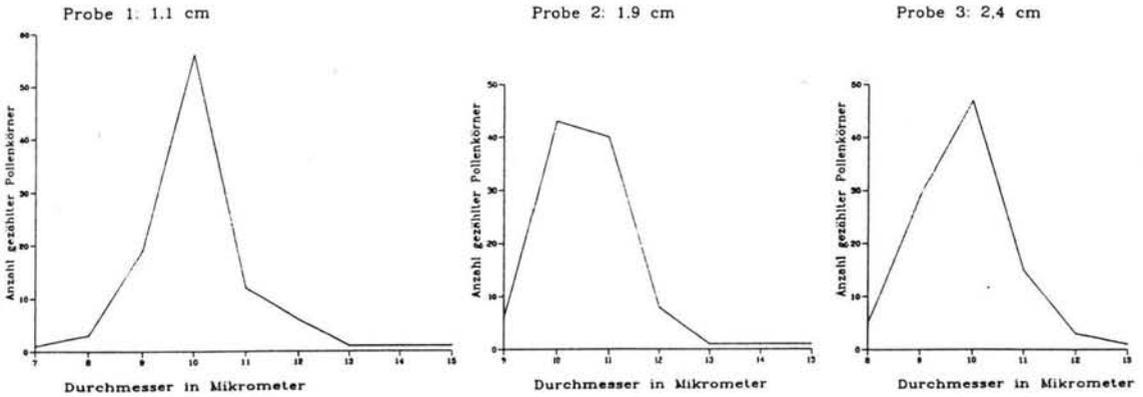


Abb. 5: Verteilung der Birkenpollen-Durchmesser in drei repräsentativen Proben des Profils Rabden-Welle.
Fig. 5: Distribution of birch pollen diameters within three representative samples of section Rabden-Welle.

2. Zone R II

(Cyperaceae-Poaceae-Betula-Pinus-LPAZ)
(1,90-1,85 m)

In dieser geringmächtigen Übergangszone nehmen die Pollen krautiger Pflanzen gegenüber denen der Gehölze an Bedeutung zu. Die Kiefer ist deutlich rückläufig und wird vorübergehend von der Birke überflügelt. Andere Gehölzpollen treten nur sporadisch in sehr geringen Quoten auf; sie dürften sämtlich eingeweht sein. Die Kurve der Süßgräser schneidet in dieser Zone die der Sauergräser. Sauergräser werden im Hangenden das dominierende Florenelement. Andere Nichtbaumpollen sind in geringen Mengen nachgewiesen.

Die *Betula*-Werte weisen Maxima bei 20 und 22 μm auf (Abb. 5b). Demzufolge ist auch hier ein *Betula nana*-Vorkommen anzunehmen.

3. Zone R III

(Poaceae-Cyperaceae-Pinus-Betula-LPAZ)
(0,02-1,75 m)

Kiefer und Birke bleiben die vorherrschenden Gehölze, wobei im Verlaufe der Zone die Kieferkurve leicht ansteigt, die der Birke abfällt. Die Fichte wird im oberen Teil der Zone wieder etwas bedeutsam; ihre Kurve ist fast geschlossen.

Die dominierenden Florenelemente aber sind die Pollen krautiger Pflanzen, vor allem die der Süß- und Sauergräser. Auffallend ist darüber hinaus eine deutliche Zunahme vieler Heliophyten: Beifuß (*Artemisia*), Wiesenraute (*Thalictrum*), Nelkengewächse (*Caryophyllaceae*), Korbblütler (*Asteraceae*). Sie erreichen Maxima bis zu 24%. Ergänzt wird dieses Spektrum durch Pollen der Gänsefußgewächse (*Chenopodiaceae*), Erikagewächse (*Ericaceae*) und Mädesüß (*Filipendula*).

Die *Betula*-Körner messen durchschnittlich 20 μm

(Abb. 5c). Es dürfte sich auch hier um ein *Betula nana*-Vorkommen handeln.

4 Diskussion

Der pollenanalytische Befund dokumentiert eine baumbestandene Tundrenlandschaft mit Kiefern und Birken, die sich allmählich in eine halboffene Taigalandschaft wandelt, denn es treten im oberen Teil verstärkt Heliophyten in Erscheinung. Diese Vegetationsform wird als forest/tundra ecotone bezeichnet, eine Vegetationszone zwischen Tundra und Taiga oder dem borealen Kiefern- und Birkenwald (EDMONSPOHL 1995). Derartige Vegetationsverhältnisse finden sich wiederholt in Stadialen und Interstadialen. Da sich die beschriebene Torfschicht aber in glazigenen Sedimenten befindet, die jünger als saalezeitlich sind, kommt nur ein weichselzeitliches Alter in Betracht. Darüber hinaus lassen sich die pollenanalytischen Gegebenheiten gut mit frühweichselzeitlichen Sequenzen anderer Gebiete Mitteleuropas konnektieren.

So beschreiben MENKE & TYNNI (1984) aus Westholstein ein eem- bis frühweichselzeitliches Profil in Riederstall. Ihre Zone WF I (Herning-Stadial) läßt sich durch ein kleines *Betula*-Maximum (WF Ib) untergliedern. Im darüberliegenden Abschnitt (WF Ic) nimmt der Anteil der Heliophyten deutlich zu. Diese Beobachtungen lassen sich mühelos mit den Zonen R II und R III in Rahden verknüpfen.

Ähnliche Übereinstimmungen finden sich auch mit den Oerel-Bohrungen in Niedersachsen BEHRE & LADE (1986). Auffallend sind insbesondere Übereinstimmungen mit der Zone WF I, die dem Herning-Stadial zugeordnet wird.

LITT (1990) dokumentiert aus der Grube Gröbern in Sachsen eine saale- bis weichselkaltzeitliche Abfolge. Die frühweichselzeitliche Pollenzone WF I stimmt in ihrer palynologischen Zusammensetzung

mit der gleichnamigen Zone aus Oerel-Bohrungen weitgehend überein. Außerdem wird im höheren Teil dieser Zone ein steigender Heliophyten-Anteil (u. a. *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Thalictrum*) beschrieben. Dieser Abschnitt läßt sich unmittelbar mit der Zone R III aus Rahden vergleichen. Auch dort steigt der Heliophytenanteil signifikant. Aufgrund dieser eindeutigen mikrofloristischen Übereinstimmungen ist es plausibel, den untersuchten torfigen Profilabschnitt des Aufschlusses in Rahden-Welle dem Heming-Stadial der frühen Weichsel-Kaltzeit zuzuordnen.

5 Danksagung

Die Stadt Rahden stellte das Bodengutachten zur Kläranlage Rahden-Welle, erstellt durch das Erdbau-labor und Ingenieurbüro Schlemm, zur Auswertung zur Verfügung.

6 Schriftenverzeichnis

BEHRE, K.-E., & LADE, U. (1986): Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetations-ablauf.-Eiszeitalter u. Gegenwart, **36**: 11-36, 12 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Öhringen.

EDMONTSPOHL, A.-F. (1995): The northwest European vegetation at the beginning of the Weichselian glacial (Brorup and Odderade interstadials) - new data for northern France.-Rev. Palaeobot. Palynol., **85**: 231-242, 8 Abb.; Amsterdam.

LITT, T. (1990): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Klimaentwicklung während des Jungpleistozäns in den Becken von Gröbern und Grabschütz.- Altenburger naturwiss. Forsch., **5**: 92-105, 5 Abb., 3 Tab; Altenburg.

MENKE, B., & TYNNI, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstell/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung.- Geol. Jb., **A/76**: 1-120, 18 Abb., 7 Tab., 9 Taf.; Hannover.

DEUTLOFF, O. (1986): Blatt C 3914 Bielefeld.-Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100.000, **C 3914**: 1 Kt., mit Erl. von DEUTLOFF, O. & KÜHN-VELTEN, H., & MICHEL, G.: 104 S., 19 Abb., 2 Tab.; Krefeld.

ROHDE, (1994): Weser und Leine am Berglandrand zur Ober- und Mittelterrassen-Zeit. - Eiszeitalter u. Gegenw., **44**: 106-113, 2 Abb.; Hannover.

SKUPIN, K. & SPEETZEN, E. (i.Vorb.): Die Stauchmoräne von Oppenwehe bei Rahden (TK 3517 Rahden, nördliches Wiehengebirgsvorland). - Osnabrücker naturwiss. Mitt.

WORTMANN, H. (1971), unter Mitarb. von MICHEL, G., & REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 3617 Lübbecke und Blatt 3618 Hartum. - Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, Erl., 3617, 3618 : 214 S., 24 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld.

Manuskript eingegangen am 09.07.1996

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	47	112 — 119 5 fig.	<i>Hannover 1997</i>
----------------------------------	----	---------------------	----------------------

Paleovegetation in West Africa for 18.000 B.P. and 8.500 B.P.

DIETER ANHUF*

Quaternary, paleoclimate, paleovegetation, savannas, dry forest, semi-deciduous and evergreen rainforests

Abstract: The investigations were concentrated on the reconstruction of former vegetation patterns for the Sudanian and Guinean savannas as well as tropical semi-evergreen and evergreen rainforests. A number of research projects concerning changes in the vegetation cover have shown that even tropical regions have been effected by the enormous climatic oscillations of the last 20,000 years. The problem linked to the judgement of a changing vegetation is the increasing effect of human influence on the appearance of the West African vegetation cover. Thus, all investigations of the temporal change in tropical ecosystems are confronted with the fact that areas which have not been influenced by man can rarely be found. The primary question is which formations of vegetation may allow us to draw conclusions applicable to a nearly natural vegetation. A first step is the estimation of potential forest communities under recent climatic conditions.

The derivation of the paleovegetation of West Africa was based on varied published information concerning paleoclimate and paleovegetation. This information is bound to the subjects of archaeology, geomorphology, dendrochronology, palynology, deep-sea-core and isotope analysis. By derivation of the numeric relations between natural vegetation and climate under recent conditions, according models of analogous vegetation climate of paleoclimatic conditions could be drawn. Presented are paleovegetation maps of West Africa for 18.000 B.P. (glacial climatic pessimum) and 8.500 B.P. (postglacial climatic optimum).

[Paläovegetation in West-Afrika vor 18000 und 8500 Jahren vor heute]

Kurzfassung: Die Arbeiten konzentrierten sich darauf, eine Rekonstruktion früherer Vegetationsmuster für die sudanischen und guineensischen Savannenlandschaften sowie für die tropischen halbimmergrünen und immergrünen Feuchtwälder zu erstellen. Zahlreiche Untersuchungen zum zeitlichen Vegetationswandel haben gezeigt, daß auch die tropischen Regionen von den nachhaltigen Klimaoszillationen der letzten 20.000 Jahre nicht unbeeinflusst geblieben sind. Ein zentrales Problem bei der Beurteilung einer sich wandelnden Vegetation ist der in den jüngeren Zeitabschnitten (ab ca. 8.500 B.P.) zunehmend anthropozogen induzierte Einfluß auf die Ausprägung der tropischen Pflanzendecke.

So sehen sich sämtliche Arbeiten zum zeitlichen Wandel tropischer Ökosysteme mit dem Problem konfrontiert, daß

über die Erfassung der rezenten Vegetationsbedeckung sicherlich nur in Ausnahmefällen die natürliche Vegetation erfaßt wird. Es stellt sich zunächst die Frage, welche Vegetationsformation Hinweise auf ein noch weitgehend natürliches Pflanzenkleid liefert.

Das Material, das eine vegetationsökologische Analyse der Zeitscheiben 18.000 und 8.500 B.P. ermöglicht, wurde zunächst über eine Dokumentation vorhandener Informationen zu Paläovegetation und Paläoklima zusammengestellt. Es handelt sich dabei um Informationen aus den Sachgebieten Archäologie, Geomorphologie, Dendrochronologie, Paläobotanik, Palynologie, Tiefseebohrung und Isotopenanalyse. Der nächste Schritt enthält die Ableitung rechnerischer Beziehungen der aktuellen Vegetation zu Klima und Boden. Diese Modelle dienen dazu, die rezenten (aktuellen) Analogien Vegetation/Klima auch auf die Paläozeitscheiben anzuwenden. Vorgestellt werden Karten der Vegetationsbedeckung West-Afrikas für 18.000 B.P. (Klimapessimum) und post 8.500 B.P. (nacheiszeitliches Klimaoptimum).

Introduction

Vegetation maps for 18.000 B.P. (higher aridity than today) and 8.500 B.P. (higher humidity than today) were to be drawn. Before these maps could be made the potential quasi-natural vegetation formations in West Africa under recent climatic conditions had to be investigated.

The problem facing nearly all research work on changes in tropical ecological systems is that the registration of contemporary vegetation only seldom encompasses the natural vegetation. Which types of vegetation indicate a more or less natural vegetation, however?

The geo-botanical analysis necessary herefore were undertaken in the Ivory Coast, a country which can be divided in two floristic areas: the Guinea region in the south and the Sudan region in the north.

The tropical ombrophile forests which dominate the floristic Guinea region can again be subdivided into evergreen ombrophile forests, in which the annual dry season does not exceed one to two months, and into semi-deciduous ombrophile forests with not more than three to four months of dry season (ANHUF & FRANKENBERG, 1991).

The Sudan region is dominated by summer-green forests. Most trees shed their leaves during the arid

* Address of the author: Priv.-Doz. Dr. D. ANHUF, Geographisches Institut der Universität Mannheim, 68131 Mannheim

season, as it lasts for more than four months. The northward decrease in precipitation which is combined with the prolongation of the arid season allows yet another subdivision of these forests into dense dry forests (forêts denses sèches) and open dry forests (forêts sèches), the latter of which grow in regions in which the arid season lasts longer than half a year (ANHUF & FRANKENBERG, 1991).

Estimating the potential forest types under consideration of the contemporary climatic conditions was the first step of the analysis. The tree as such represents an essential element for the stability of the landscape within a certain forest type, as well as being an important indicator for the West African savanna. An important aspect of the change in vegetation in the sense of landscape degradation is described by the changing patterns of tree types.

But why is this question so important? Is it not enough to simply equalize vegetation and precipitation zones in order to define the borders of landscape areas? The idea that the character, as well as the border of a landscape can be drawn by only one of numerous natural factors automatically leads to the idea of a shrinking or perhaps expanding of the recent existing vegetation formations.

Investigations in Senegal and the Ivory Coast, as well as works of SCHULZ & POMEL (1992) and NEUMANN (1988) have shown that man has hardly been considered in reconstructing the climate and vegetation throughout climatic changes. In actual fact, the landscape-development of West Africa has been influenced by man in three main phases. As early as 7.000 B.P. and even more so after 4.000 B.P., sustainable impacts of man influenced the savanna and forest regions of sub-saharan West Africa. Impact of man during this time changed and formed the vegetation. Primarily, the hunting and grazing fires were of limited effect. Thereafter, increased numbers of livestock caused essential changes in vegetation. On the one hand, this led to a more open landscape and on the other hand it meant a reduction of tree- and shrub-vegetation. Furthermore it creates a different spectrum of plant species. Trees and shrubs such as *Acacia albida* and *Acacia laeta* were supported by distribution as zoochoric elements.

Not only grazing and burning are responsible for less dense vegetation, however. The main cause lies in the specific selection and support of different trees and shrubs serving human nutrition. The same applies for grasses and herbs. Out of the tree-savannas and open dry-forests so-called park-savannas have emerged because trees and shrubs have been, and still are, of greatest importance for the human diet. These park-savannas can be described as integrated land use systems with fruit trees and crops. Typical trees of park-savannas are: *Balanites aegypt-*

tiaca, *Acacia albida*, *Sclerocarya birrea*, *Adansonia digitata*, *Butyrospermum parkii*, *Parkia biglobosa*, *Daniellia oliveri*, *Lophira alata*, *Borassus aethiopicum* and *Elaeis guineensis*.

A further massive impact on the vegetation of the Sudanian and Guinean Zone can be recalled as of 3.000 - 2.500 B.P. when iron ore extraction and iron processing began. The production of iron was based on charcoal: the smelting process required 100 kg of wood to obtain 5 kg of metal (KADOMOURA 1989).

In order to create a map with potential quasi-natural vegetation formations in West Africa, testing areas (1 ha) were chosen in the Sudanian and Guinean domain, in which all tree species were identified and counted. The inventories in anthropogenic or zoogenic influenced testing areas were compared with those of quasi unaffected areas (factor analysis - ANHUF 1994). The comparison of all the 229 savanna and forest test plots enabled a numerical statement of the anthropogenic influenced vegetation, and in addition to this, a reconstruction of the vegetation cover without human impact (fig. 1).

The hyperombrophile forest can not exist in regions with more than 1800 mm of precipitation a year and a maximum one month dry period. This type of forest can only be found in the farthest southwest and southeast of the Ivory Coast.

Most regions with ombrophile evergreen forests have an annual rainfall of approx. 1400/1500 - 1800 mm. Also here the dry period does not last longer than one or two months.

In summary, one can say that the northern boundaries of the ombrophileforests lie at approximately 1400 mm (minimum) annual precipitation.

The continuation of the ombrophile forests is the transitional zone of dense semi-deciduous ombrophile forests which are characterized by a humid season lasting up to eight to nine months. It can be said that its northern expansions reach areas with a maximum dry season of four months. Further, this zone is recognized as the frontier between the floristic Guinea-Zone and the floristic Sudan-Zone. Within the Sudan-Zone dry forests dominate the landscape. The forest types following the semi-deciduous ones are the dense dry forests (forêts denses sèches). They represent a climax vegetation within the transitional zone of the above described floristics. The dry season is likely to last up to six months. Areas with an even longer dry season (> 6 months) which at the same time have a precipitation of 1000/1100 mm per year are considered again as a transitional zone leading to the open dry forests (forêts sèches). In the Ivory Coast this forest type might again be found (e.g. Parc Nationale de la Comoé) in the farthest northeastern parts near the border to Burkina Faso, as the open dry forests can survive with only four to five humid months a year.

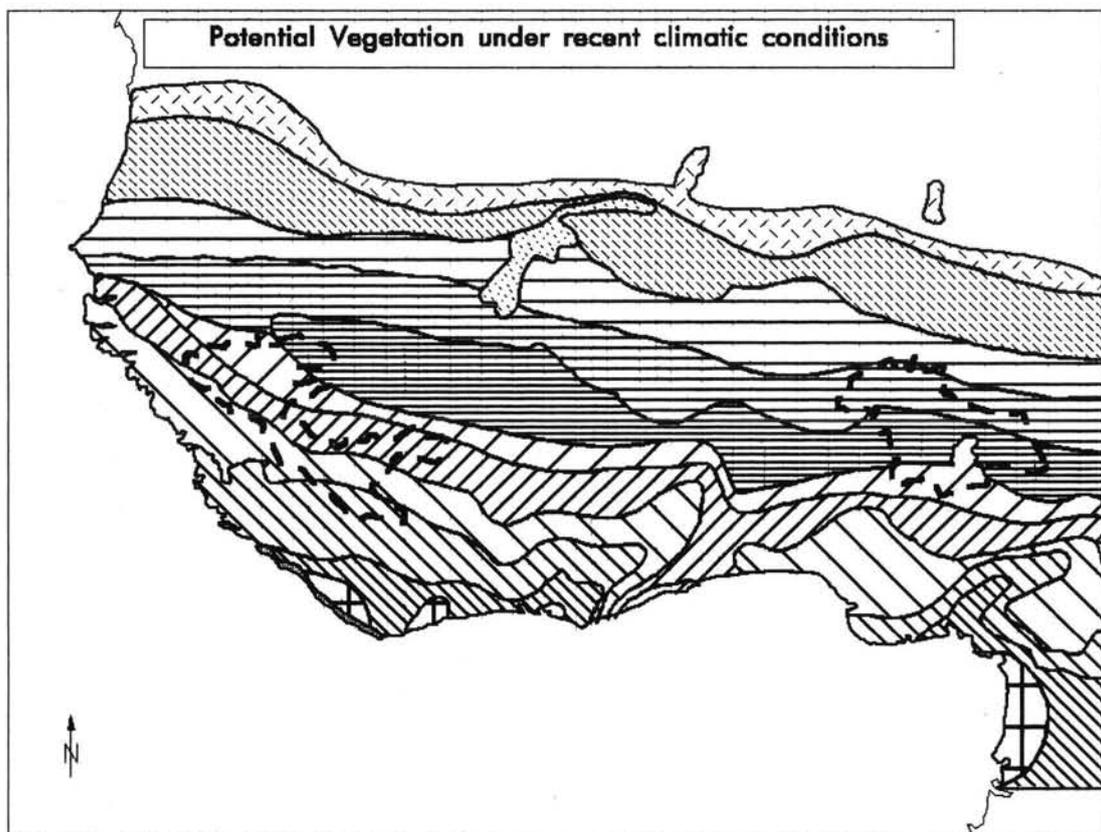


Fig. 1: Natural vegetation cover under recent climatic conditions.

Abb. 1: Naturnahe Vegetationsformation.

Based on results of research work in the Ivory Coast (Anbuf 1994), as well as on different literature, a map of the potential quasi natural forest types with contemporary climate parameters was constructed for all of West Africa.

Methods of constructing paleovegetation maps

Maps reflecting the changes of vegetation were constructed with the use of standardized methods. The facts from which an ecological vegetation analysis of the previous mentioned time-schedules could be drawn allowed a documentation of published information concerning paleovegetation and paleoclimates in comparison with recent conditions. The information used for the documentation is bound to the following subjects: geomorphology, palynology, paleobotany, deep-sea-cores, ice cores, oxygen isotope data, dendrochronology, prehistory, and palaeontology (fig. 2).

The resulting publications enabled the establishment of a data-base for climate and vegetation for the time-scales in discussion. The final maps of pa-

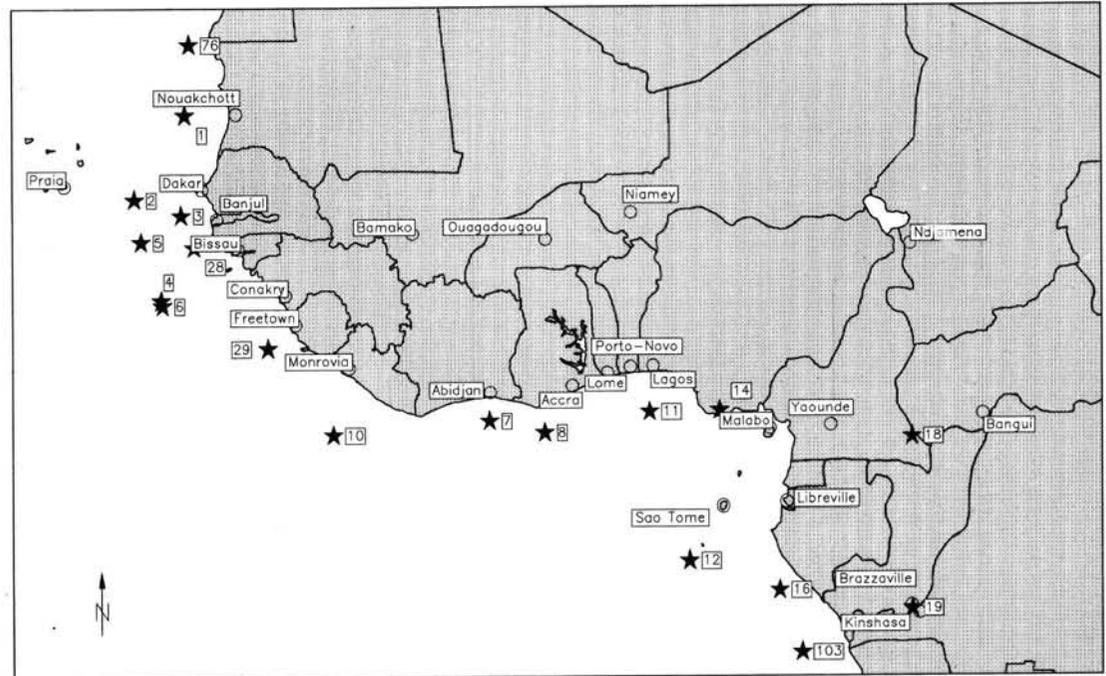
laeovegetation however, could only be created by cross-referencing both kinds of information in order to maintain reciprocal correlations and therefore avoid gaps in the data about vegetation. Furthermore this cross-referencing allows a calculation concerning the paleo-water-budget. These calculations required that the relationship between climate and vegetation can be constructed. This model could only be based on contemporary conditions and dependencies. The influencing parameters were a sum of regional differentiated climatic (temperature, precipitation, humidity, evaporation) and soil data. The different values for defining a single parameter were estimated with the help of multi-dimensional statistical procedures. With the help of a reciprocal comparison of paleoclimate and paleovegetation information a relatively accurate reconstruction of vegetation could therefore be guaranteed.

The vegetation map of West Africa around 18.000 B.P.

In the east of the Ivory Coast, near the border to Ghana, only small relicts of the semi-deciduous rain-

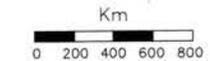
Paleoclimatic Samples in West Africa 18000 BP

1 Atlantik/Westafrika/M1328	Hooghiemstra,H.(1982)
2 Atlantik/Westafrika/M1640	Hooghiemstra,H.(1982)
3 Atlantik/Westafrika/M1323	Hooghiemstra,H.(1982)
4 Atlantik/Westafrika/M1320	Hooghiemstra,H.(1982)
5 Atlantik/Westafrika/M1320	Hooghiemstra,H.(1982)
6 Atlantik / M16415	Dupont,L.M.;Agwu,C.O.C.,(1992)
7 Golf von Guinea, KS 84067	Fredoux, A.(1994)
8 Golf von Guinea/KS12	Lezine&Vergnaud,1993
10 M16776	Lutze et al.,(1988)
11 M16856	Lutze et al.,(1988)
12 M16867	Lutze et al.,(1988)
14 Ofuabo creek, Niger-Delta	Sowumni, A. M. (1981)
16 Golf von Guinea, KW 23	Bengo, M. D., Maley, J. (1991)
18 Bois de Bilanko,Congo	Eienga,H (1992)
19 Etang de Ngamakala,Congo	Eienga,H (1992)
23 Cape Barbas/M123-10-4	Agwu,C.O.C., Beug,H.J.,(1982)
28 Senegal/Valdivia 132-18-1	Agwu,C.O.C.,Beug,H.J.,(1982)
29 Sierra Leone/M30(KI184)	Agwu,C.O.C.,Beug,H.J.,(1982)
74 Atlantik/Westafrika	Hooghiemstra,H.(1982)
76 Atlantik/Westafrika	Hooghiemstra,H.(1982)
103 GeoB1008	Dupont,L.M.,(1995)



Samples

- ★ pollen
- lake level variations
- ▲ macro remains
- ≡ limnic faunal remains
- Capitals



Scale: 1:30000000

Fig. 2: Map of the locations of pollen-profiles for the LGM, published in literature.
Abb. 2: Karte der veröffentlichten Pollenprofile für das LGM.

forest have survived the last glacial maximum. In contrast, this same forest type in the West remained in the highlands of Guinea as well as in the area of Cape Palmas at the south peak of the West African continent. Even under circumstances of minor precipitation between Greenville (5°1'N/9°03'W) and Cape Palmas the ecological climatic conditions allowed the survival of a strip of evergreen rainforests along the coast. These conditions can also be found along the Niger Delta and even further to the east, around Douala and its hinterland which again allowed the survival of evergreen rainforests. In the central part of the Ivory Coast, as well as in the area of the Dahomey Gap, dry forests with a high percentage of graminees almost reached the Guinean coast. The area around Accra showed only open tree savannas comparable with the sahelian type of today around 18.000 B.P. The orographic situation of the highlands of Guinea supported the survival of rather humid forest formations even in its northern parts (Fouta Djallon). Because of the general reduction of temperature of four to six degrees, the low mountain range of the Guinean Highlands was effected by a maximum rainfall area (LAUER 1989). Therefore, the evergreen and the dense dry forest types presented

in the map should rather be described as elfin and mountain forests (fig.3).

At 18.000 B.P., the transition from the open dry forests, today found in the central and southern Sahelian areas, to the open tree savannas was shifted to 13°N at the western coast, almost to 10°N in the northeastern edge of the Ivory Coast and to 12°N in the region of Kaduna (Nigeria) so that it lay further to the south than today (3-4°). The transition from the grass savannas to the diffuse vegetation of the southern Saharan border lay at 15°N in Senegal and at nearly 14°N in the central part of today's Sudanian Zone (north of Kano/Nigeria). This described northern frontier of the grass savanna in West Africa is comparable to the southern border of moving sand dunes in the Pleistocene (TALBOT 1984).

The Vegetation map of West Africa around 8.500 B.P.

The climatic pessimum in West Africa ended around 12.500 B.P. The marine pollen cores along West Africa arc proof for the climatic change which must have been very enormous (AGWU & BEUG 1982, ROSIGNOL-STRIK & DUZER 1979 A + B, HOOGHMESTRA

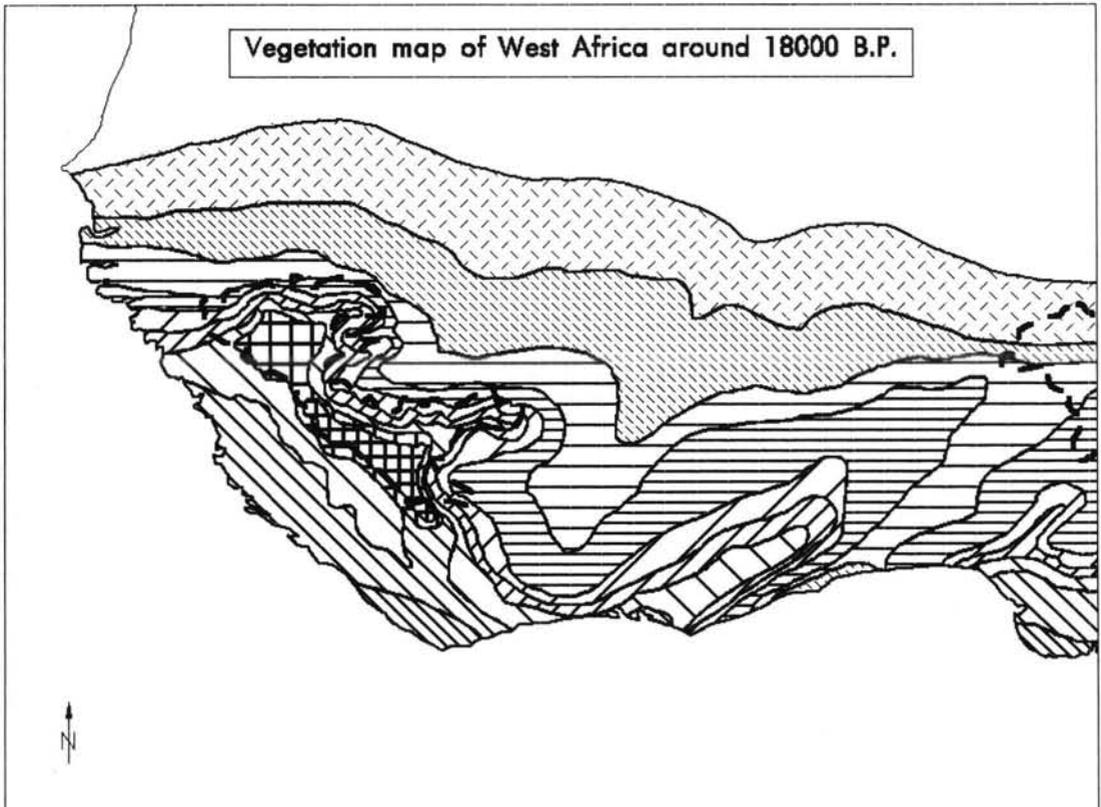
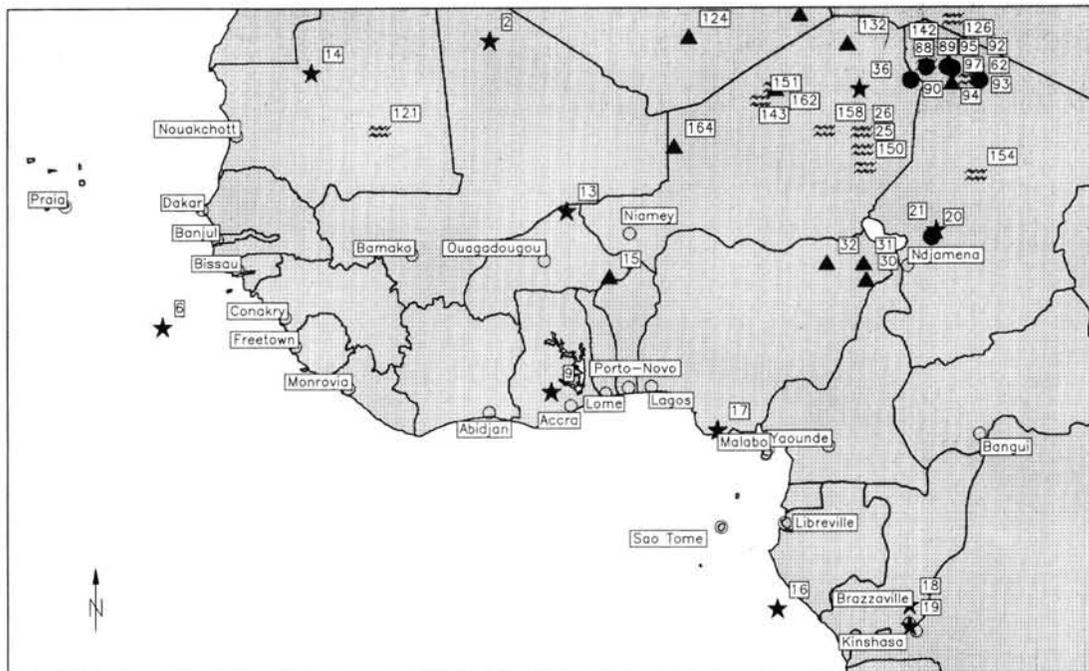


Fig. 3: Vegetation maps of West Africa around 18.000 B.P.

Abb.3: Karte der Vegetationsformationen Westafrikas um 18.000 B.P.

Paleoclimatic Samples in West Africa 8500 BP

2 Taoudenni, Mali	Schulz, E (1987)
6 Atlantik / M16415	Dupont,L.M.;Agwu,C.O.C.,(1992)
9 Lake Bosumtwi, Ghana	Maley, J. (1991)
13 Oursi, Burkina Faso	Ballouche, A., Neumann, K. (1994)
14 Sebkhia of Chermance, Mauretanie	Lezine, A.-M. (1987)
17 Ofuabo creek, Niger-Delta	Sowumni, A. M. (1981)
15 Chaîne de Gobnangou/Burkina Faso	Neumann,K., Ballouche,A.(1992)
16 Golf von Guinea, KW 23	Bengo, M. D., Maley, J. (1991)
18 Bois de Bilanko,Congo	Eienga,H (1992)
19 Etang de Ngamakala,Congo	Eienga,H (1992)
20 Lake Chad	Adams & Tetzlaf,(1963)
21 Lake Chad	Lezine, A.-M. (1987)
25 Niger/Erg von Bilma/Dibella	Baumhauer,R.(1987)
31 Nigeria/Gajiganna	Ballouche,Neumann,(1994)
32 Nigeria/Lantewa	Ballouche,Neumann,(1994)
36 Seguedine, Niger	Schulz, E (1987)
62 Tibesti/Chad	Grunert,J.(1972)
88 Trou au Natron	Böttcher,U., Ergenzinger,P.J.,(1972)
89 Begour-Krater	Böttcher,U., Ergenzinger,P.J.,(1972)
90 Enn. Zoumri/Ouanofou	Böttcher,U., Ergenzinger,P.J.,(1972)
92 Mouskorbé	Böttcher,U., Ergenzinger,P.J.,(1972)
93 Yebbi Bou	Böttcher,U., Ergenzinger,P.J.,(1972)
94 Enn. Zoumri/Oré	Böttcher,U., Ergenzinger,P.J.,(1972)
95 Enn. Tabirou	Böttcher,U., Ergenzinger,P.J.,(1972)
96 Djebel Nero	Böttcher,U., Ergenzinger,P.J.,(1972)
97 Tarso	Böttcher,U., Ergenzinger,P.J.,(1972)
121 El Rhimiya	Petit-Maire,N.,(1991)
124 Amekni	Petit-Maire,N.,(1991)
126 Gabrong	Petit-Maire,N.,(1991)
132 Achelouma	Petit-Maire,N.,(1991)
142 Begour	Petit-Maire,N.,(1991)
143 Adrar Bous	Petit-Maire,N.,(1991)
150 Agadem	Petit-Maire,N.,(1991)
151 Ternet	Petit-Maire,N.,(1991)
154 Nemra	Petit-Maire,N.,(1991)
155 Amekni	Petit-Maire,N.,(1991)
158 Dogonboulou	Petit-Maire,N.,(1991)
162 Tin Ouafadéne	Petit-Maire,N.,(1991)
164 Tagalaga	Petit-Maire,N.,(1991)



Samples

- ★ pollen
- lake level variations
- ▲ macro remains
- ⋯ limnic faunal remains
- Capitals

Km
 0 200 400 600 800
 Scale: 1:30000000

Fig. 4: Map of the locations of pollen-profiles for 8500 B.P., published in literature.
 Abb. 4: Karte der veröffentlichten Pollenprofile für 8500 B.P.

1988, DUPONT, BEUG, STALLING & TIEDEMANN 1989, DUPONT & AGWU 1992) (fig.4).

At first, the changes in humidity in West Africa took place in the atmospheric circulation. Secondly, the regional water cycle accelerated by having a dense vegetation cover and a therefore higher evapotranspiration in the landscape.

Based on investigations in the Ivory Coast (ANHUF 1994), an extension of moist evergreen rainforest (ANHUF & FRANKENBERG 1991) reaching a latitude of 7 - 730°N (Man) in the west of the Ivory Coast and the area of Sokoto in Togo can be assumed to have occurred (fig.5). In the highlands of Guinea, these same forest types can even be expected up to the southern border of Guinea Bissau (11°N). Also in the eastern parts of the Guinea Coast the wet evergreen rainforest expanded up towards the north, up to Lokoja and Makurdi in Nigeria. Continuing to the north, a

are again followed by the dense dry forests. In the west of the continent the border of the semi-humid, semi-deciduous rainforests to the dense dry forests lies in the area of today's Gambia. In contrast, the same border is lowered to 11° N in the East. Bauchi, for example, is assumed to have lain in the transitional area of the semi-deciduous rainforest to the dense dry forest. At the same time, the northern frontier of Guinean flora in the West African sector is reached at around 8.500 B.P.

Dense and open dry forests dominate the floral zone of Sudan. At about 8.500 B.P., the border from dense to the open dry forests ran along the line of Linguère, Nara, a bit north of Mopti, Tillabery, and Zinder, as well as south of N'Guigmi at Lake Chad. The edaphic caused grassland of the Niger-Inland-delta are also thought to have had expanded greatly (PETIT-MAIRE, FABRE, CARBONEL, SCHULZ, AUCOUR 1987).

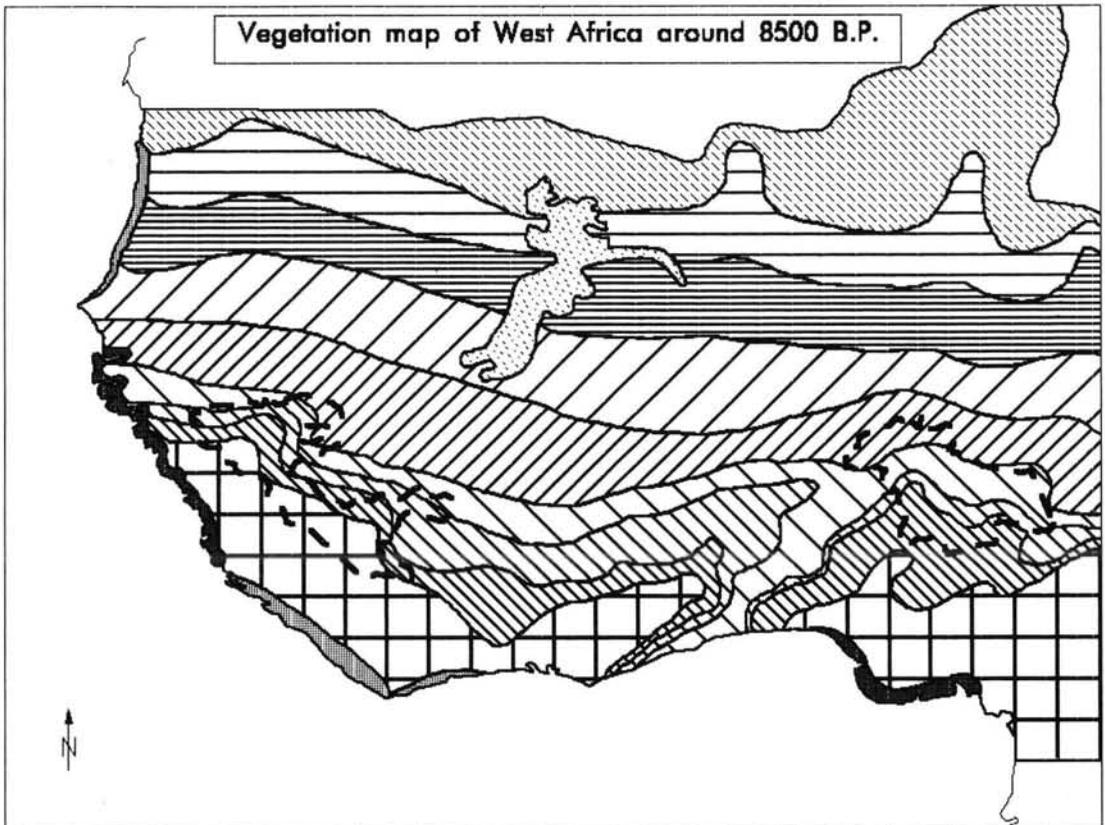


Fig. 5: Vegetation map of West Africa around 8.500 B.P.

Abb. 5: Karte der Vegetationsformationen Westafrikas um 8.500 B.P.

smaller band of moist evergreen rainforests can be found. This strip leads to the humid semi-deciduous rainforests situated near Bissau (12° N), Kankan in Guinea, north of Bouaké in the Ivory Coast, along the line of Cotonou, Ibadan, Illorin, Kaduna as well as along the southern ridge of the Jos-Plateau. These

The transition from the open dry forests to the tree savanna lay at 19° N. in the central part of West Africa, namely the triangle between the Adrar des Iforas in the West, the Hoggar in the North and the Air in the East. The northern Sudanian/Sahelian tree and grass savannas were pushed forward to the north to

the Tropic of Cancer (SCHULZ 1987). The result of research in the most western parts of Africa (westcoast of Senegal) also match this reconstruction (ANHUF & FRANKENBERG 1993).

The transition from the Sahara to the Sahelian flora was only very sparse around 8,500 B.P.

In consequence, the region of Bilma shows clear Saharan species, such as the *Maerua/Acacia*-savanna. Through the analysis of charcoal, NEUMANN (1988) was able to reconstruct a Sudanian vegetation only a few kilometers south of Fachi. Furthermore, the results of recent drilling cores northeast of Niger, SCHULZ et al. (1990) and POMEL & SCHULZ (1992) show that there must have been a direct combination of Saharan and Sudanian vegetation at the time of the Holocene. Palynological and anthracological finds have proven so (NEUMANN 1988). Therefore, it is assumed that at that time the vegetation must have been a combination of the northern parts of the Sudanian dry forests or tree savannas and of the Saharan savanna vegetation. SCHULZ & POMEL (1992) identified this type of Saharan savanna vegetation as the *Acacia*-, *Maerua*-, *Capparis*-savanna. Between 19° and 20° N there was a gradual change to dominant Saharan savannas, whereas at 20° N already there was an obvious border of diffuse tree/grass savanna to Saharan desert vegetation. The desert vegetation is supposed to have been more dense than today.

Acknowledgements

This work was supported by the German Ministry of Research and Technology (BMFT); Project Nr.: 07 KFT 57/9.

The article was presented at the XIV. International INQUA Congress, Berlin, August 3 - 10, 1995.

References

- AGWU, C.O. & BEUG, H.-J. (1982): Palynological studies of marine sediments of the West African coast. Meteor-Forschungsergebnisse, Reihe C, Nr. 36, p.1-30.
- ANHUF, D. (1994): Zeitlicher Vegetations- und Klimawandel in der Côte d'Ivoire. Erdwissenschaftliche Forschung. 30: 7-299, Stuttgart.
- & FRANKENBERG, P. (1991): Die natürlichen Vegetationszonen des westlichen Afrika. Die Erde. 122: 243-265
- (1993): Sudanische Reliktwälder im westlichen Senegal. Trierer Geographische Studien. 9: 19-30.
- DUPONT, L.M. & AGWU, C.O.C. (1992): Latitudinal shifts of forest and savanna in N.W. Africa during the Brunhes chron: further marine palynological results from site M 16415 (9°N 19°W). Vegetation History and Archaeobotany. 1: 163-175.
- HOOGHIEMSTRA, H. (1988): Changes in major wind belts and vegetation zones in NW Africa 20,000 yr B.P., as deduced from a marine pollen record near Cap Blanc. Review of Paleobotany and Palynology. 55: 101-140.
- KADOMURA, H. (1989): Savannization in tropical Africa. In: KADOMURA, H. (Ed.), Savannization processes in tropical Africa. Department of Geography, Faculty of Science - Tokyo Metropolitan University. Occasional Papers. 17: 3-15.
- LAUER, W. (1989): Climate and weather, p. 7-53. In: LIETH, N.F. & WERGER, M.J.A. (Eds.), Tropical Rain Forests Ecosystems. Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo.
- NEUMANN, K. (1988): Die Bedeutung von Holzkohleuntersuchungen für die Vegetationsgeschichte der Sahara - das Beispiel Fachi/Niger. Würzburger Geographische Arbeiten. 69: 71-85
- PETIT-MAIRE, N., FABRE, J., CARBONEL, P., SCHULZ, E., AUCOUR, A. M. (1987): La dépression de Taoudeni (Sahara malien) à l'Holocène. Géodynamique. 2/2: 154-159.
- ROSSIGNOL-STRIK, M. & DUZER, D. (1979): West African vegetation and climate since 22,500 B.P. from deep sea cores palynology. Pollen Spores. 21/1-2: 105-134.
- SCHULZ, E. (1987): Die holozäne Vegetation der zentralen Sahara (N-Mali, N-Niger, SW-Libyen). Paleoecology of Africa. 18: 143-161.
- SCHULZ, E., JOSEPH, A., BAUHAEUER, R., SCHULTZE, E., SPONHOLZ, B. (1990): Upper pleistocene and holocene history of the Bilma region (Kawar, NE-Niger) - Recent data in african earth sciences. CIFE Occ. Publ. 22: 281-284.
- SCHULZ, E. & POMEL, S. (1992): Die anthropogene Entstehung des Sahel. Würzburger Geographische Arbeiten. 84: 263-288.
- TALBOT, M.R. (1984): Late Pleistocene rainfall and dune building in the Sahel, p.203-214. In: COETZEE, J.A. & VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (Eds.), Paleoecology of Africa. 13. Rotterdam, Boston.

Manuskript eingegangen am 03.09.1996

Problems of landslide chronology in the Mátra mountains in Hungary

JÓSEF SZABÓ* & ENIKŐ FÉLEGYHÁZI*

Landslide processes, pollendiagrams, radiocarbon dating, Holocene, Hungary

Abstract: A detailed survey and mapping of the landslide processes and surface forms in the volcanic middle mountains of Hungary formed in the Middle and Late Miocene was carried out in the past decade. As a result of investigations it can be stated that their occurrence is mainly confined to the areas as follows:

- a) marginal zones of volcanic mountains,
- b) steep inner slopes of the former calderas of eruption,
- c) valley slopes cut into stratovolcanic structures.

In their characteristic regions of occurrence landslide forms are important, in some places even determinant components of morphology. The overwhelming majority of the landforms are no more active and can be considered fossilised. Consequently, landslide processes used to play a significant role in forming slope morphology in previous stages of geomorphic evolution. Research performed heretofore has provided only rather ambiguous answer to the question concerning the time of emergence of landslides on a theoretical basis.

Due to the absence of young sediments traditional stratigraphic methods could not yield satisfactory results. The authors therefore attempted to determine the time of the upfilling of lakes or bogs located in undrained depressions dammed by slides and the minimum age of the landslides through the analyses of borehole samples. In the Mátra sediments upfilling of 7 such depressions were carried out. In several cases pollen diagrams were obtained and in two boreholes radiocarbon dating of samples were performed. The paper summarises the results of the borehole analyses and evaluates pollen records supported by C^{14} dating in detail.

Analyses performed using various methods indicate a beginning of the bog formation in the Early Holocene, consequently landslides occurred presumably in the wake of the Preboreal or prior to that in a warm spell following the Late Glacial.

Although these results cannot be extrapolated to all the landslides identified in the two mountains (their number is ca. 20) without more ado nevertheless they are orientating.

[Rutschungschronologische Fragen im Matra-Gebirge in Ungarn]

Kurzfassung: Im letzten Jahrzehnt wurden bei der Untersuchung der Rutschungsprozesse und -formen in Ungarn in den Mittelgebirgen, die zumeist in der Mitte und am Ende des Miozäns entstanden sind, viele Rutschungsformen

aufgenommen. Als Ergebnis der Geländeuntersuchungen kann festgestellt werden, daß diese Formen vor allem auf folgenden Gebieten vorkommen:

- a) in der Randzone der vulkanischen Gebirge,
- b) auf der steilen inneren Seite der Calderen der ehemaligen Ausbruchszentren,
- c) auf den Hängen der die schichtvulkanischen Strukturen tief ein- oder durchschneidenden Tälern.

In den erwähnten charakteristischen Vorkommensbereichen stellen die Rutschungsformen einen wichtigen, an manchen Stellen einen entscheidenden Faktor des morphologischen Bildes dar. Die überwiegende Mehrheit der Formen ist heute nicht mehr aktiv, und die meisten von ihnen kann als fossil betrachtet werden. Deshalb ist es offensichtlich, daß die Rutschungsprozesse in der früheren Periode (oder in den früheren Perioden) eine wichtige Rolle in der Gestaltung der Form der Hänge spielten. Die bisherigen Forschungen gaben nur eine ziemlich unsichere, bloß prinzipielle Antwort auf die Frage nach der Entstehungszeit der Formen.

Da die jungen Sedimente fehlen, konnte durch die gewöhnlichen stratigraphischen Methoden kein gutes Ergebnis erzielt werden, deshalb versuchten die Verfasser durch Bohrungen in den geschlossenen, abflußlosen - mit einem See oder Moor ausgefüllten - Eintiefungen der größeren Rutschungen die Aufschüttungsdauer der Eintiefungen, und dadurch das minimale Alter der Rutschungen zu bestimmen. Im Mátra-Gebirge wurde das Auffüllungsmaterial der Rutschungseintiefung untersucht. In manchen Fällen konnte eine Pollenanalyse durchgeführt werden, in zwei Bohrungen kam es auch zu einer ^{14}C -Altersbestimmung.

In der vorliegenden Studie werden die Ergebnisse der Bohrungen zusammengefaßt, und ausführlich werden die auch durch die ^{14}C -Altersbestimmung unterstützten Pollendiagramme interpretiert.

Die mit den verschiedenen Methoden durchgeführten Analysen zeigen, daß die Moorbildung in den untersuchten Fällen in der ersten Periode des Holozäns begann, und die Rutschungen erfolgten wahrscheinlich am Anfang der präborealen Zeit, oder früher, während einer Klimaverbesserung nach irgendeiner Kaltperiode der Spätglazialzeit. Die erhaltenen Ergebnisse können wohl auf die anderen - insgesamt etwa 20 - Rutschungsformen nicht extrapoliert werden, aber sie stellen doch eine Orientierungshilfe im Bezug auf ihr Alter dar.

Introduction

A detailed survey and mapping of the landslide surface forms in the volcanic middle mountains of Hungary was started in the past decade. Geomorpholo-

* Adresses of the authors: Dr. J. SZABÓ, Dr. E. FÉLEGYHÁZI, Department of Physical Geography, Lajos Kossuth University, Debrecen, Hungary

gists studying volcanic ridges previously either did not pay particular attention to features of slumping or considered them insignificant additional morphological elements of the landscape. In our earlier papers (SZABÓ J. 1992, 1993) short preliminary reports were presented on the results of field works elucidating the high importance of the part played by landslide processes in the geomorphic evolution in several regions of the Tertiary volcanic mountains (notably the Visegrád Mountains, the Mátra Mountains and the basalt volcanos north of Lake Balaton) where slumps are essential, in some cases even determinant components of the morphology. Their occurrence is mainly confined to the areas as follows:

- a) marginal zones of volcanic mountains,
- b) steep inner slopes of the former calderas of eruption,
- c) valley slopes cut into stratovolcanic structures.

a) This is the most frequent case. Where the bed of loose material underlying the extrusive or loose volcanic matter is still on the surface as for example in the mountain margins, and is probably situated higher than its surroundings, it has lost stability under the weight of the volcanic layers and functions as sliding plane for volcanites on a sufficiently high and steep slope. The bed underlying acid and neutral volcanites formed in the Badenian stage of the Miocene is usually the schlieren of the Carpathian stage (or occasionally oligocene sediment) while basalts of the late Miocene generally overlie sandy-clayey Pannonian deposits. The probability of landslides was enhanced by a (sometimes asymmetric) uplift of the volcanic margin, such increasing the elevation over the surrounding area. Sliding planes could develop within the volcanic sequence. It was made possible by the stratovolcanic structure for slides could occur along the surface of loose tuff horizons especially if the latter was increasingly weathered. On the northern slopes of the Mátra crest the geomorphic evolution and the tectonic structure created favourable conditions for landslides so a frequent series of slumps can be observed on the slopes. In spite of the spatial discontinuity the major forms of slumping make up a distinct (maximum 1 km wide) zone of slides, differing morphologically from the foothills of the mountains dissected by valleys.

b) The previous centres of eruption have survived in remnants only. (So, e.g. the more or less intact parts of the double caldera in the Visegrád Mountains has slumped in several places along the steep inner side and at the base of the caldera walls a series of huge displaced blocks can be found.)

c) The slumps occurring on the slopes of valleys dissecting the inner portions of the volcanic ridges are as a rule slides along the tuff layers cut during incision. If the whole volcanic sequence had been cut in valley evolution the underlying bed of volcanites

could serve as sliding plane. The majority of the landslide forms are stable and are in a stage of degradation. Active parts still in motion occur sporadically and are of insignificant size as compared to the earlier slides. Consequently, these landslide forms of natural origin have relevance primarily not to the present-day surface dynamics but being remnants of intensive past processes they are indispensable for the understanding of the morphology in the concerned zones of volcanic ridges.

The majority of the mapped landforms are much more older than to be dated directly (on the basis of historical records, written documents or maps, perhaps by the deformed growth of trees). At the same time they are much younger than the cover on them or in their immediate surroundings (in the studied areas no loess series that might have been relevant to dating were found) so the traditional stratigraphic methods of age determination could not be used. Consequently, dating of the landslide events has been carried out on a general theoretical basis (e.g. by founding periods of climates favourable for the development of landslides) and was highly ambiguous. A final and general solution of this problem necessitates further and substantial investigations on landslides and the present paper reports on the initial efforts which might contribute to a more exact dating of occurrence of particular slumps. Extrapolation of these results is to be carried out by due cautiousness.

Principles, range and methods of investigations

The determination of the relative age of landslide forms and an approximation of their absolute age are made possible by the analysis of their degradation (transformation). Degradation has well recognisable distinct phases. Among them especially important are the characteristic trends of development of depressions formed through damming by the slumped masses. These depressions have basically two different ways of evolution.

1. Their closed (undrained) character might be altered by a complete upfilling. In this case after certain period only rounded steps remain on the place of depressions.

2. Closed depressions can be eliminated through drainage. Following landslide events water provided by springs at various levels of the failure surface fills up the depression and (depending on the degree of recharge) is overflowing its edge gradually cuts it and opens the basin (certainly water of the springs can play an important role in the upfilling of the depression). Chances for the discharge are even better when this basin is formed in the upper section of the

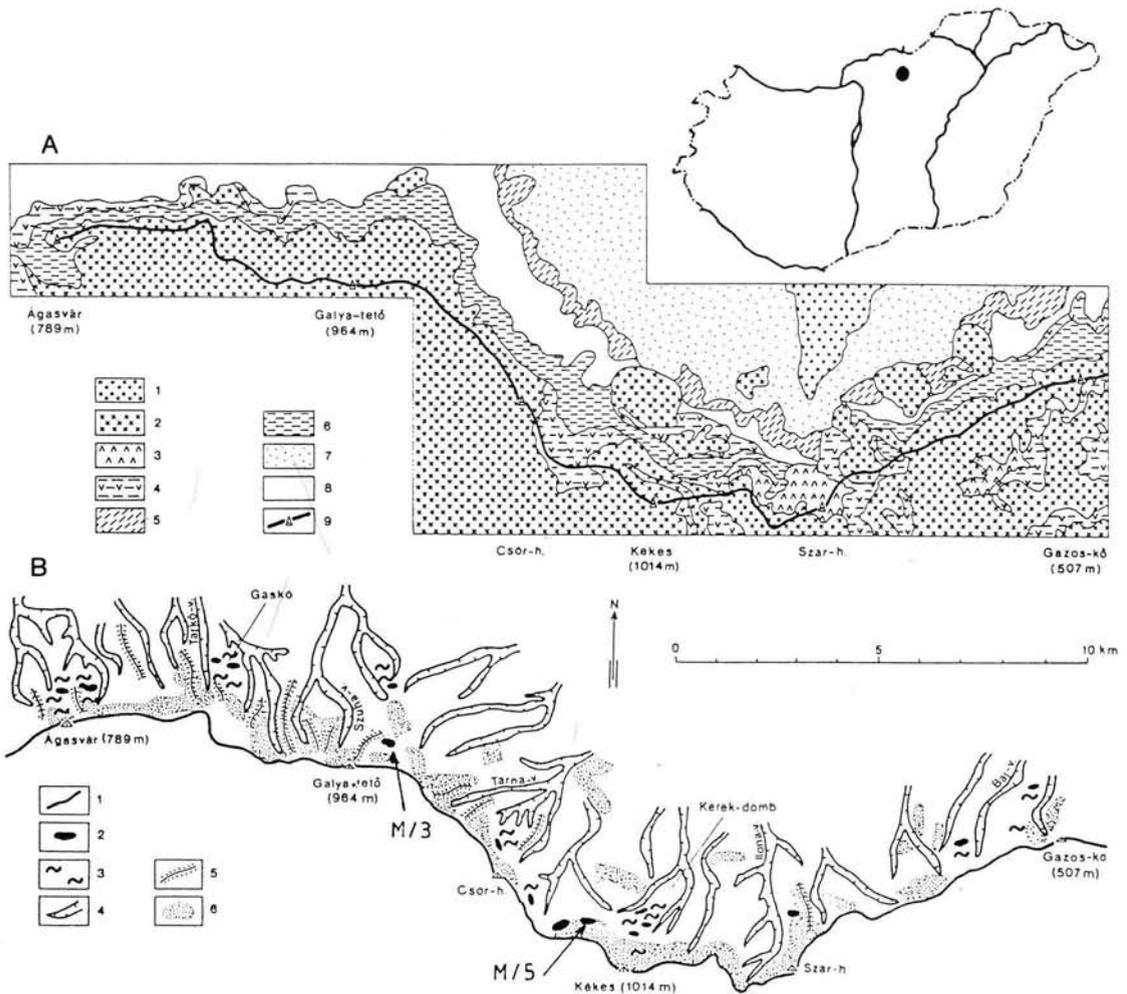


Fig. 1: Geological formations and morphological sketch along the main crest of the Mátra Mountains (Compiled by Szabó J. and Dávid L.)

A/ 1= Eocene biotite-amphiboleandesite, 2= Karpatian-Badenian andesites, 3= Badenian pyroxene-andesite lava agglomerate, 4= Karpatian-Badenian pyroxeneandesite-tuff agglomerate, 5= Ottangian-Karpatian „lower rhyolite tuff”, 6= Badenian dacitic rhyolite tuff, 7= Oligocene sandstone, clay marl, 8= lower and middle aleurite(schlieren), partly sandstone, 9= main crest of the Mátra Mountains

B/ 1= main crest of the Mátra Mountains, 2= closed depression dammed by slide usually occupied by lake or bog, 3= uneven surface of slump heaps or blocks, 4= erosional valleys, 5= rock formations branching from the main crest with step-like slopes, 6= slopes steeper than 20°

Abb. 1: Geologische Bildungen und geomorphologische Skizze entlang dem Hauptgrat des Mátra Gebirges (nach der geologischen Karte von Ungarn - 1:200.000. konstruierten Szabó, J. und Dávid, L.)

A, 1= Eozäne Biotit- und Amphibolandesite, 2= Karpatische und Badenische Andesite (Miozän), 3= Lavaagglomeratum aus Piroxendesit (Badenisch), 4= Tuff und Agglomeratum (Karpatische, Badenische Piroxendesit), 5= „Untere Rhyolituff“ (Ottangisch-Karpatisch), 6= Dazitartige Riolituff (Badenisch), 7= Sandstein und Tonmergel (Oligozän), 8= Untere- und mittlere Schlier (teilweise Sandstein), 9= Hauptgrat des Gebirges.

B., 1= Hauptgrat des Gebirges, 2= abgeschlossene Depressionen (im allgemeinen mit Teich oder Moor), 3= unebene Oberfläche der abgerutschten Massen, 4= Erosionstäler, 5= stufenförmige seitliche Felsengräte des Hauptgrates, 6= Hänge (>20 Grad).

slope due to the high erosional energy of the overflowing water.

In most cases the activities of springs create a lake in the depression. Once recharge of the lake is slowing down or its upfilling reaches an advanced stage the vegetation develops rapidly and a bog appears. This

bog may exist for a relatively long time though its natural development might be interrupted or terminated by the arrival of a substantial amount of unorganic sediments (provided by a subsequent slump or surface erosion) or by desiccation due to the stoppage of recharge.

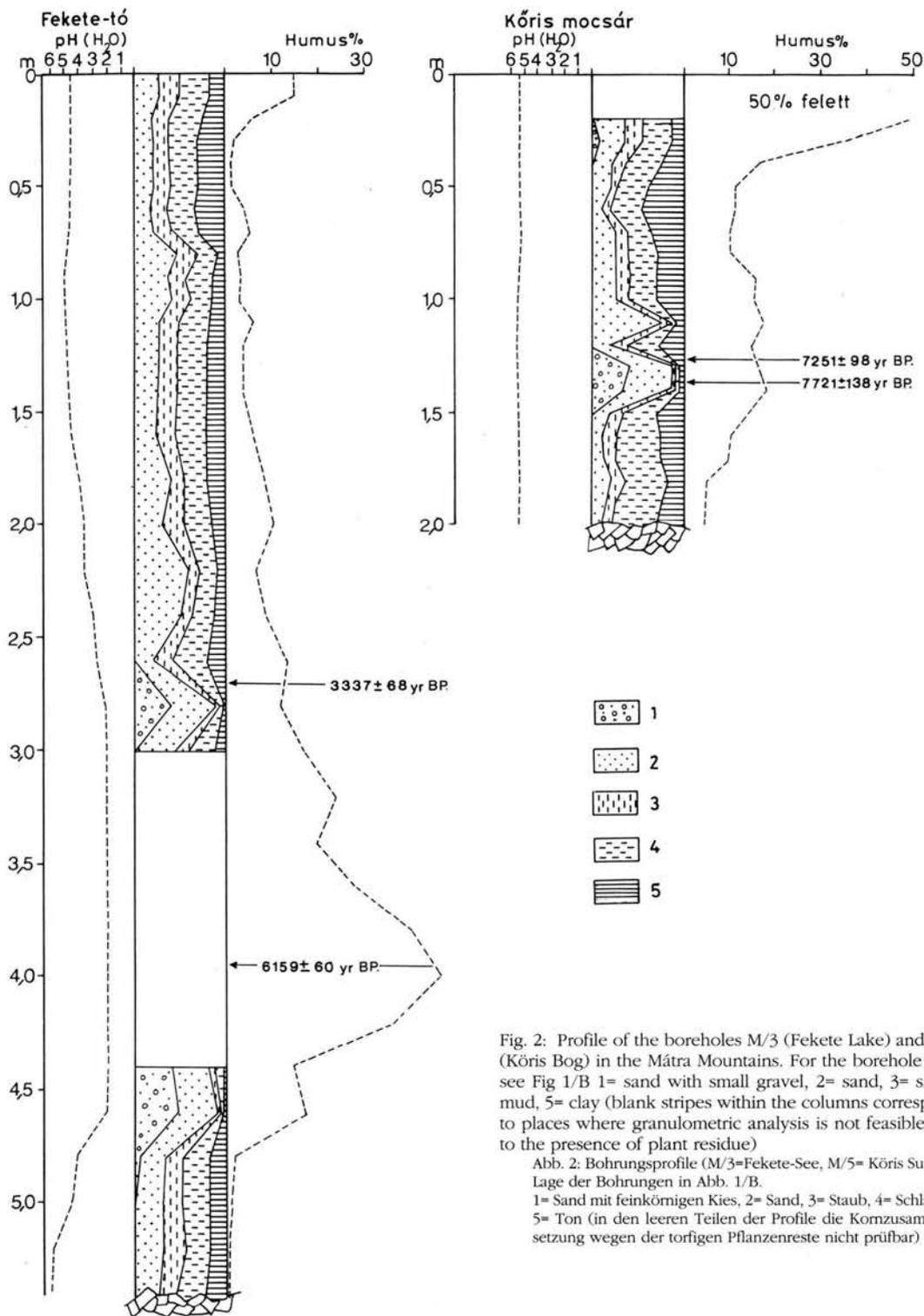


Fig. 2: Profile of the boreholes M/3 (Fekete Lake) and M/5 (Körös Bog) in the Mátra Mountains. For the borehole sites see Fig 1/B 1= sand with small gravel, 2= sand, 3= silt, 4= mud, 5= clay (blank stripes within the columns correspond to places where granulometric analysis is not feasible due to the presence of plant residue)

Abb. 2: Bohrungsprofile (M/3=Fekete-See, M/5= Körös Sumpf). Lage der Bohrungen in Abb. 1/B. 1= Sand mit feinkörnigen Kies, 2= Sand, 3= Staub, 4= Schlamm, 5= Ton (in den leeren Teilen der Profile die Kornzusammensetzung wegen der torfigen Pflanzenreste nicht prüfbar)

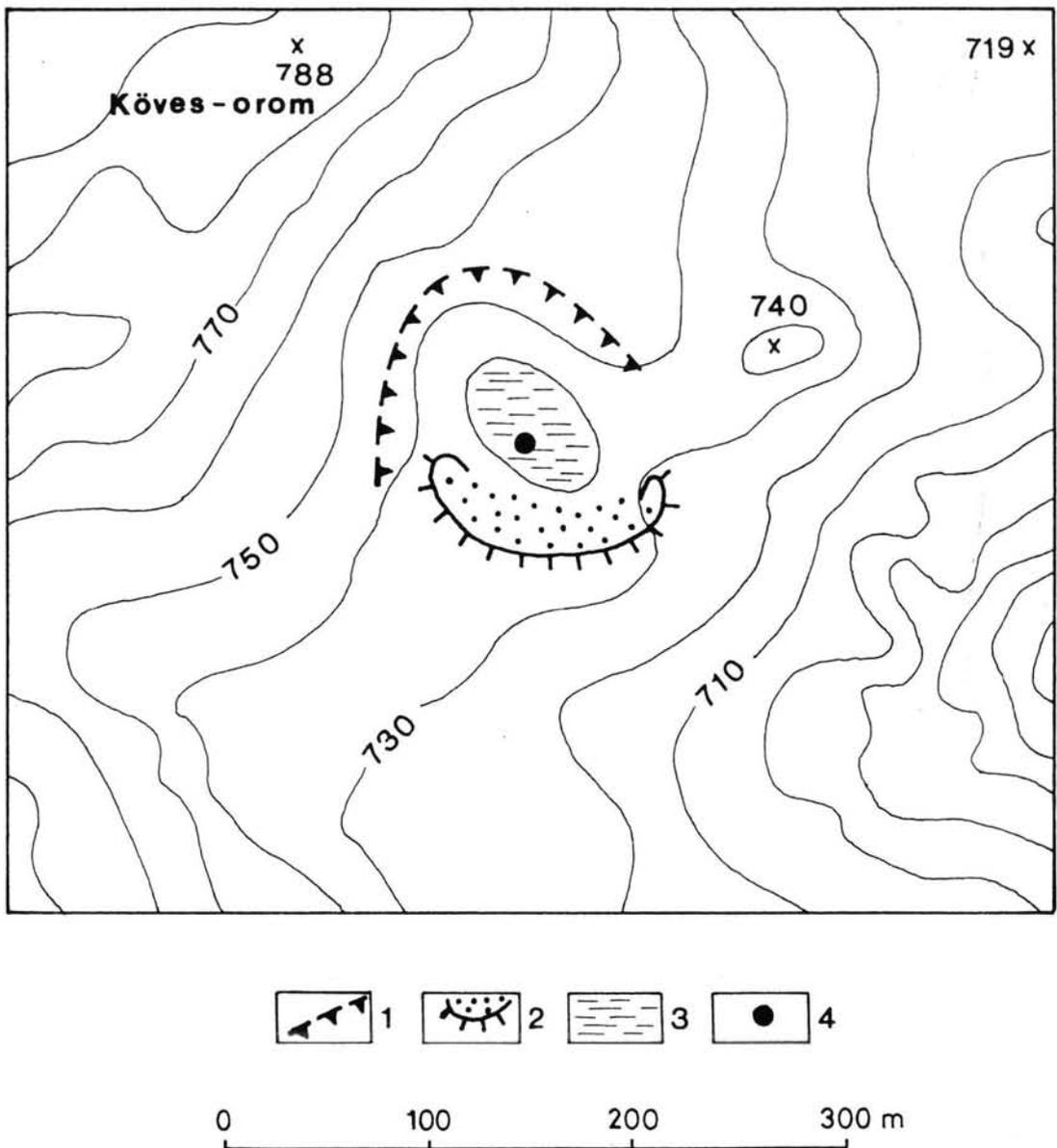


Fig. 3: Surroundings of the Fekete Lake slide (Mátra Mountains) 1= failure front, 2= slumped down mass, 3= lake, 4= site of the borehole

Abb. 3: Die Umgebung der Rutschung „Fekete See“.

1= Hauptabrischwand, 2= abgerutschte Masse, 3= See, 4= Bohrung (M/3). Höhen in m über dem Meeresspiegel.

To unfold details of the above mentioned processes and to determine an approximate age of slumps boreholes were drilled in closed depressions (filled with lakes, bogs or ones already upfilled and dry) found in volcanic ridges. 7 holes in the Mátra were drilled down to max. 6.5 m depth.

In all but 2 cases they reached the surface of a relatively hard volcanic rock (mostly tuff). Pure but not undisturbed samples were collected through

10-20 cm for the subsequent analyses. Granulometric composition, humus and calcium carbonate content and pH were determined. Palynological analysis was carried out in each samples. Absolute dating of vegetation remnants of some layers from two boreholes i. e. ^{14}C investigations were performed by Ede Hertelendi in the Radiocarbon Laboratory of the Institute of Nuclear Physics (Debrecen).

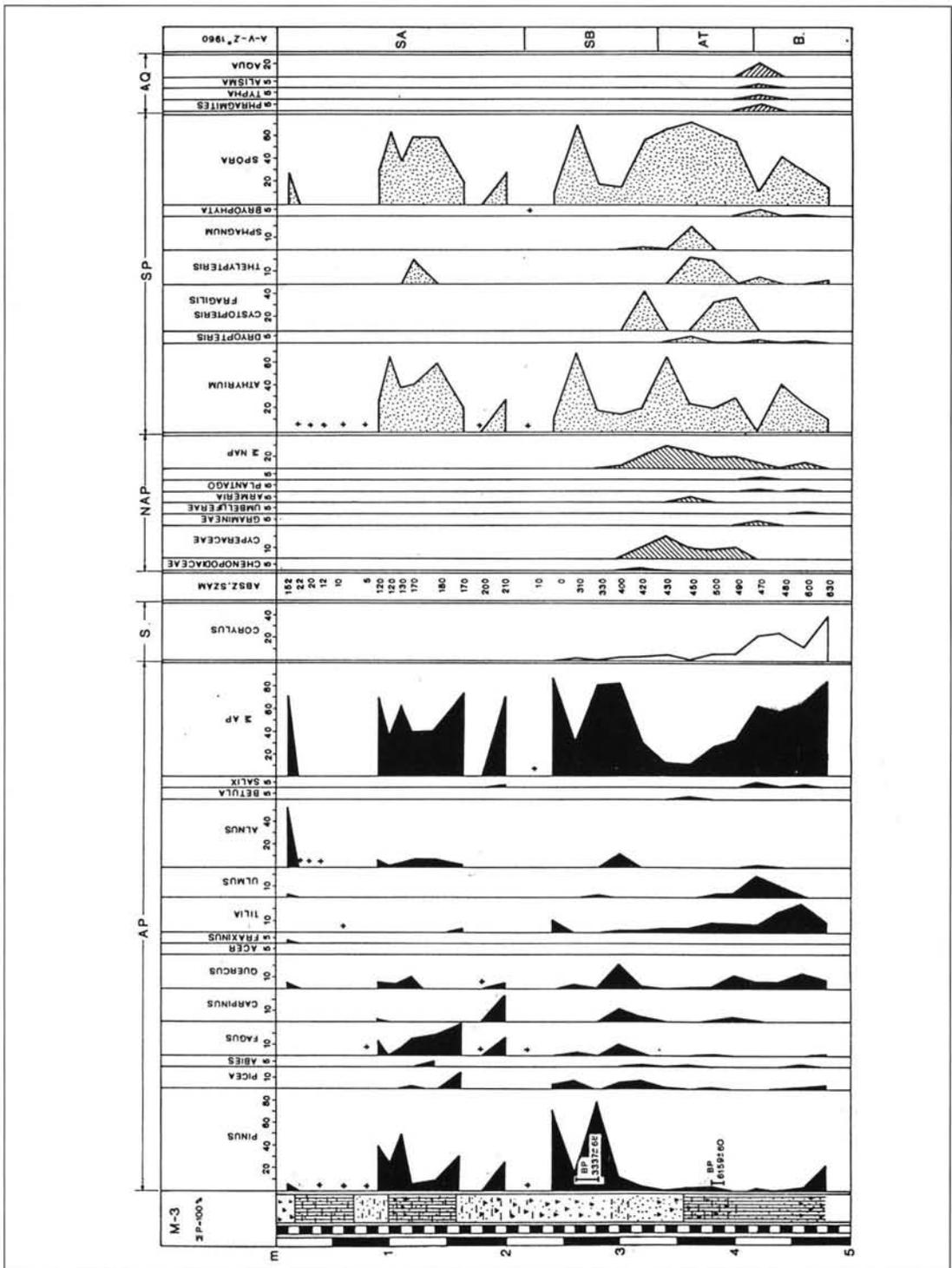


Fig. 4: Pollen diagram of the bottom sediments of the Fekete Lake (Mátra Mountains), as a percentage of the total amount of spores/pollen. For the boreholesite (M/3) see Fig.1/B. 1= clay, 2= mud, 3= sand, 4= debris, 5= peat, plant residue. Absolute time scale by Andersen-de Vries-Zagwijn (1960)

Abb. 4: Pollendiagramm der Bohrung „Fekete See“ (M/3). Pollenzahl in Prozent der Gesamtpollensumme (Spora/Pollen). Die Lage der Bohrung in Abb. 1/B. 1= Ton, 2= Schlamm, 3= Sand, 4= Schutt, 5= Torf, Pflanzenreste. Absolute Chronologie nach Andersen - de Vries - Zagwijn (1960).

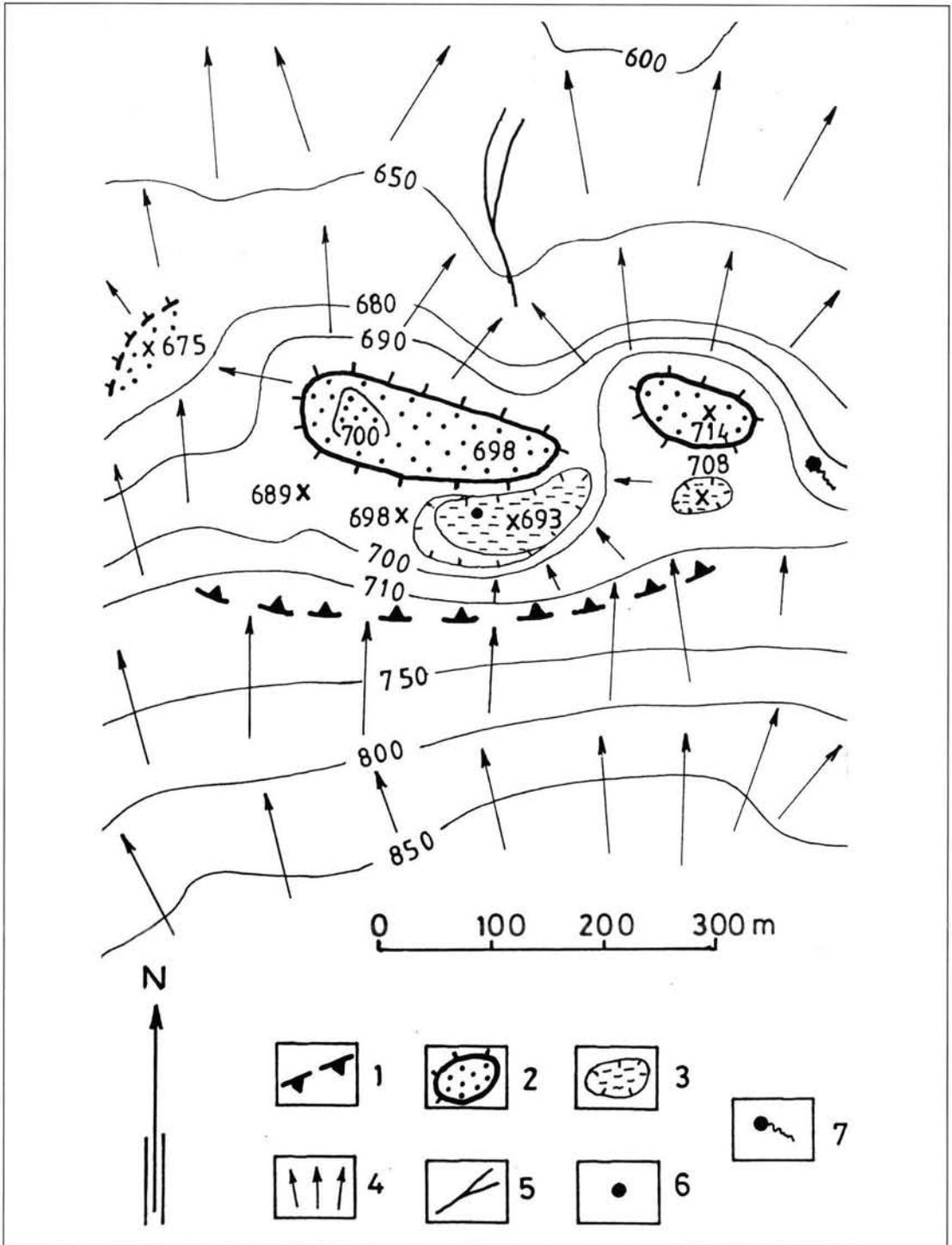


Fig. 5: Landslide of the Köris Bog (Mátra Mountains) and its surroundings (altitudes a.s.l. in metres) 1= approximate position of the main failure front, 2= heap of the slumped down mass, 3= closed depression dammed by slide (with the lake), 4= general sloping direction, 5= erosional trench with bog, 6= site of the borehole, 7= spring

Abb. 5: Rutschung „Köris Sumpf“ und ihre Umgebung = Höhen in m über dem Meeresspiegel)

1= Annähernde Lage der Hauptabsturzfront, 2= abgerutschte Massen, 3= abgeschlossene Depression (mit Teich), 4= allgemeine Hangrichtungen, 5= Erosionsgraben, 6= Bohrung (M/5), 7= Quelle

Discussion

Landslides in the Mátra Mountains

The overwhelming majority of landslides found here are resulted from the stratovolcanic structure of the ridge, the presence of primary volcanic forms (calderas, lava fields) the slope conditions brought about by subsequent tectonic movements and the specific character of the contact of the volcanic sequence with the less consolidated underlying bed (SZABÓ J. 1991, 1992, 1993, DAVID L. 1992). Most of them have developed on the steep northern side of the mountain crest (Fig. 1). The western part of the crest from Agasvár to the Pizskés-tető and its eastern portion with the Kékes group to the Tarna Valley are the margins of the remnants of a volcanic klippe with a steep northern slope. Its central part, however (between the Pizskés-tető and the Kékes) is a fragment of the tectonically disturbed outer side of a caldera steeply sloping northward (SZÉKELY A. 1983, 1987). During the landslides pyroxene-andesite lava, agglomerate and tuff (partly dacitic rhyolite tuff) were moving on the unconsolidated bed underlying the volcanites, generally on Lower and Middle Miocene aleurolite (in some cases weathered tuff layers) as sliding plane. Already fossilised forms of landslides along the northern side of the Mátra crest make up a discontinuous zone with distinct morphological features. In the 7 selected depressions dammed by slumps two boreholes (M/3, M/5, Fig.2) provided profiles perspective for dating.

Fekete Lake

The basin of the Fekete Lake located on the eastern flank of the Galya-tető at an altitude 731 m a.s.l. was created by a single rhyme of a large-scale rockslide (Fig. 3). Based on the studies of the exposed failure front and the nearby road cut the sliding plane was heavily weathered dacitic rhyolite tuff. According to the information gained from the borehole (M/3) drilled in the depression with a diameter of 100 m the evolution of the lake can be summarised as follows (Fig. 4).

In the depression dammed by the slide a dystrophic lake (pH=5) rich in humus with low carbonate and nutrient content developed more than 9.000 years ago under cool and moist climate. At that time in the vicinity a mixed grove forest (linden and conifers with hazel in the bush level) existed. With the gradual upfilling of the lake by the end of the Boreal phase in the coastal zone bulrush (Typha) and reed (Phragmites) appeared, then with the advancement of moss and fern the lake started to turn into bog. It became a typical swelling bog in the Atlantic phase indicated by an enrichment in spores of acidophilous mosses, especially Sphagnum species, those of the sedge family (Cyperaceae) and ferns (Athyrrium, Cystopteris, Dryopteris). The above age has been confirmed by a radiocarbon dating of $6,159 \pm 60$ yr for the

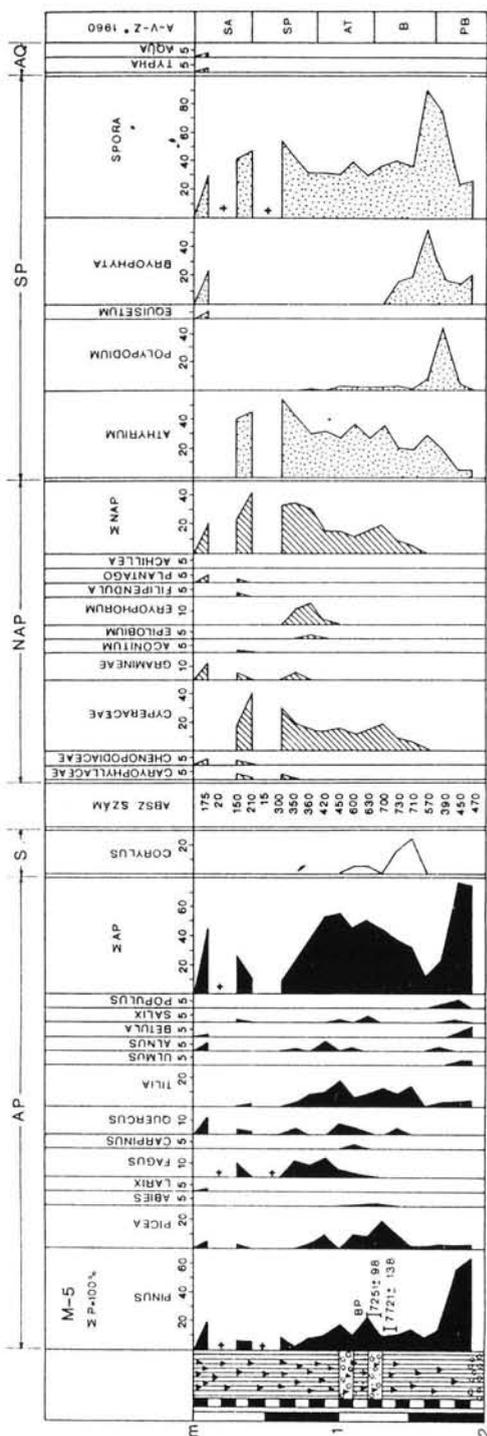


Fig. 6: Pollen diagram of the sediments of the Körös Bog (Mátra Mountains) as a percentage of the total amount of spores/pollen. For the borehole site (M/5) see Fig.1/B.

Abb. 6: Pollendiagramm der Bohrung „Körös Sumpf“ (M/5). Pollenzahl in Prozent der Gesamtpollensumme (Spora/Pollen) - Zeichen in Abb. 4. Die Lage der Bohrung in Abb. 1/B.

horizon between 4.2 and 4.4 m. In this phase there was a relative decrease in the share of the arboreal pollen for it was a swelling bog with no trees. Presently this type is very characteristic under moist oceanic climate (ombrogenic bog). In the following phase the reduced amount or the temporary disappearance of beech (*Fagus*) and hornbeam (*Carpinus*) indicate a change in climate with drier summers and increased continental influence. According to ^{14}C dating this occurred 3,300 years ago i.e. in the subboreal phase. Aridisation of summers resulted in the appearance of pine (*Pinus silvestris*) and in the emergence of a pine-bog. During this dry phase the pollen containing ability of the accumulating sediments became heavily reduced and only the most resistant spores and pollen survived in low quantity not suitable for analysis. The advancement of pine is documented in other regions, too: e.g. E. KRIPPEL (1986) carrying out stratigraphic analyses of the bogs in Slovakia pointed out a similar phenomenon having taken place in the subboreal phase. Drier and moister spells were alternating in the Subatlantic phase. The plant cover in the vicinity was represented by hornbeam-beech forests. The bog was settled by alder (*Alnus*) and a slightly acidic (pH=5-6) dystrophic bog developed. Climates in the Subatlantic created favourable conditions for the climax of the submontane beech forests. Fekete Lake is still situated in the submontane beech woodland zone with alder grove forests, oak and elm. Based on the above records on the bog development the landslide is assumed to have occurred in the wake of the Preboreal phase or even earlier, during the improvement of the climate subsequent to a cold spell of the Late Glacial.

Körös Bog

Its basin is situated at an altitude (705 m a.s.l.) similar to that of the Fekete Lake, and the forming landslide by the present morphological features (Fig. 5.) occurred in a main single phase. The deep sliding plane of the slide was probably a weathered pyroxene-andesite tuff but it might have been the unconsolidated underlying bed of volcanites. The landslide of the Körös Bog forms an organic part of the landslide zone flanking the northern crest of the Mátra Mountains. Its dating was based on the analyses of the (M/5) borehole profile (Fig. 6).

Pollen record shows a dominant coniferous forest with deciduous species during the deposition of the lowermost horizon. Pine (*Pinus silvestris*) and spruce (*Picea*) were associated with some elm (*Ulmus*) and linden (*Tilia*). This vegetation was characteristic for the late Preboreal. Abundant atmospheric precipitation created favourable conditions for the emergence of ombrogenic bogs. On the acidic debris a dystrophic bog developed poor in carbonates and nutrients with acidophilous bryum and fern. It developed into a swelling bog in the Boreal. In this phase the conifers were retreating from the surroundings and a deci-

duous forest emerged with linden, elm, oak and hazel in the shrub level. Radiocarbon analyses of these horizons (7,250 and 7,720 yr) seem to corroborate results of the palynological analysis (Fig. 6). The rate of sedimentation slowed down in the Atlantic (from an earlier 40 cm to 20 cm per 1000 yr). The reason might have been that the peat-bog had turned into a moist boggy meadow of sedge vegetation surrounded by high stalk. With the emergence of grass (*Gramineae*) a bog meadow started to develop. The Subboreal was dominated by beech, hornbeam, oak and linden. Increasing continentality in climate can be documented with the drop in the share of beech pollen and by the disappearance of hornbeam. In the Subatlantic the high sedge meadow survived which (after a recurring aridisation) was characterised by the enrichment of paludal elements. Also this is the present-day situation. Pollen of *Larix* already indicates coniferous plantations.

On the basis of the bog development the occurrence of the landslide (similar to that of the Fekete Lake) can be put to the Early Holocene or to a transitional spell from the Late Glacial to the Preboreal.

Conclusions

First detailed studies on the time of the occurrence of landslides in the volcanic ridges of Hungary C^{14} datings point out 8,000 to 10,000 yr B.P. as a minimum age of landslides. Theoretically they might even be older but the fact that paludal sediments of the Körös Bog immediately overlie the rock debris of the slump seems to limit the age of this phenomenon. Though these results cannot be extrapolated to all the fossil landslides identified in the mountains (their number is ca. 20) without more ado nevertheless they are orientating.

References

- ANDERSEN, S. T., DE VRIES, H. DE., ZAGWIJN, W. H. (1960): 1960 Climatic changes and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and The Netherlands. *Geo. en Mijnbouw*. **39**. pp. 38-42.
- DÁVID L. (1992): A Mátra északi lejtőinek csuszamlásos felszínfejlődése. *Fol. Hist.-nat. Mus. Matr.* **17**. pp 9-26.
- KRIPPEL, E. (1986): Postglacialny vyvoj vegetácie Slovenska. p. 307. VEDA. Bratislava.
- SZABÓ, J. (1992): Landslide processes and forms in the Hungarian Mountains of volcanic origin. In: *New perspectives in Hungarian geography - Studies in Geography in Hungary 27*. Budapest. pp. 63-75.
- (1993): Vergleichende Untersuchung der Rutschungsprozesse in Ungarn. *Berliner Geographische Arbeiten*, Heft **79**, Berlin. pp. 133-161.
- SZÉKELY, A. (1983): Vergleichende vulkanische Mittelgebirgsforschung in Ungarn. *Wissenschaftliche Kolloquien der ungarischen Wirtschafts- und Kulturtag in Hamburg*. Hrsg. W. Bachofer, H. Fischer, München pp. 207-238.
- SZÉKELY, A. (1987): Vulkáni hegységeink a legújabb kutatások tükrében. (The volcanic mountains of Hungary - in the light of recent research. *Földrajzi Közl.* **35/111**) pp. 134-142.

Manuskript eingegangen am 11.03.96

Characteristics and origin of a Saalian glaciolacustrine to glaciofluvial succession in the Hümmling region, NW Germany

JACQUES SCHWAN* & CORNELIS KASSE*

Geestplatten, Glaciolacustrine deposits, Saalian glaciation

Abstract: In the lowlands of northwest Germany, glaciofluvial plateaus (German: Geestplatten), and pushmoraines built up by the Saalian ice sheet are surrounded by flat and low-lying country. In the study area in the Hümmling, the Geestplatte consists of mainly sandy meltwater deposits with a capping of groundmoraine or till residue. This outwash plain was built up during the Main Drenthe Advance of the Saalian glaciation and subsequently overridden by the expanding ice sheet. The meltwater deposits form coarsening-upward sequences exposed in three sandpits in the study area.

From base to top in the exposures, three waterlaid facies are distinguished: a basal glaciolacustrine facies, a transitional facies and an upper glaciofluvial facies. Unless erosion has interfered, the upward change from one facies to the next is markedly gradational.

The paper gives arguments for the distal-lake origin of the basal facies. It supposedly formed as the fill of drainless depressions in the distant foreland of the ice-sheet margin. By this process, the terrain was levelled and prepared for a gradual change from glaciolacustrine to glaciofluvial depositional regime.

[Charakteristika und Ursprung saalezeitlicher glaziolacustriner bis glazifluviatiler Folgen im Hümmling-Gebiet, NW Deutschland]

Kurzfassung: Im Tiefland Nordwestdeutschlands sind von der saalezeitlichen Vereisung aufgebauten glazifluviolen Geestplatten und Stauchmoränen von flachen Niederungen umgeben. Im Untersuchungsgebiet im Hümmling besteht die Geestplatte aus hauptsächlich sandigen Schmelzwasserablagerungen die von Grundmoräne oder Blockbestreuung überdeckt sind. Diese Sanderfläche ist vom Haupt-Drenthe-Vorstoß abgelagert und danach beim weiteren Vorrücken des Eises überfahren worden. Die Schmelzwasserstände bilden nach oben größer werdende Sequenzen, die im Untersuchungsgebiet in drei Gruben aufgeschlossen sind.

Vom Liegenden zum Hangenden sind in den Aufschlüssen drei vom Wasser abgelagerte Fazies erkennbar: eine untere glazilimnische Fazies, eine Übergangsfazies und eine obere glazifluviale Fazies. Sofern sich keine erosiven Zwischenfälle ergeben haben, ist die aufwärtsgerichtete Veränderung von einer Fazies zur anderen ausgesprochen allmählich.

Dieser Artikel bringt Argumente dafür, daß die untere Fazies abgelagert worden sei in einer abflußlosen Senke,

* Adress of the author: Dr. J. SCHWAN* & DR. C. KASSE*, Faculty of Earth Sciences, Vrije Universiteit, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands

die sich im fernen Vorland des Inlandeises befand. Durch diesen Vorgang wurde das Gelände eingeebnet und vorbereitet auf eine allmähliche Änderung von glazilimnischen nach glazifluviolen Ablagerungsverhältnissen.

Introduction

In the lowland of northwest Germany, plateaus and hills consisting of Saalian glacial deposits and pushmoraines formed by the Saalian continental ice sheet are surrounded by flat and low-lying country. In German, these two major landform types are referred to as respectively "Geestplatten" and "Niederungen" (Figs. 1 and 2). The latter category represents a system of deep basins and valleys supposedly left behind by the Saalian ice and subsequently filled with mostly sandy sediment (German: Talsande).

In our study area in the Hümmling, the Geestplatte consists of considerable thicknesses of mainly sandy meltwater deposits with a cover of groundmoraine or till residue. In three exposures, the location of which is shown in Fig. 2, these sediments were available for sedimentologic analysis. When the information from the three sites is combined, the picture emerges of a coarsening-upward fluvio-glacial sequence laid down and subsequently overridden by an advancing continental ice sheet.

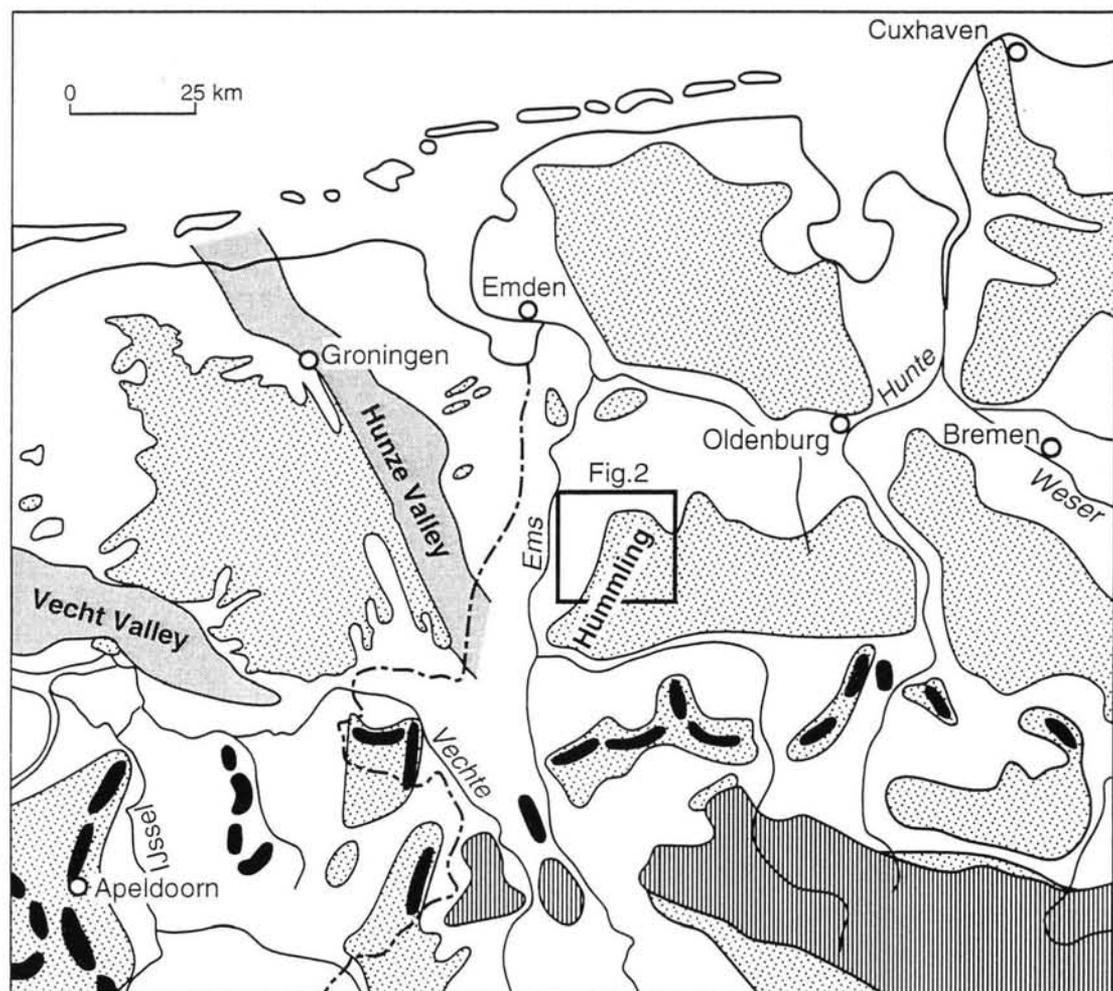
This however, is a first-sight impression only and closer scrutiny shows that the fine-sandy basal part of the sequence should be of glaciolacustrine rather than glaciofluvial origin. This interpretation was not an obvious one as (i). classical glaciolacustrine features such as silty or clayey texture and varve-like structure are absent in the lower part of the sequence and (ii). the upward transition from fine-sandy lower unit to upper unit with gravelly-sand composition is gradational and, consequently, unsuggestive of any distinct break in depositional environment.

This paper gives arguments in support of the above interpretation and analyzes the environmental conditions under which glaciolacustrine to glaciofluvial successions may form.

Geologic Setting

Figures 1 and 2 show the generalized geomorphology of the study area and its wider surroundings. The corresponding stratigraphy is given in Fig. 3.

Unit 1 is believed to represent a huge outwash plain built up during the older phase of Saalian glaciation (the Main Drenthe Advance) and subsequently overridden by the expanding ice sheet (SCHROEDER 1978, CASPERS et al. 1995). Less clear is the origin of the



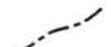
-  Plains and valleys with Weichselian periglacial or Holocene surface deposits
-  Plateaus, hills and hill-ridges consisting of Saalian glacial deposits and including glaciotectionic landforms pushed up by Saalian ice. These features are with or without a thin cover of Weichselian to Holocene aeolian sand
-  End moraines of Rehburger Phase
-  Buried Saalian valleys
-  Prequaternary uplands with or without a cover of Quaternary sediment
-  German - Dutch frontier

Fig. 1: Generalized geomorphology of northwest Germany and the northeastern Netherlands. Based on LIEDTKE (1973), MEYER (1983), ZAGWIJN et al. (1985) and VAN DEN BERG & BEETS (1987).

Abb. 1: Allgemeine Geomorphologie Nordwestdeutschlands und der nordöstlichen Niederlande. Nach LIEDTKE (1973), MEYER (1983), ZAGWIJN et al. (1985) und VAN DEN BERG & BEETS (1987).

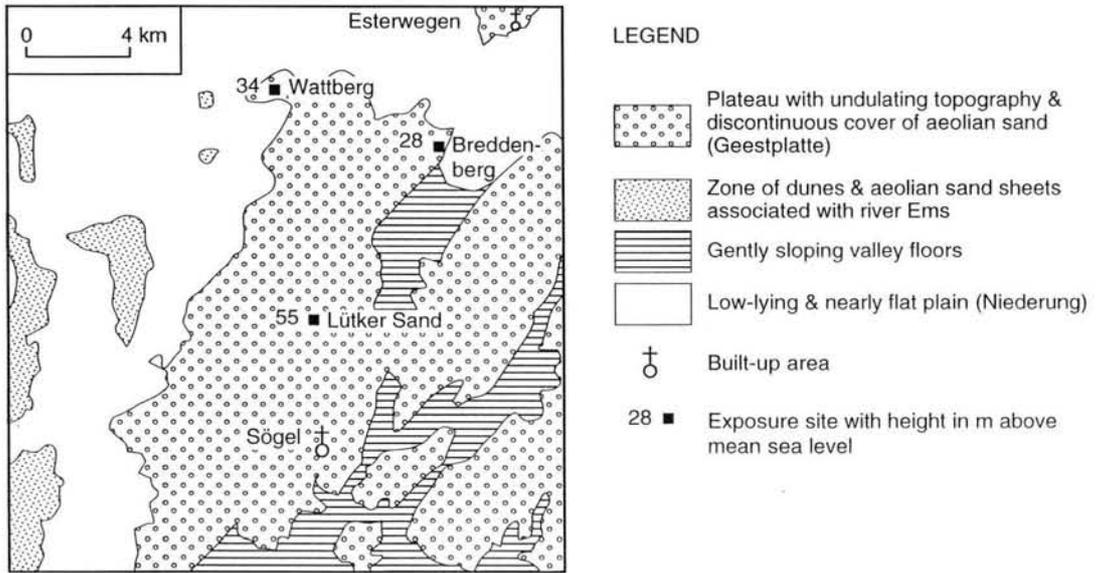


Fig. 2: Geomorphologic sketchmap of the study area with location of exposure sites.

Abb. 2: Grundriß der Geomorphologie des Untersuchungsgebietes mit Lage der Aufschlüsse.

deep and wide Talsand-filled basins that surround the Geestplateaus. Various authors (quoted by MEYER 1983) have suggested that at least part of them results from either glacial scouring or meltwater erosion when the ice sheet was retreating from the subject region. A similar ambiguity prevails with respect to the Hunze Valley, a buried valley in the subsoil of the northern Netherlands (Fig. 1). Whereas VAN DEN BERG & BEETS (1987) interpreted both this feature and the fossil Vecht Valley as a lake-overflow channel, BOSCH (1990) attributes the origin of the Hunze Valley to erosion by a narrow glacier tongue flowing in south-south eastern direction.

Unit 2 comprises (i) a generally thin layer of aeolian coversand that occurs on both plateaus and adjacent lowlands, and (ii) the Talsand that fills the basins. Essentially, the Talsand deposits in the area of concern consist of Late Saalian, Eemian and Weichselian fluvial beds having a capping of windborne sand. Within this sediment type, organogenic intercalations are fairly common. It has been suggested that both localized fluvio-periglacial activity as well as regional deposition by perennial or seasonal rivers contributed to the buildup of the subject unit (BOIGK et al. 1960, DUPHORN et al. 1973, MEYER 1983).

Unit 3 consists of three subunits, viz. a podsollic soil marking the top of the Pleistocene plateau-sediments, a raised-bog peat that covers the Talsand north of the Geestplateau and, lastly, aeolian dunes that occur scattered in the study area.

The observation sites

Measured sections, lacquer peels and directional data were compiled in the three sandpits Breddenberg,

Lütker Sand and Wattberg (Fig. 2). With respect to these exposures, the following comments are given: 1. SCHRÖDER (1978) has suggested that the site Lütker Sand might represent an inlier of Elsterian age which is projecting through the strata of the Saalian outwash plain. Natural outcrops of Elsterian sediment occur only 55 km west of the Hümmling in Drenthe in The Netherlands (TER WEE 1979, BOSCH 1990) and this would seem to be in support of the above interpretation. The stratigraphical relationships assumed by SCHRÖDER (1978, his pages 81 - 85) are based on the shallower exposure-depths of his time. However, the present condition of sandpit Lütker Sand unequivocally shows that the "Sockelsand" is older than the "Sande und Kiese" with the reverse being the principal argument in favour of an Elsterian age. Consequently, the sediments of all three investigated sites are supposed to have been laid down during the same period, i. e. during the Main Drenthe Advance of the Saalian Stage.

2. The exposures consist of sediments that were overridden by the advancing ice sheet which had previously deposited them. The first halt of this ice sheet occurs well to the south of the Hümmling and is marked by the endmoraines of the Rehburger Phase (Fig. 1). In the study area itself, glaciotectionic deformation of the meltwater deposits is generally shallow and mild only. Because of the large size of the exposures, sections that had remained altogether free of distortion could be selected for sedimentologic analysis. A minor feature conceivably due to the stress exerted by an overriding ice sheet is the blurring or partial obliteration of structure found here and there in fine-grained layers. This could be a re-

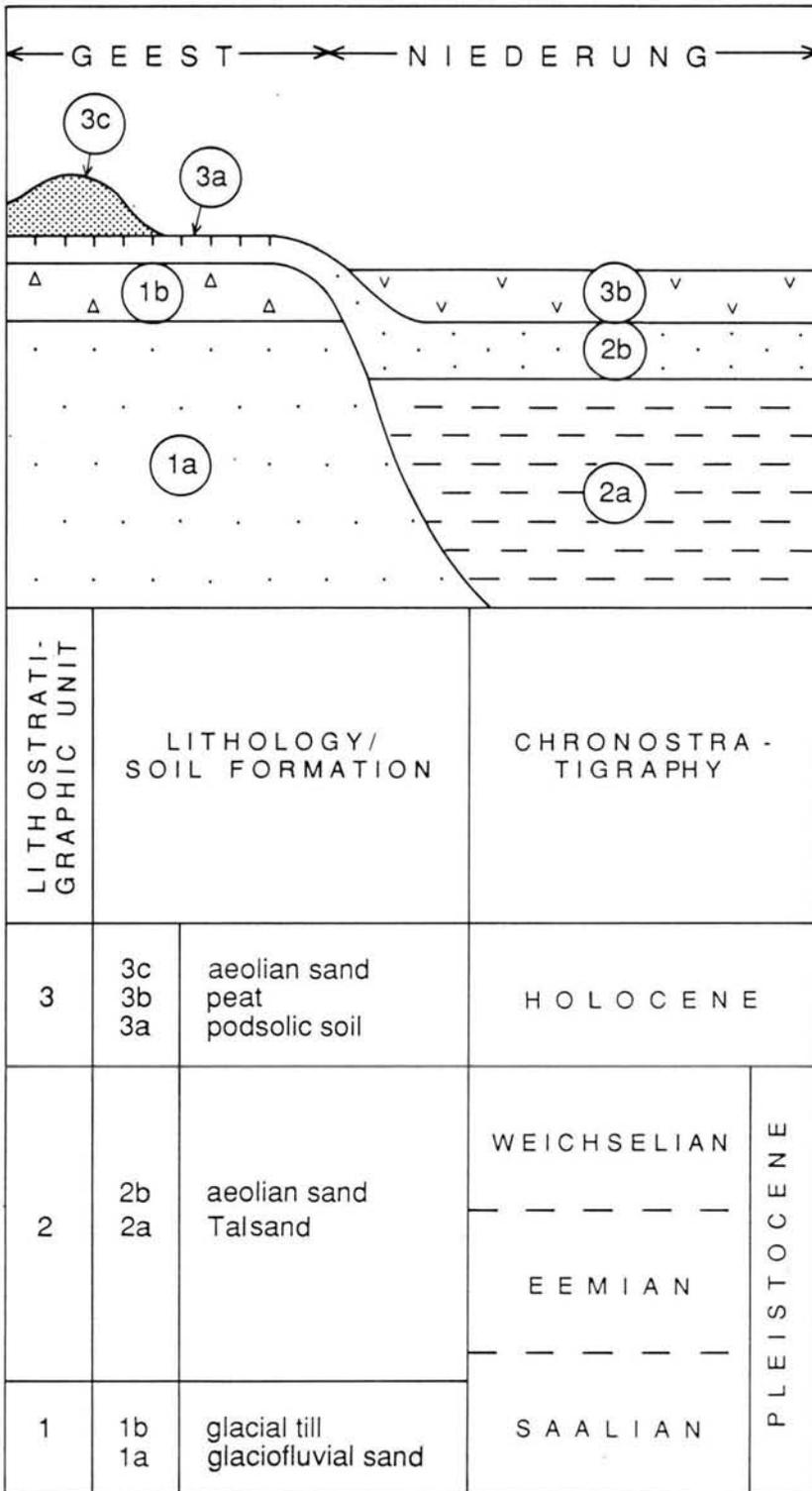


Fig. 3: Stratigraphy of the Hümmling study area.
Abb. 3: Stratigraphie des Untersuchungsgebietes.

sult of excessive porewater-pressure and the liquefaction associated with it.

Facies subdivision

In the sediments exposed at sites Breddenberg, Lütker Sand and Wattberg four waterlaid and two glacial facies have been distinguished (Figs. 4-9).

The waterlaid facies

The diagnostic features of the four waterlaid facies A, B, C1 and C2 are given in Table 1. Combination of the measured sections shows that the succession of the waterlaid facies A, B and C1 or C2 represents a coarsening-upward sequence. Unless erosion has interfered, the transition from one facies to the next is markedly gradational. But for the fact that in our case a change from glaciolacustrine to glaciofluvial environment is involved, successions of this type are common in Geestplateaus; in German they are referred to as Vorschütt-sande, i. e. sands laid down by an advancing ice sheet (EHLERS & GRUBE 1983).

Facies A. Facies A is characterized by both the alternation of planebedded and ripple-laminated sets and a texture ranging from silt to medium sand (Fig. 10). This facies is supposed to have formed by the discharge of sediment-laden meltwater into a distal

SEDIMENTOLOGIC LEGEND

1 = Height above mean sea level in m

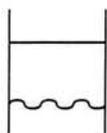
2 = Facies types :

A = Lacustrine facies

B = Transitional facies

C1,C2 = Glaciofluvial facies

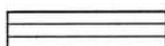
D1,D2 = Glacigenic facies



Gradational facies contact

Sharp or erosive facies contact

3 = Graphic log :



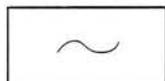
planebed lamination



cross-bedding



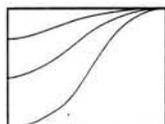
planar x-lamination, trough x-lamination
or climbing-ripple x-lamination



alternation of thin layers with ripple-foreset
x-lamination and planebed lamination



channel fill ; mid-channel depth < 1m



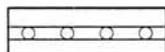
channel fill ; mid-channel depth > 2m



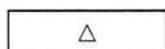
single graded bed or succession of several graded beds



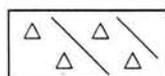
channel with graded fill



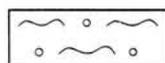
single-grain string of gravels in matrix of sand



residue of weathered till



ground moraine

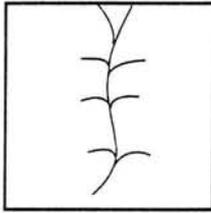


brecciated gravelly sand

Fig. 4: Legend to Figs. 6-9.

Abb. 4: Legende zu den Abbildungen 6 bis 9.

SEDIMENTOLOGIC LEGEND (CON'D)



frost crack



no information

4 = Special features :



isolated particles of gravel size in matrix of sand



lamination distorted by liquefaction

• k

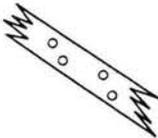
clay pebbles



thin clay layer



alternation of thin layers with contrasting texture e.g medium sand / coarse sand or medium sand / gravel



gravelly - sand intercalation with distorted bedding

5 = Texture of waterlaid units :

Si = silt

fS = fine sand

mS = medium sand

cS = coarse sand

gS = gravelly sand with gravel - layers in sandy matrix constituting at least 10% by volume

Fig. 5: Legend to Figs. 6-9, continued.

Abb. 5: Legende zu den Abbildungen 6 bis 9 (Fortsetzung).

BREDDENBERG

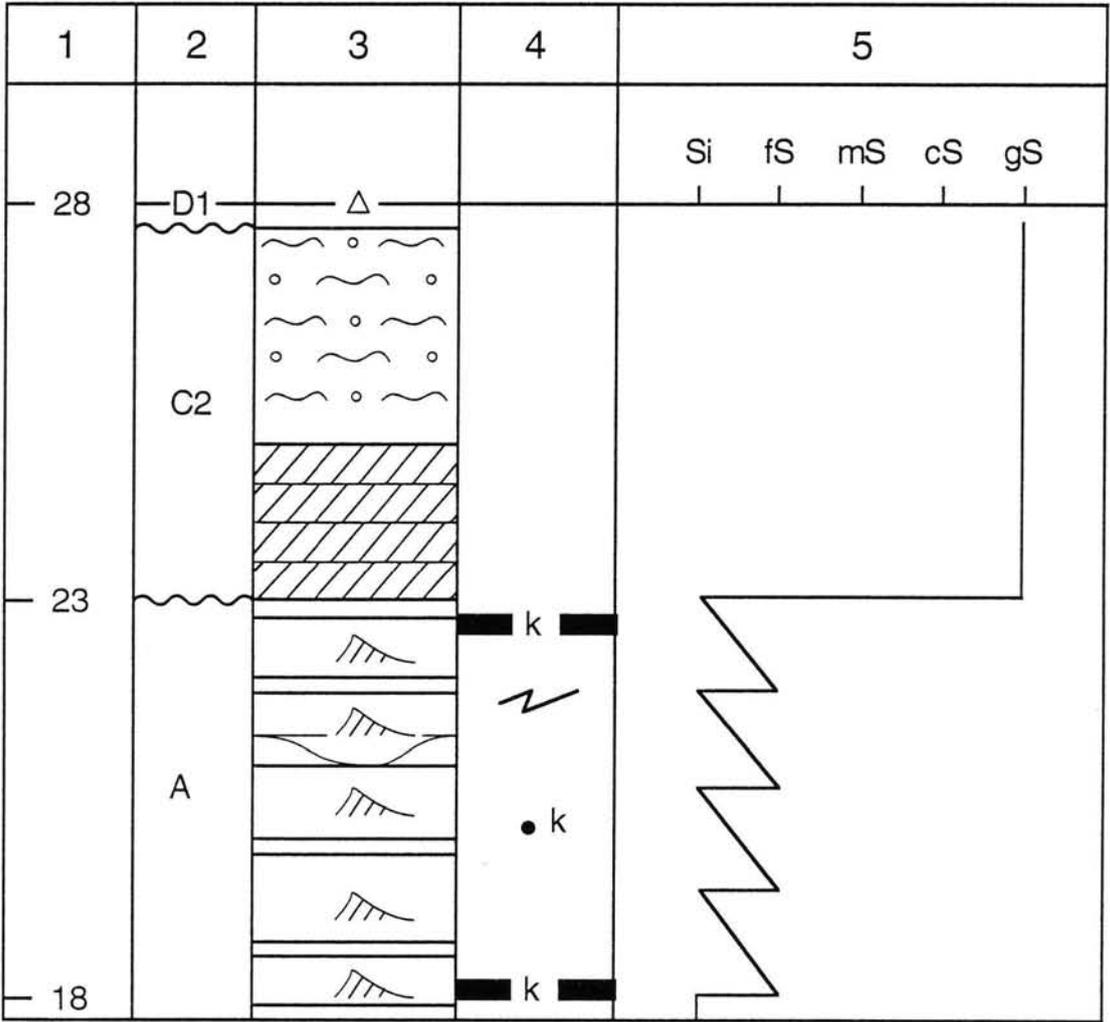


Fig. 6: Sedimentologic log of site Breddenberg.
 Abb. 6: Sedimentologischer Profilschnitt des Aufschlusses Breddenberg.

lake, i. e. into a body of standing water located away from the ice-sheet margin (cf. SMITH and ASHLEY 1985). Accordingly, the successions of the two types of sets are regarded as incomplete, small-scale turbidites in which only the parallel-laminated division B and the current-rippled division C of the classical sequence of BOUMA (1962) are represented. Between cycles, the thickness ratio of the two components shows considerable fluctuation and this suggests that the rhythmicity should be attributed to weather-dependent rather than seasonal discharge-variations.

An often applied criterion for the identification of lake deposits is the presence of silty and clayey beds. Apart from a few thin clay drapes and clay pebbles,

this characteristic is lacking in facies A. Both the relatively elevated glauconite, mica and metamorphic-mineral contents and the occurrence of lignite fragments indicate that facies A (as well as the other water-laid facies) derive, to a large part, from the Pre-saalian Pleistocene and Tertiary subsoil of northwest Germany (e.g. KROOK & SCHWAN 1994). In the proximity of the German-Dutch border, these source beds have a mainly sandy composition (TER WEE 1979, BOSCH 1990) and this should be the reason why in the lacustrine facies A a clayey component is practically absent.

MEYER (1982), EHLERS et al. (1984) and EHLERS (1994) discuss glaciolacustrine strata in sandur deposits that may well be coeval with our facies A. They occur

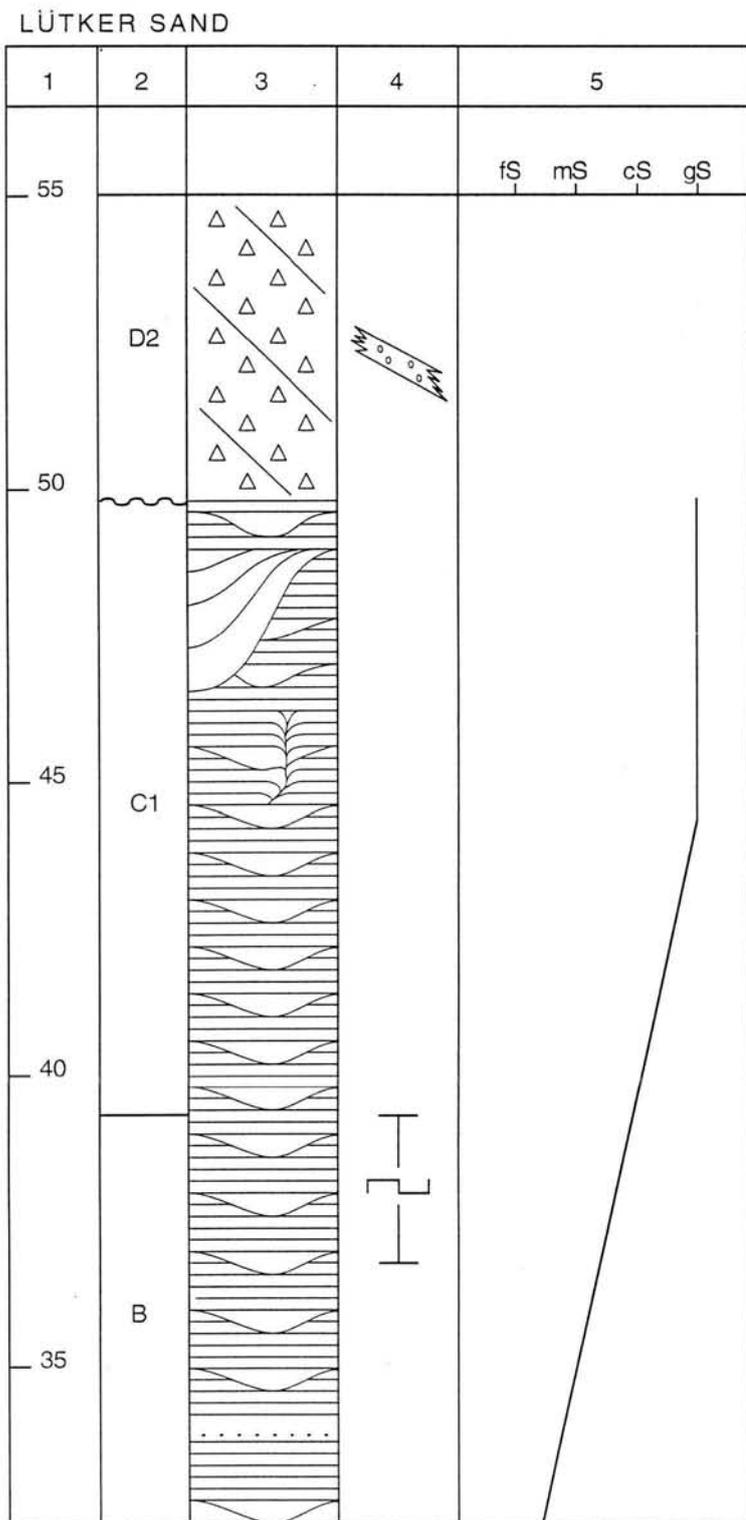


Fig. 7: Sedimentologic log of site Lütker Sand.

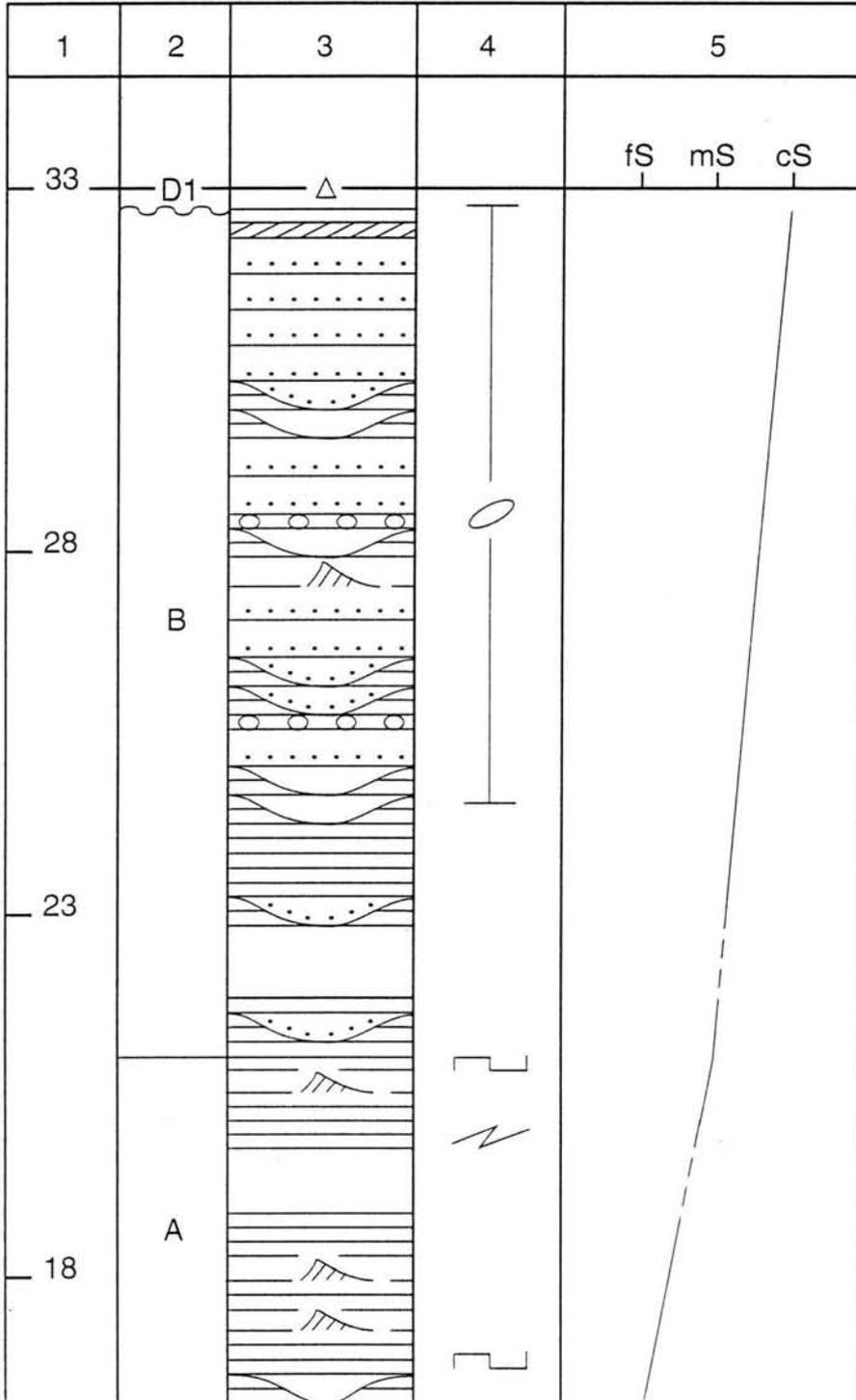
Abb. 7: Sedimentologischer Profilschnitt des Aufschlusses Lütker Sand.

some 170 km northeast of the Hümmling in a Geestplateau south of the Elbe-estuary and consist of well-sorted fine sands having an average thickness of 10 m. Sediments of this type, called Beckensande in German, supposedly were formed during the earliest part of the Saalian glaciation and their paleocurrent data are dominated by flow in northwestern to northern directions. Following the just-mentioned authors, these "basin sands" were laid down in huge shallow depressions occupying a distal position with respect to the ice-sheet margin or, alternatively, they might have been left behind by large braided-river systems.

Facies B. Regarding texture and structure facies B holds an intermediate position between facies A and C1 which underlie respectively overlie it. When facies B is distinguished from its counterparts on the basis of grainsize composition, there is not a unique type of structure to match. Depending on location we find predominance of either turbiditic couplets or channel fills in a planebedded matrix. Since the subject facies cannot be unequivocally tied to a specific depositional environment, it must be considered a transitional facies. Its significance is that it demonstrates the gradualness of the change from glaciolacustrine to glaciofluvial regime.

Facies C1 and C2. Facies C1 and C2 are two fluvio-glacial facies having in common a gravelly-sand texture. The first facies consists of shallow channel fills with widths of up to 8 m and depths not exceeding 80 cm in a matrix of planebedded sand (Fig. 11). It probably represents a sheetflood deposit associated with an alluvial fan. The second facies is characterized by planar cross-bedding

WATTBERG 1



which may have formed in bars of a braided river (Miall 1977). Facies C2 was found at site Bredenberg (Figs. 6 and 12) where a part of it suffered deformation or brecciation by ice push. The river course which deposited it apparently cut down deeply into the substrata as is evidenced by an abrupt textural break at the base of the facies under consideration.

The glaciogenic facies
 Facies D1 is a residue of scattered erratics on the groundsurface which has been left over from weathering and washing of facies D2, the original groundmoraine. Facies D2 is a subglacial till with loamy texture, crude stratification and an intercalation of gravelly sand. In the study area, this facies only occurs in natural hollows in the groundsurface where it was sheltered from Postsaalian weathering and erosion.

Directional data

The paleocurrent directions that

Fig. 8: Sedimentologic log of site Wattberg, section 1.
 Abb. 8: Sedimentologischer Profilschnitt 1 des Aufschlusses Wattberg.

WATTBERG 2

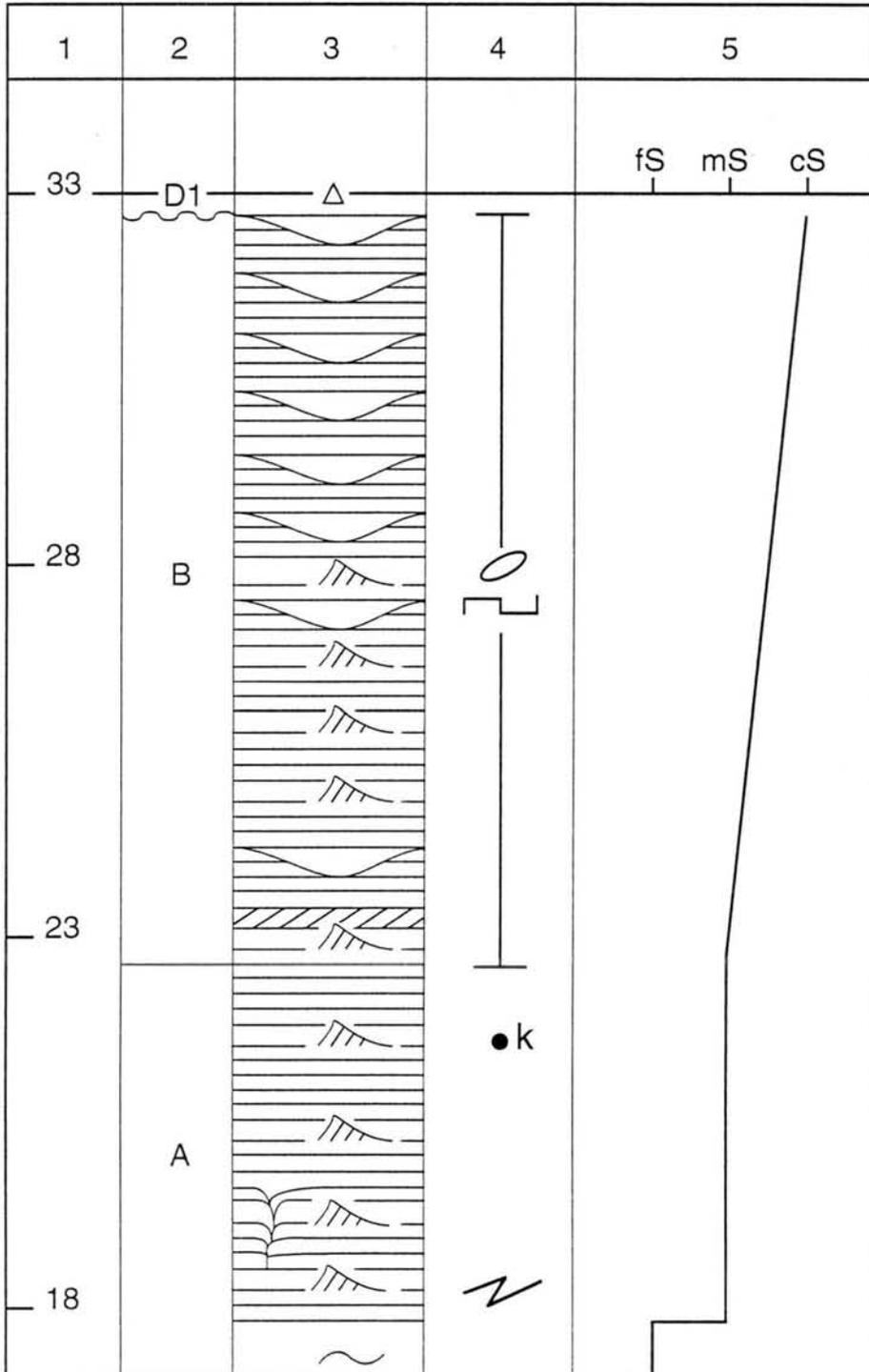


Fig. 9: Sedimentologic log of site Wattberg, section 2.

Abb. 9: Sedimentologischer Profilschnitt 2 des Aufschlusses Wattberg.

were measured in the three exposures are given in Fig. 13. Included in this figure are readings from two now derelict sandpits in the immediate vicinity of site Lütker Sand. These data are a conversion of material compiled by SCHRÖDER (1978) and should compensate for the lack of information on exposure Lütker Sand itself. In the just mentioned sandpit structures suitable for measuring paleocurrent directions are hard to find. Shallow channel fills in a matrix of plane bedded sand are the prevailing type of sedimentary structure. With respect to these features it was found that they (i). occur in equal frequency in mutually perpendicular pit faces and (ii). are mostly of the types A and B of Fig. 14 and exceptionally of type C of the sa-



Fig. 10: Alternation of planebedded and ripple-laminated sets in incomplete turbidites of glaciolacustrine facies A. Scattered black mottles are lignite fragments. Lacquer peel from exposure Wattberg. Length of profile = 125 cm.

Abb. 10: Abwechslung von Parallelschichtung und Rippelschichtung in unvollständig ausgebildeten Turbiditen der glazilimnischen Fazies A. Vereinzelt schwarze Flitter sind Braunkohlstückchen. Lackfilm aus Aufschluß Wattberg. Länge des Profils = 125 cm.

me figure. The fill of the first two types might be interpreted as either a lateral-accretion structure or a microdelta. Current flow would have been parallel to the channel axis in the first case but perpendicular to it in the second case. Thus, there are ambiguities relating both to the plan-form of the channels and the direction of the flows that filled them with sediment.

Two clusters of paleocurrent directions can be distinguished in Fig. 13: one in the sector SE to SSE and the other one in the sector W to WNW. From the bottom histogram of Fig. 13 it might be inferred that this result merely represents the dispersion inherent to the data in question. Alternatively, the bipartition could be significant in the sense that the clusters correspond to two different streams of sediment-laden meltwater forming at the ice-sheet margin and dropping their load in a closed basin. The two streams may have either coexisted when a sufficient size of the lake permitted this or otherwise they succeeded each other due to time-dependent changes in the position of the ice-sheet margin. In the first case it must be assumed that the ice-sheet margin had a curved or irregular outline rendering possible the formation of meltwater streams with widely differing flow directions within the bounds of the lake. From the work of SCHRÖDER (1978) it is understood that this requirement was met during the Saalian glaciation of the Hümmling-area.



Fig. 11: Channel fills of glaciofluvial facies C1 in exposure Lütker Sand.
 Abb. 11: Rinnenfüllungen der glazifluvialen Fazies C1 im Aufschluß Lütker Sand.

Discussion

Lacustrine deposition is a feature of wide occurrence in the glacial environment. In low-relief glacioterrestrial settings such as northern Europe and north America in Pleistocene times, huge lakes came into being as a result of overdeepening by glacial erosion, isostatic depression of the proglacial landscape or the damming of epicontinental seas by the advancing ice sheet (GIBBARD 1988; DAWSON 1992; EYLES & EYLES 1992; EHLERS 1994). Other, smaller-scale events conducive to the ponding of meltwater were the damming of river valleys by the ice-sheet and the formation of tunnel valleys (EHLERS & LINKE 1989; EHLERS 1994) and glacial basins (DE GANS et al. 1987). In order to relate our glaciolacustrine to glaciofluvial succession to one or more of the above processes, the following hypothesis is proposed to account for its genesis:

In the early stages of Saalian glaciation, the study area occupied a distal position with respect to the ice-sheet margin and its ground surface was at a considerably lower level than it is now. It may be expected that the fine-grained margin of the incipient sandur preferentially filled drainless depressions that happened to be present in the distant foreland. This would result in a general levelling of the terrain and concomitant gradual change from lacustrine to fluvial regime. Lake deposits so formed would be thin, discontinuous and restricted to the early phase of a glaciation event.

The process under consideration depends on the presence of closed depressions, preferably of large size, in the foreland of the continental ice sheet. It is suggested that, at the onset of Saalian glaciation, this type of relief was represented in northwestern Germany by at least two different land forms.

In the first place there must have existed a Presaalian drainage pattern directed towards the North Sea and having an overall SE to NW or S to N orientation. With the advance of the continental ice sheet this system became blocked from the north and this provided traps for sediment-laden meltwater.

Secondly, the Elsterian ice sheet had left behind a system of wide and deep tunnel valleys in the subject area. It is imaginable that the generally north-south trending topography so created did survive through Holsteinian and preglacial Saalian times and expressed itself in the form of large, elongate depressions. Naturally, their original depth would not have been retained but the present assumption is that Postelsterian deposition did not fully level them either.

Conclusions

1. The sandy meltwater deposits exposed in the study area in northwestern Germany were laid down during the Main Drenthe Advance of the Saalian glaciation (= Older Saalian Glaciation) and represent a glaciolacustrine to glaciofluvial succession with coarsening-upward trend.
2. Stacks of incomplete, small-scale turbidites testify

Table 1: Characteristics of waterlaid facies

Tabelle 1: Merkmale der vom Wasser abgelagerten Fazies.

Facies	Texture		Sorting	Facies - contacts
C1, C2	Coarse sand - gravelly sand. Size of gravels up to 5 cm	In all facies a coarsening - upward trend is often found	Facies C2: alternation of gravelly & sandy foreset beds Facies C1: gravelly channel fills in matrix of sand	From facies A to facies C1/C2 the sediment becomes increasingly heterolithic Facies contacts are gradational and not sharply defined
B	Fine sand - coarse sand		Alternation of thin layers of coarse, medium & fine sand with isolated occurrences of gravel - sized particles	
A	Silt - medium sand		Either homogeneous texture or multiple grading in fine sand to silt range	

Table 1: Characteristics of waterlaid facies (cont'd)

Tabelle 1: Merkmale der vom Wasser abgelagerten Fazies (Fortsetzung).

Facies	Dominant structure	Other features	
C1,C2	Facies C2: Cross - bedded sets with high gravel - content (Fig. 12) Facies C1: Frequent occurrence of channel fills in matrix of planebedded sand (Fig. 11)	Facies C2 is partly brecciated or glaciotectonically distorted	
B	Facies B is structurally intermediate between facies A and C1	Successions of graded beds	Scattered dark brown mottles presumably being lignite - fragments. Relatively high mica - content, in particular in fine fractions
A	Alternation of planebedding and small - ripple lamination (Fig. 10). Limited occurrence of mainly small channel fills	Occasional thin clay layers and clay pebbles	

to the distal-lake origin of the basal facies of the succession. Despite this mode of deposition, the basal facies hardly contains clay. This is due to the predominantly sandy composition of the Pleistocene and Tertiary sourcebeds of the meltwater deposits.

3. In the meltwater deposits, two clusters of paleocurrent directions can be distinguished. The two clusters correspond to two streams of sediment-laden meltwater forming at the ice-sheet margin and depositing their load in a closed basin. The two streams either coexisted in a large lake or otherwise they succeeded each other as a result of changes in the position of the ice-sheet margin.

4. The basal facies formed as the fill of drainless depressions that happened to be present in the distant

foreland of the ice-sheet margin. By this process, the terrain was levelled and prepared for a gradual change from lacustrine to fluvial depositional regime. The initial topography of the proglacial landscape may have been shaped by both damming of preglacial rivercourses and Elsterian tunnel-valley formation.

Acknowledgments

We thank professor Dr. K.-D. Meyer for providing us with relevant information and Drs. K. Van Gijssel for interesting suggestions.

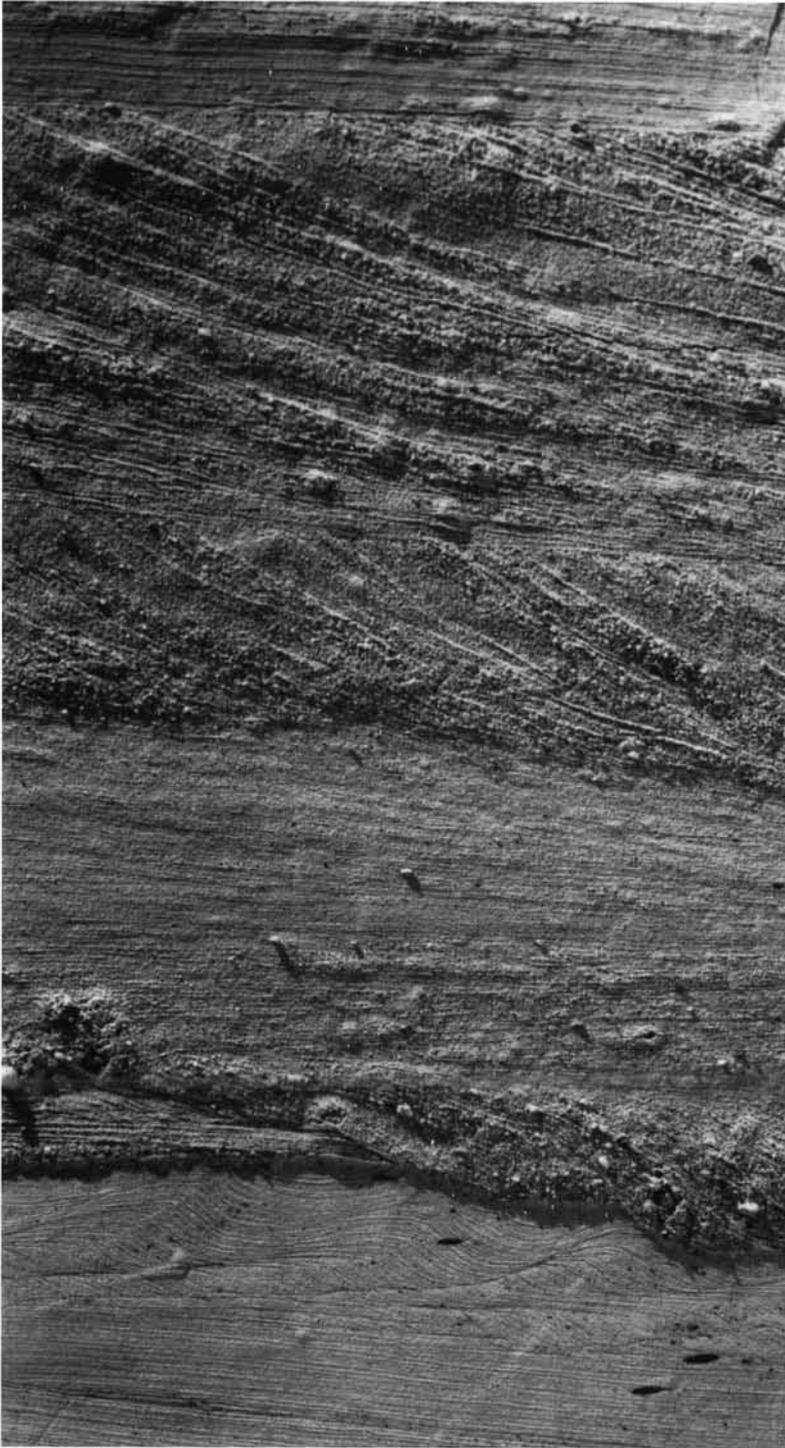


Fig. 12: Planar cross-bedded units of glaciofluvial facies C2 in upper half and sets with variable structure of intermediate facies B in lower half of lacquer peel from exposure Breddenberg. Length of profile = 125 cm.

Abb. 12: Planparallele, kreuzgeschichtete Einheiten der glazifluvialen Fazies C2 in der oberen Hälfte und Schichten mit veränderlicher Struktur der Übergangsfazies B in der unteren Hälfte eines Lackfilmes aus Aufschluß Breddenberg. Länge des Profils = 125 cm.

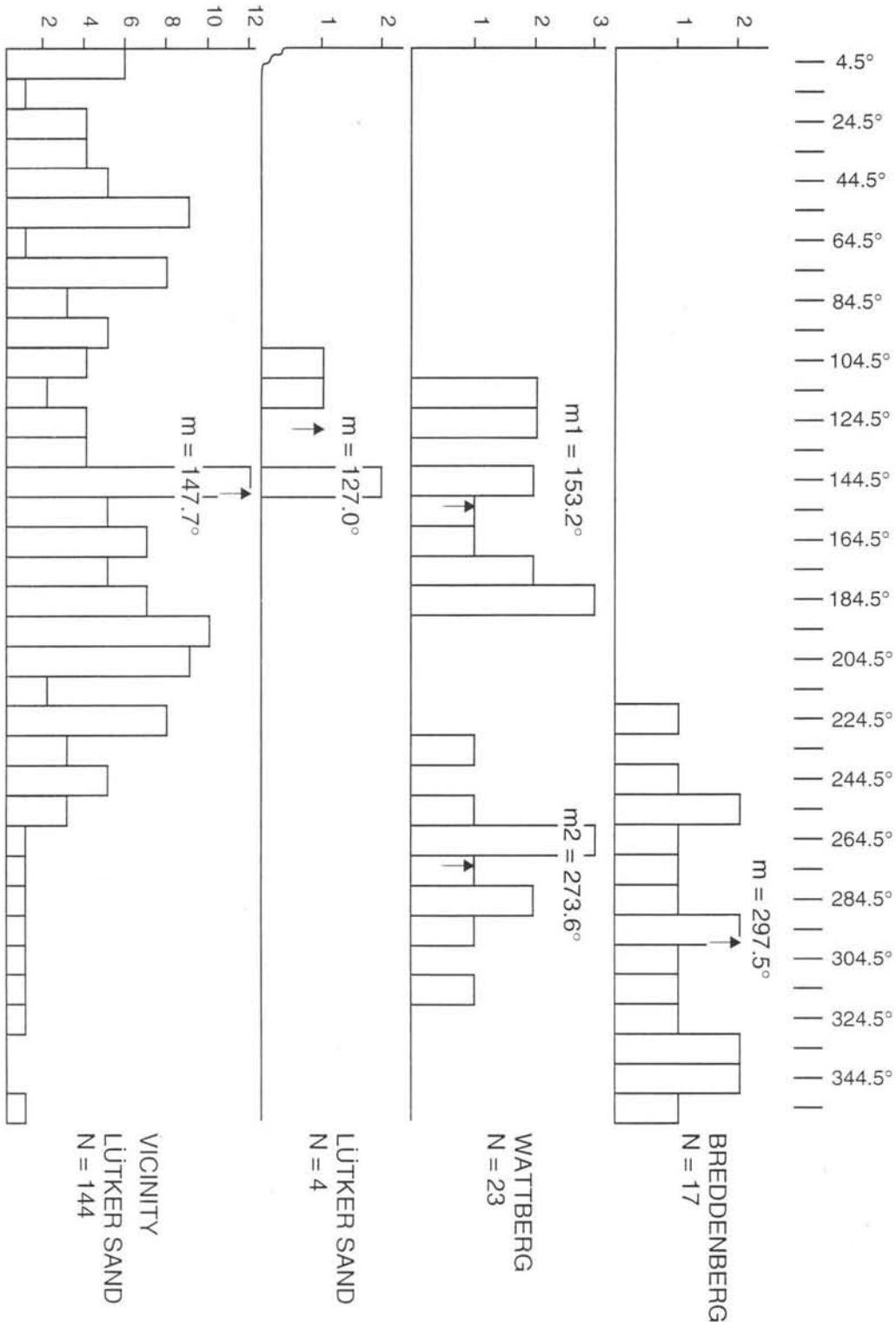


Fig. 13: Paleocurrent directions measured at four sites. The bottom histogram is a conversion of data compiled by SCHRÖDER (1978). m = mean paleocurrent direction.

Abb. 13: Schrägschichtungsmessungen an vier Stellen. Das unterste Histogramm ist hergestellt aus konvertierten Daten von SCHRÖDER (1978). m = Mittelwert der Aufschießungsrichtung.

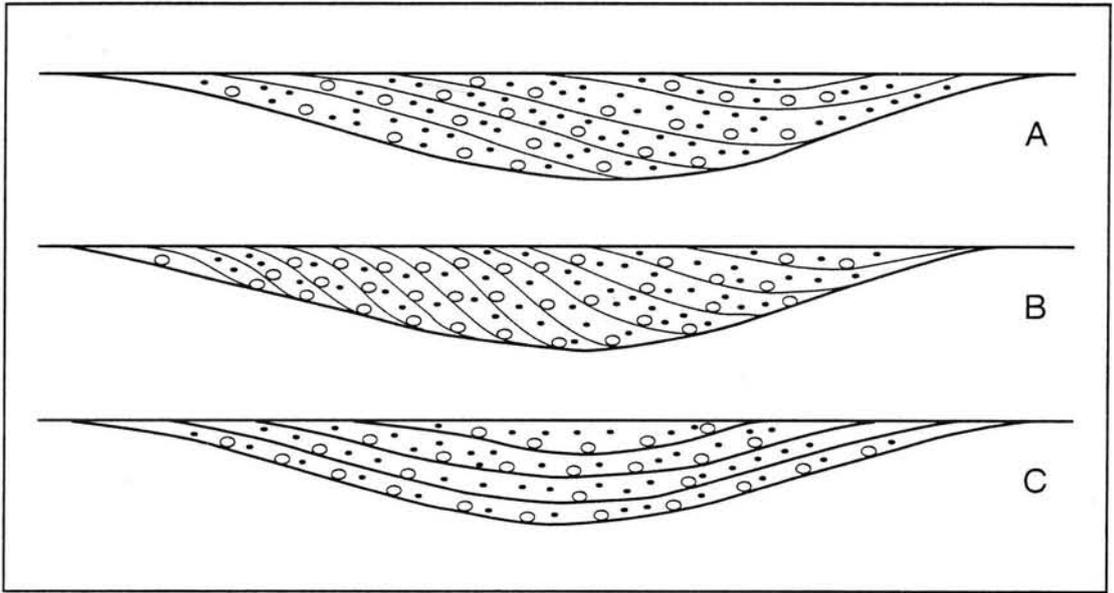


Fig. 14: Three types of channel fill in facies C1 at Lütker Sand. Types A and B are common and type C is rare. In types A and B flow may have been either from left to right (microdelta) or perpendicular to the page (lateral accretion).

Abb. 14: Drei Typen von Rinnenfüllungen in Fazies C1 in Lütker Sand. Typen A und B sind üblich und Typus C ist selten. In Typen A und B war die Strömung entweder von links nach rechts (Mikrodelta) oder senkrecht auf der Seite (seitwärtsgerichtete Aufschüttung).

References

- BOIGK, H., DIETZ, C., GRAHLE, H.-O., HOFFMANN, K., HOLLSTEIN, W., KÜHNE, F., RICHTER, W., SCHNEEKLOTH, H., WAGER, R. (1960): Zur Geologie des Emslandes. - *Beih. Geol. Jb.*, **37**; Hannover.
- BOSCH, J.H.A. (1990): Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1:50.000, Blad Assen West (12 W) en Blad Assen Oost (12 O). - *Rijks Geologische Dienst*; Haarlem.
- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits; Amsterdam.
- CASPERS, G., JORDAN, H., MERKT, J., MEYER, K.-D., MÜLLER, H., STREIF, H. (1995): III. Niedersachsen. - In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*, Gebr. Borntraeger, 23-58; Berlin.
- DAWSON, A.G. (1992): *Ice Age Earth*; London.
- DE GANS, W., DE GROOT, T., ZWAAN, H. (1987): The Amsterdam basin, a case study of a glacial basin in The Netherlands. - In: VAN DER MEER, J.J.M. (Hrsg.): *Tills and Glaciotectonics*, A.A. Balkema, 205 - 216; Rotterdam.
- DUPHORN, K., GRUBE, F., MEYER, K.-D., STREIF, H., VINKEN, R. (1973): A. Area of the Scandinavian Glaciation, 1. Pleistocene and Holocene. - In: SCHÖNHALS, E. & HUCKRIEDE, R. (Hrsg.): *State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. - Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 222 - 250; Öhringen/Württ.
- EHLERS, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie*; Stuttgart.
- GRUBE, F. (1983): Meltwater deposits in north-west Germany. - In: EHLERS, J. (Hrsg.): *Glacial Deposits in North-West Europe*, A.A. Balkema, 249 - 256; Rotterdam.
- LINKE, G. (1989): The origin of deep buried channels of Elsterian age in Northwest Germany. - *J. of Quat. Sc.*, **4**: 255 - 265; Chichester.
- MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. (1984): Pre-Weichselian glaciations of North-West Europe. - *Quat. Sci. Rev.*, **3**: 1 - 40; Oxford.
- EYLES, N., EYLES, C. H. (1992): 5. Glacial Depositional Systems. - In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Hrsg.): *Facies Models: response to sea level change*, Geological Association of Canada, 73 - 100; St. John's, Newfoundland.
- GIBBARD, P.L. (1988): The history of the great northwest European rivers during the past three million years. - *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **B 318**: 559 - 602; London.
- KROOK, L., SCHWAN, J. (1994): Sediment-petrologic characteristics of Saalian and Weichselian deposits in the Hümmling region, NW Germany. - *Geologie en Mijnbouw*, **72**, 331 - 347; Utrecht.
- LIEDTKE, H. (1973): *Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa*. Geologische Karte Maßstab 1:1.000.000; Berlin.
- MEYER, K.-D. (1982): Erläuterungen zu Blatt Nr. 2524 Buxtehude, Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000. - *Niedersächsisches Landesamt f. Bodenforschung*; Hannover.
- (1983): Zur Anlage der Urdeltäler in Niedersachsen. - *Z. Geomorph. N.F.*, **27-2**: 147 - 160; Berlin.
- MIALL, A.D. (1977): A Review of the Braided-River Depositional Environment. - *Earth-Science Reviews*, **13**: 1 - 62; Amsterdam.
- SCHRÖDER, E. (1978): *Geomorphologische Untersuchungen im Hümmling*. - *Göttinger Geographische Abhandlungen*, **70**: 5 - 111; Göttingen.
- SMITH, N.D., ASHLEY, G.M. (1985): Chapter 4 Proglacial lacustrine environment. - In: ASHLEY, G.M. et al. (Hrsg.): *Glacial sedimentary environments*, Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists, **16**: 135 - 216; Tulsa, OK.
- TER WEE, M.W. (1979): Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1:50.000, Blad Emmen West (17 W) en Blad Emmen Oost (17 O). - *Rijks Geologische Dienst*; Haarlem.
- VAN DEN BERG, M.W., BEETS, D.J. (1987): Saalian glacial deposits and morphology in The Netherlands. - In: VAN DER MEER, J.J.M. (Hrsg.): *Tills and Glaciotectonics*, A.A. Balkema, 235 - 251; Rotterdam.
- ZAGWIJN, W.H., BEETS, D.J., VAN DEN BERG, M., VAN MONTERFRANS, H.M., VAN ROOIJEN, P. (1985): *Atlas van Nederland, deel 13: Geologie*. - *Stichting Wetenschappelijke Atlas van Nederland*; Den Haag.

Manuskript eingegangen am 13.05.1996

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	47	145 — 153 6 Abbildungen	<i>Hannover 1997</i>
----------------------------------	-----------	----------------------------	----------------------

220 m Altpleistozän im „Heidelberger Loch“

FRITZ FEZER*)

Pleistocene, fluvial sediments, stratigraphy, climatic change, Heidelberg, SW-Germany

Kurzfassung: Am westlichen Ende seiner Steilstrecke hat der Neckar eine Art Binnendelta aufgeschüttet. Er hat sofort reagiert, wenn im nahen Odenwald-Bergland die Ökosysteme gestört oder zusammengebrochen waren. Wenn sie sich wieder eingespielt hatten, trafen Gerölle aus weiter entfernten Gesteinsprovinzen ein. Mit der Aufschüttung glich der Fluß die tektonische Absenkung des „Heidelberger Lochs“ aus. Vergleichbare Profile aus Holland liegen näher am nordischen Klimabereich, und die Moränen und Schotterserien des Alpenvorlandes repräsentieren nur das Maximum einer Kaltzeit. Demgegenüber erlauben die 5 Profile aus Heidelberg in einer einzigartigen Vollständigkeit und ihren vielen Details, die geoökologischen Prozesse zu rekonstruieren, die im vom Eis wenig beeinträchtigten Teil Mitteleuropas abgelaufen sind.

[220 m thick Old Pleistocene fluvial sediments in the Upper Rhine graben near Heidelberg]

Abstract: The Neckar river passes the Odenwald mountains in a gorge (tectonic uplift) and flows in Heidelberg into the Upper Rhine graben, which sinks here by 0,2 to 0,75 mm/year. In this deltalike voluminous sediment the whole Quaternary is preserved. In the Cold Ages braided rivers spread gravel and sand. In the interglacials a meandering Neckar sedimented loam, sand or thin layers of gravel. In the warm stages from 35 to 7 the curve of the clay content was tuned to the ¹⁸O-temperature curves of the oceans.

[220 m Paléopléistocène à Heidelberg]

Résumé: Le Neckar a constitué par son cône de déjections une sorte de delta intérieur à l'extrémité ou-est de la partie de son cours à forte déclivité. Il a immédiatement réagi, lorsque les systèmes écologiques du proche Odenwald-Bergland furent perturbés ou s'effondrèrent. Quand ceux-ci se furent rééquilibrés, des cailloutis s'accumulèrent, provenant de strates pierreuses de régions plus éloignées.

Par ce remblaiement, le fleuve compensa l'affaissement tectonique du Heidelberger Loch (trou de Heidelberg). En Hollande, des profils comparables sont plus à rapprocher des zones climatiques nordiques; en zones préalpines, les moraines et séries d'éboulis représentent le maximum d'une période froide. Par contre, les 5 profils de Heidelberg permettent de reconstituer, de façon unique l'intégralité et avec force détails, les processus géoécologiques qui se sont déroulés dans une partie de l'Europe centrale peu affectée par les glaces.

Inhaltsverzeichnis

- 1 Einleitung
- 2 Das Thermalprofil

- 3 Das Profil „HD 1Fenneberger“, klimastratigraphische Einpassung
- 4 Sedimentanalyse
- 5 Neckarsande in Heidelberg (300-285 m) und Mauer (132 bis 141 m NN), Kaltzeit 18 und Warmzeit 17
- 6 Ergebnisse und Ausblick
- 7 Dank
- 8 Schriftenverzeichnis

1 Einleitung

„Preference should be given to a study of long records - those records which are more complete than others ... to solve the puzzle of Quaternary terrestrial stratigraphy“ (Schlüchter 1992, 607).

In der Gegenwart sinkt der Untergrund in der Nähe des Heidelberger Thermalbads tektonisch ab, 0,8 - 1 mm/Jahr. Hier konnte der Neckar zu allen Zeiten sein Sediment ablagern, nur nach der Lone-Ablenkung von Plochingen (ca. 1 Mio - 0,8 Mio J.v.h.) hat er eine Zeit lang - wie viele andere Rhein-Nebenflüsse - sein Tal verschüttet (FEZER 1992, in BEINHAUER & WAGNER). Ansonsten konnte er rückwärts einschneiden und andere Flüsse zu sich ablenken. Aus den Krümmungsradien hochgelegener alter Umlauftäler im Odenwald läßt sich das Einzugsgebiet des Neckars zu Beginn des Pleistozän schätzen.

	Niveau über Fluß	Radius	Einzugsgebiet	Quelle
Beginn des Pleistozäns	+ 70 m	375 m	< 2 500 km ²	Pforzheim ?
heute	0	700 m	14 000 km ²	V.-Schwenningen

Gegenüber den Gewinnen wiegen die kleinen Verluste an den Main leicht (zur Flußgeschichte s. FEZER 1974 und 1993/95, MADER 1978). Im Lauf des Pleistozäns hat er immer mehr und immer gröberes Material im „Heidelberger Loch“ abgelagert, woran die Klimaverschlechterung sowie ein schnelleres tektonisches Absinken beteiligt sind. Insgesamt wurden 5 Bohrungen ausgewertet (Abb. 2). Selbstverständlich sind wir bei der stratigraphischen Interpretation der Profile von der Flur nach unten vorgegangen. Die jüngsten Schotter sind eini-

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. F. FEZER, Moselbrunnweg 91, 69118 Heidelberg

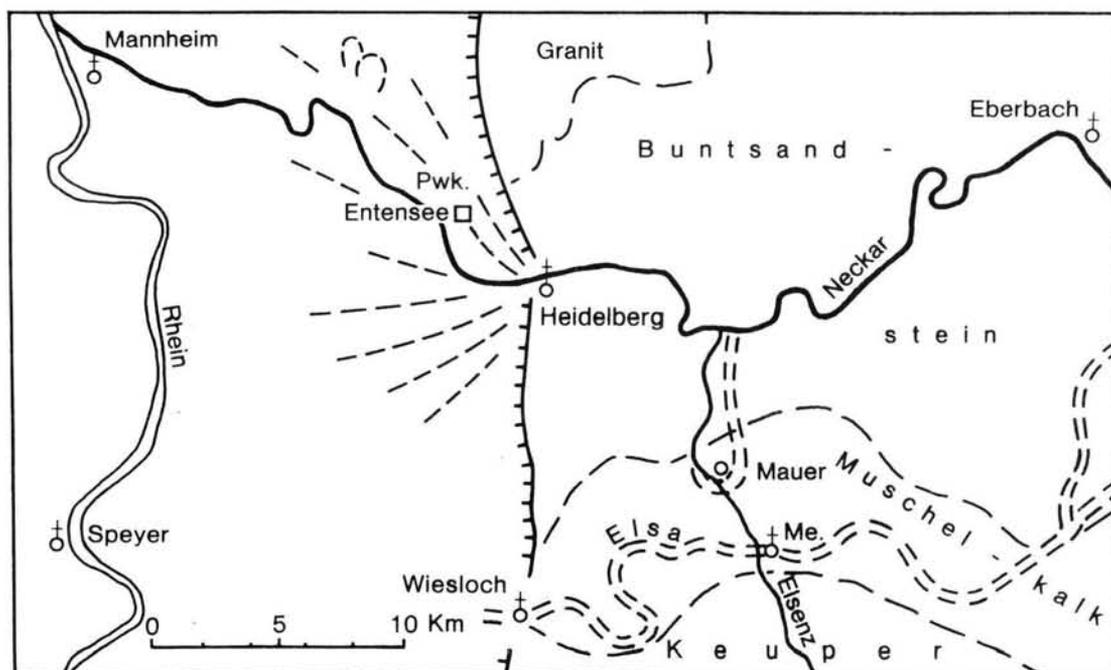


Abb. 1: Im Einzugsgebiet des Unteren Neckars anstehende Gesteine und sein Heidelberger Schwemmfächer. Elsa = hypothetisches Tal aus der Tertiärzeit.

Fig. 1: Origin of different nearby pebbles. Elsa = supposed valley of Tertiary age.

germaßen einzuordnen. Ferner haben wir die Profile zunächst in konventioneller Weise gezeichnet. Später schritt, um das Verständnis der Prozesse zu fördern, die Beschreibung von den alten zu den jungen Schichten, von der Quartärbasis zum Ende des Altpleistozäns. Wie in den Naturwissenschaften üblich, läuft die Zeitachse der Diagramme von links nach rechts, und die Variablen sind an der Ordinate ausgerichtet; das Bohrprofil ist also um 90° im Uhrzeigersinn verschwenkt.

Das Neckargebiet lag in den Eiszeiten von den vergletscherten Flächen Mitteleuropas so weit weg, daß das Klima kaum sekundär beeinflusst, sondern nur vom Wandel des Erdklimas geprägt wurde. Deshalb lassen sich die Heidelberger Schichten gut mit der ozeanischen Stratigraphie korrelieren.

2 Das Thermalprofil von 650 bis 390 m Teufe

Auf Anregung von SALOMON (1927) wurde 1913-1918 beim jetzigen Thermalbad nach Warmwasser gesucht und zwischen 411 und 1 022 m Teufe auch mehrere Thermen gefunden (Abb. 2). Weil sich von gelegentlich auftretenden Pflanzenresten nur die Familie bestimmen und die Gattung vermuten ließ, bauten die Geologen ihre Stratigraphie auf Ölspeuren und Asphalt auf, die sie mit dem unterelsässischen Oligozän gleichsetzten. Die verschiedenen von SALOMON (1927) und BARTZ (1951) angenommenen

Grenzen zwischen Plio- und Pleistozän sind auf jeden Fall überholt, weil diese jetzt auf 2,4 Mio J.v.h. angesetzt wird. Zu dieser Zeit erreicht erstmals Treibeis das Rockall-Plateau zwischen Island und Irland (SHACKLETON 1989, 11). Unbeeinflusst von solchen Überlegungen hat Bohrmeister Kößler aufgeschrieben, bei welcher Teufe er auf „weicherer“ (Ton) und „härteres“ Material (Sand) gestoßen ist. Eine Klade, die von 387 m bis 495 m Teufe reicht, blieb im Universitätsarchiv neben anderen Aktenbündeln zur Thermalbohrung erhalten.

Übertragen wir die Stratigraphie aus den Bohrungen Entensee (s.u.) auf das etwas mächtigere Thermalprofil, dann wäre der Beginn des Pleistozäns in etwa 650 m Teufe anzunehmen. Unter den westlichen Stadtteilen von Heidelberg lagert also ca. 640 m Pleistozän.

Von 650 bis 400 m Teufe haben Neckar und „Randfluß“ (FEZER 1974) einen grauen bis graugelben, teils mergeligen, teils feinsandigen Ton, nur vereinzelt Gerölle abgelagert. Jene bestehen aus gebleichtem Buntsandstein, Quarz, Quarzit, Kameol, Kiesel-schiefer und Hornsteinen aus dem Muschelkalk. Nur bei -600 m traten auch Kalkbröckchen hinzu. Die Zusammensetzung spricht für eine starke chemische und mechanische Verwitterung und für einen Fluß mit mäßigen Hochwässern. Nicht alle diese Gesteine stehen im südlichen Odenwald an, ein Teil stammt aus dem Schwarzwald (BARTZ 1951).

In 397 m Teufe fanden sich Kalkgeröllchen, und von

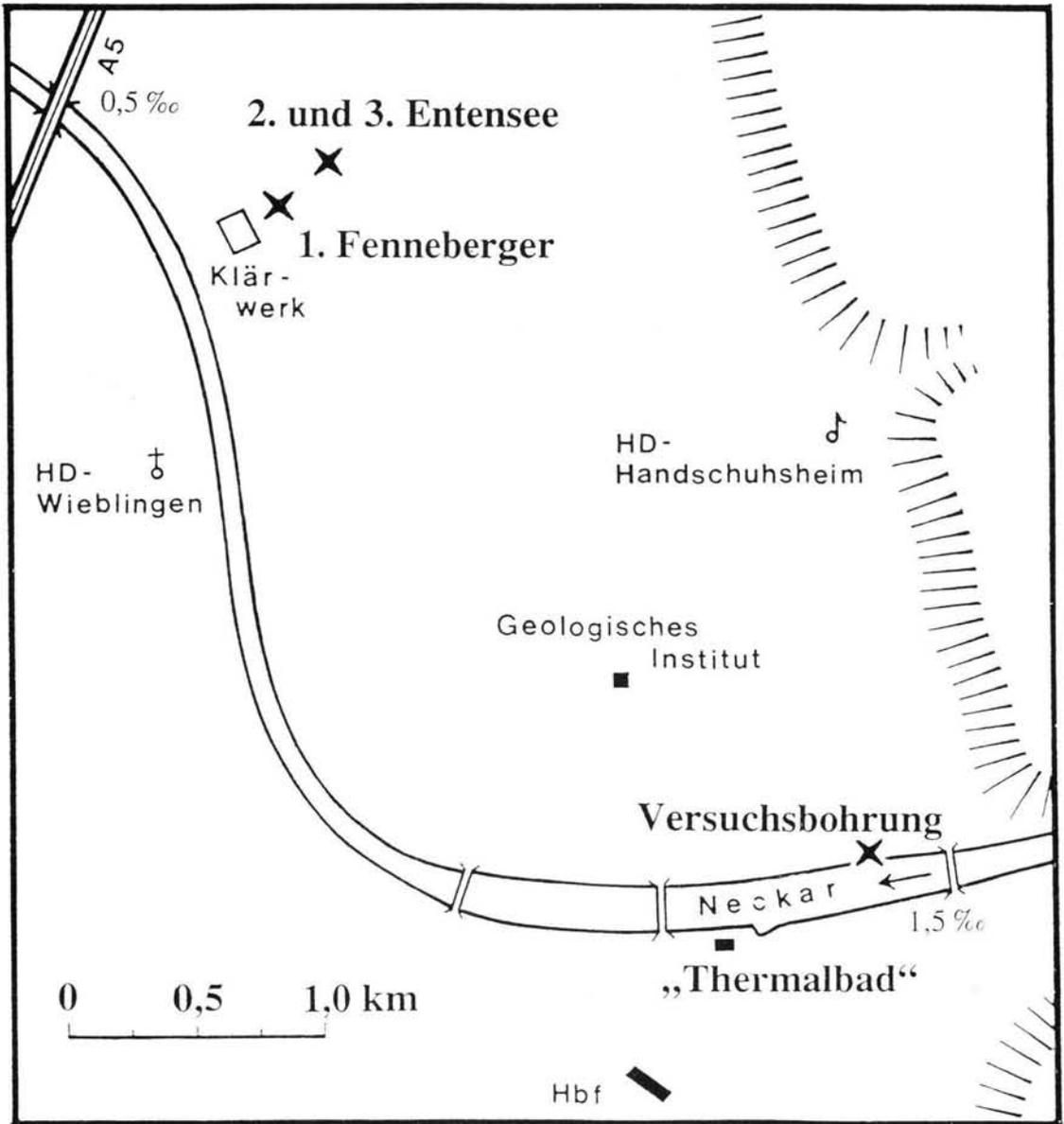


Abb. 2: Ausgewertete Bohrungen in Heidelberg.
Fig. 2: Situation of boreholes in Heidelberg.

jetzt ab verdient der Buntsandstein seinen Namen, wenn er im dunkelgrauen Sandton eingestreut ist. In diesem ältesten Abschnitt des Pleistozäns hat der Neckar sein Sediment kaum geändert, es ist nur ein wenig gröber geworden. Vielleicht hat er am Ende etwas häufiger Hochwasser geführt.

Das Universitätsarchiv verwahrt ein von BUBNOFF gezeichnetes Profil des Bereichs von 630 bis 413 m Tiefe. Im Abstand von 11-14 m (im Mittel 12,2 m), selten 24 m, sind dünne Kieslagen eingetragen. Wenn wir den Trend, daß der Neckar im Lauf seiner

Geschichte immer stärker sedimentiert hat, nach rückwärts extrapolieren, dürfen wir eine Rate von 0,12 mm/Jahr ansetzen. Dann hätte ein Zyklus 101 000 Jahre gedauert; im 100 000-Rhythmus schwankt die Exzentrizität der Erdbahn-Ellipse (IMBRIE 1985).

Eine kürzere Periode ergibt sich, wenn wir die Abstände der Schichtwechsel, die der Bohrmeister notiert hat, von „hart“ über „weich“ bis „hart“ berechnen. Zwar streuen sie ein wenig, häufen sich aber deutlich bei $5,2 \text{ m} \pm 20 \%$. In diesem etwas jüngeren

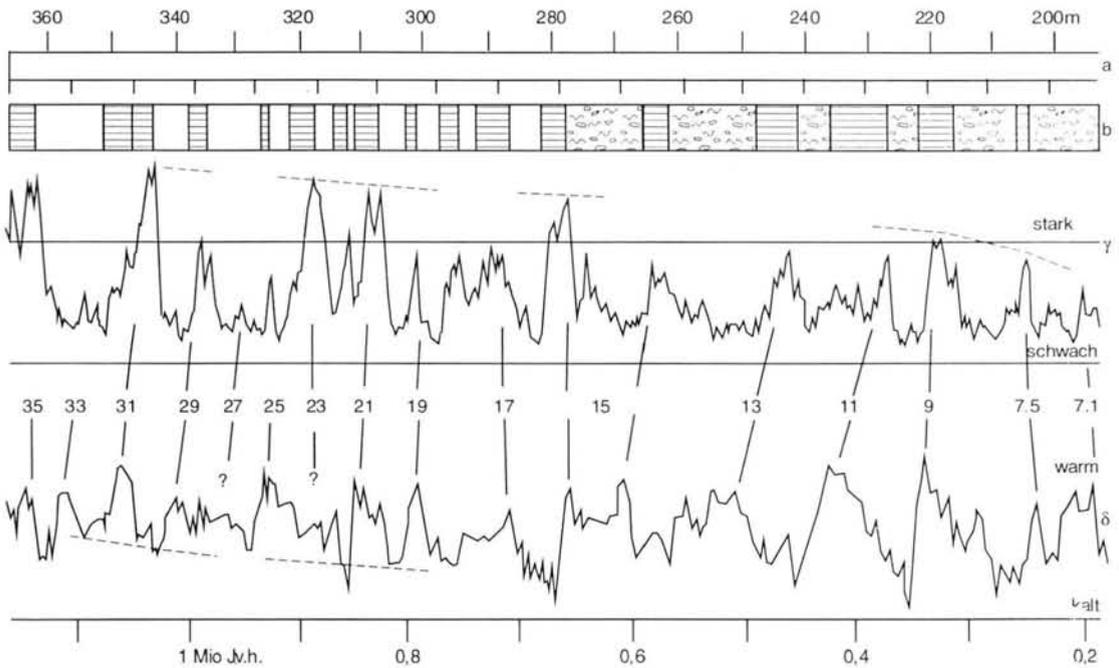


Abb. 3: Teile des Alt- und Mittelpleistozäns in der Versuchsbohrung „HD 1 Fenneberger“. a) Tiefe in m, umgerechnet auf Profil „HD 3 Entensee“. b) Körnung. γ = Gammastrahlung im Bohrloch (b und γ aus SCHNEIDER 1975) Temperatur des Pazifiks vor der Küste von Ecuador (SHACKLETON 1989, Fig.5, Kern 677).

Fig. 3: Parts of Old and Middle Pleistocene in Heidelberg. a) Depth, b) grain size, γ gamma radiation (= clay content), lower curve = oxygen isotopic record of planctic and benthic foraminifera in ODP site 677 off Ecuador (SHACKLETON 1989, fig.5). Lowest scale = age B.P.

Bereich (500 bis 390 m Teufe) nähern wir die Sedimentation der im untersten Teil des Profils „HD 1 Fenneberger“ ermittelten Rate an: 0,13 mm/J. Dann hätte ein Zyklus 40 000 Jahre gedauert; das ist die Periode, mit der sich die Erdachse stärker neigt und wieder aufrichtet (IMBRIE 1985). Fällt eine 40 000-Warmzeit auf eine 100 000-Kaltzeit, so wird jene unterdrückt. In Heidelberg wird kein Kies abgelagert, der Abstand wächst auf 24 m. Die Beschreibung des Thermalprofils endet in derjenigen Teufe, ab welcher das Profil „HD 1 Fenneberger“ zur Verfügung steht.

3 Das Profil „Heidelberg 1 Fenneberger“ Graubraune Sande von 365 bis 285 m Teufe

Vier km nordwestlich von der Wurzel des Neckarschwemmfächers, nahe dem jetzigen Wasserwerk Entensee, wurde 1973 eine Versuchsbohrung auf sauberes Trinkwasser angesetzt, die 350 m Teufe erreichte. Aus den in Kernkisten ausliegenden Schichten wurden alle 2 m eine Probe ins geomorphologische Labor mitgenommen.

Über die verschiedenen Bohrverfahren, Analysemethoden und über die Stratigraphie der jüngeren Schichten wurde früher berichtet (FEZER 1977, FEZER & MEIER-HILBERT & SCHLOSS, 1992). Hier beschränke

ich mich auf die Schichten zwischen 365 und 285 m Teufe. Die Werte wurden nachträglich auf die Skala der Bohrungen Entensee 2 und 3 umgerechnet, daher beginnt die Beschreibung nicht mit den tatsächlichen Ziffern der Sohle, sondern mit 365 m Teufe. Schon im Bohrloch hat die Fa. Tegmeyer die Gammastrahlung gemessen und als Kurve aufgezeichnet (Abb. 3). Sie entspricht ungefähr dem Tonanteil, der z.T. direkt aus den Gesteinen und Böden des Keupers stammt oder durch Verwitterung anderer Gesteine entstanden ist. Nur dieser zweite Anteil hängt mit der Temperatur zusammen, indem in Warmzeiten einige Minerale schneller in Ton umgewandelt werden.

Nach einer Vergrößerung läßt sich die Heidelberger Gammakurve, also der Tongehalt, an die Temperaturkurve von SHACKLETON (1989) gemäß dem Tiefseekern 677, erbohrt vor Ecuador, anlegen. Mehrere Peaks wurden nach Form und Amplitude an ähnlichen Zacken der anderen Kurve festgehakt (Abb. 3). Jeder Peak muß nicht nur in die Reihenfolge passen, sondern die Kurven müssen auch ähnlich verlaufen. Die Zeit ist nach der etwas moderneren Berechnung von BASSINOT et al. (1994, 103) angegeben. Die Übereinstimmungen überwiegen, es gibt aber auch Unterschiede. Die Warmzeit 27 tritt im Pazifik

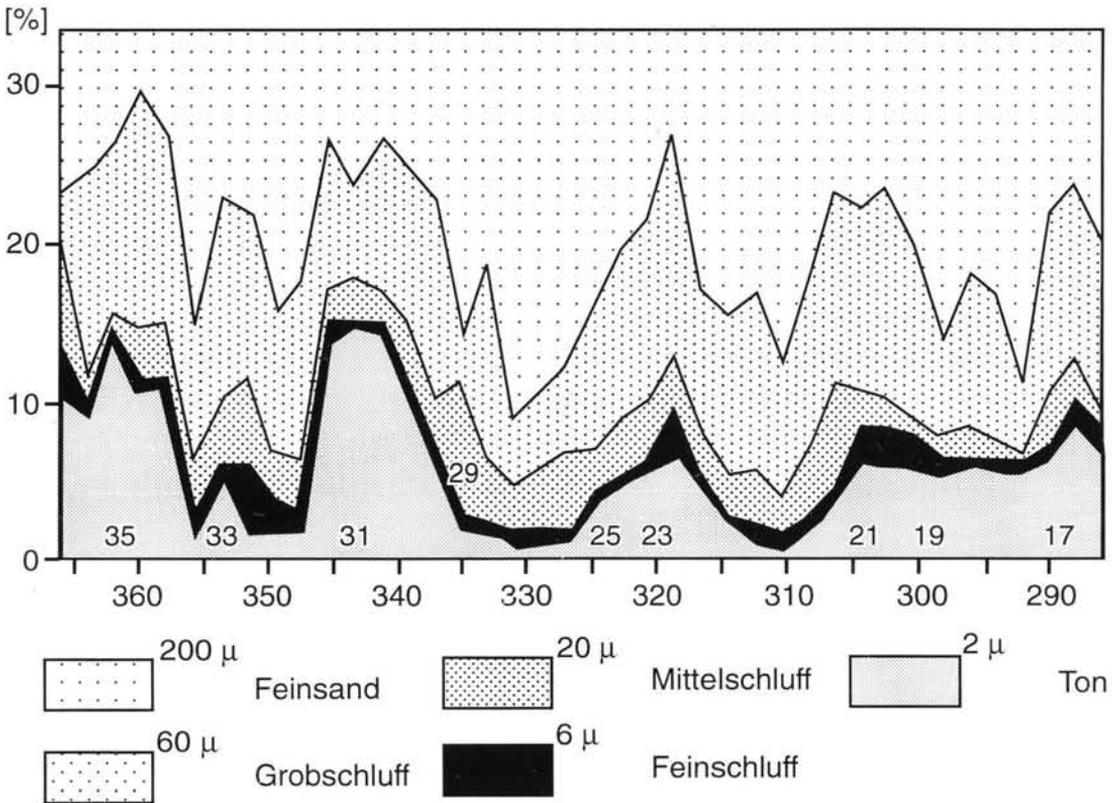


Abb. 4: Gliederung der Fraktion Feinsand, Schluff und Ton aus der Bohrung „HD 1 Fenneberger“. Sauerstoff-Isotopen-Stadien 35-17. (Entw. u. Zeichn. G. Koos 1975 unveröff.).

Fig. 4: Fine sand, silt and clay percentages in the borehole 1. Numbers = oxygen isotopic stages. Lowest line = depth. Ton = clay.

kaum heraus, im Heidelberger Gamma-log etwas deutlicher. Die Warmzeit 25 erscheint am Neckar kürzer als im Ozean, vielleicht 15 000 Jahre. Die Warmzeit 23 gehört in Heidelberg zu den großen, in SHACKLETON'S Kern 677 fehlt sie.

Für ein dünnes Sedimentpaket oder für eine einzelne Warmzeit ist es schwierig, Mächtigkeit und Zeitraum anzugeben, weil die Methode der Abgrenzung nicht genormt ist. Auf Werte, die von einem dicken Paket oder einer Gruppe von Kaltzeiten abgeleitet sind, können wir uns eher verlassen. Gehen wir auf Abb. 3 an den obersten Balken und greifen die ältesten 58 m Sediment ab, springen dann zur untersten Skala, so kommen wir auf 370 000 Jahre. Der Neckar hat demnach in einem Jahr 0,15 mm sedimentiert. Eine einzelne Kalt- oder Warmzeit hat im Durchschnitt nur 23 000 Jahre gedauert, viel kürzer als die späteren Perioden (Abb. 3).

Neben dem rhythmischen, kurzzeitigen Auf und Ab zeigt die Kurve auch eine langfristige Tendenz: die Tonmaxima werden allmählich geringer, das Klima also kühler. Etwas Ähnliches deuten Pollenanalysen aus den Niederlanden an (ZAGWIJN, viele Arb.); die

thermophilen Pflanzenarten nehmen von Warmzeit zu Warmzeit ab. Zwei Hypothesen stehen zur Wahl.

1. Die Zwischenspeicher für tertiäre Böden, Hang- und Flußsedimente werden Zug um Zug entleert.
2. Die Temperaturen sinken in einem großen Teil der Erde.

Die ozeanische ^{18}O -Kurve spricht für die zweite Erklärung: Die Minima sinken von Kaltzeit zu Kaltzeit immer tiefer ab, dies ist auf Abb. 3 durch eine gestrichelte Trendlinie angedeutet. Die beiden Ausreißer, nämlich die Kaltzeiten 34 und 22 fallen im Neckarton nicht auf.

4 Sedimentanalyse

Koos (1975) hat die Bohrproben untersucht. Die meisten enthielten nur 1-3 % Kies. Weil uns die Zahl der Gerölle zu gering schien, wick er auf den groben Grobsand aus (2 - 1,25 mm Ø). Zu unserer Überraschung waren beide Fraktionen ähnlich zusammengesetzt. Die Gruppe Ton, Schluff und Feinsand nimmt 15-30 % ein. Der in Abb. 4 rasch erkennbare Tonanteil schwankt erheblich, tonarme Schichten sind reich an Sand. Die Tonpeaks lassen sich alle in der Gamma-

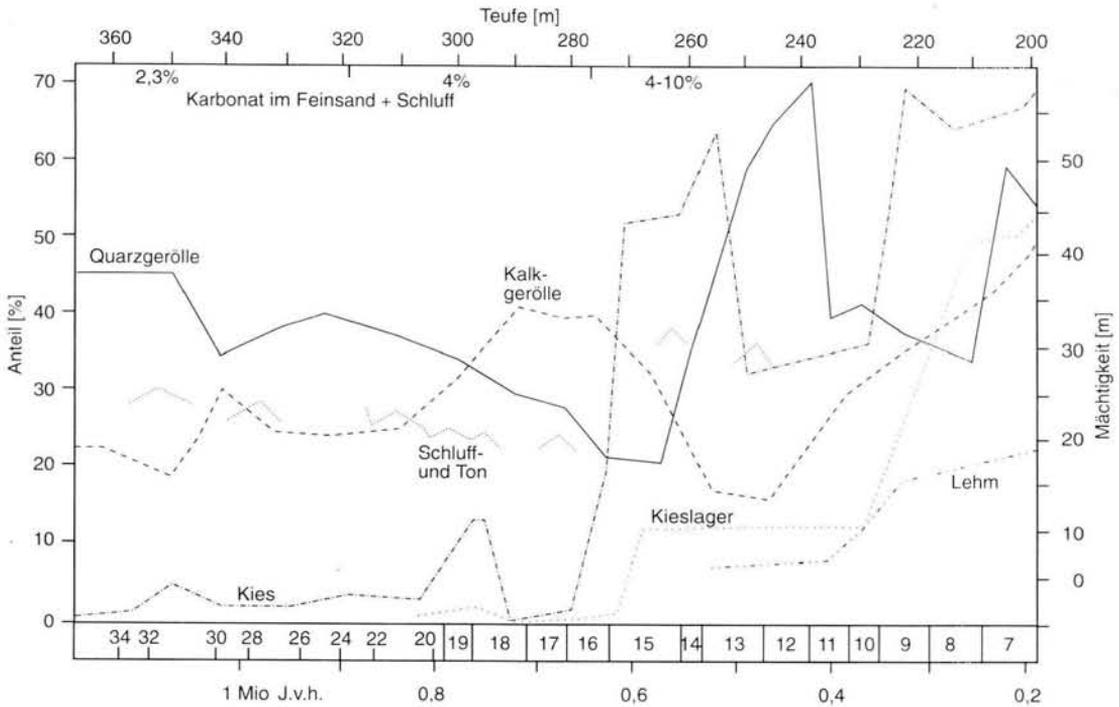


Abb. 5: Zusammensetzung alt- und mittelpleistozäner Neckarsedimente. Linke Skala = Kiesanteile (>2 mm ϕ) an mehreren Gesamtproben. „Quarz“- und „Kalk“-Anteile am Kies. Schluff + Ton = Anteile am Feinmaterial < 0,2 mm ϕ . Rechte Skala = Schichtmächtigkeiten (sandige Kiese, Lehm = Sand und Schluff. Unten = Sauerstoff-Isotopen-Stadien im Ozean und Alter (Mio J.v.h.).

Fig. 5: Old and Middle Pleistocene sediments. Left scale = percentage, above = depth, right scale = thickness, below = 180 -stages and time B.P. (Mio y.). Kalk = limestone, Kies = gravel, Lehm = loam, Schluff = silt.

kurve (Abb. 3) wiederfinden (umgekehrt nicht alle) und mit den üblichen Ziffern bezeichnen.

In den Warmzeiten 29 und 27 war der Ozean nur mäßig warm, die Heidelberger Gammastrahlung mäßig bzw. schwach, und im Sediment schwindet der Tongehalt auf 2 und 0,5 % des Feinmaterials. Die Tonkurve der Abb. 4 löst die Zeit schlechter auf, weil Koos nur alle 2 m eine Probe zur Verfügung hatte. Die scheinbar eintönige Folge von Sanden paßt gut zu dem nur mäßigen Wandel der Ökosysteme, wie er durch Pollenanalysen bekannt geworden ist. In diesen älteren Kaltzeiten wurde die Vegetation kaum geschädigt (LANG 1994, 271). Verglichen mit den älteren Schichten des Thermalprofils sind die Fenneberger Sedimente etwas gröber. Stets dominiert der Mittelsand, der 50-60 % einnimmt, der Grobsand 15-25 %, Feinsand 15-20 %, der Rest besteht aus Schluff und Ton. Bei der Betrachtung von Grobsand und Feinkies können wir die Schichten in drei Abteilungen gliedern.

361 - 326 m Teufe	speziell 331 - 326 m	Kies 6 %	Grobsand 25 %
325 - 296 m Teufe	speziell 301 - 296 m	Kies 13 %	Grobsand 20-35 %
296 - 278 m Teufe	speziell 278,5 m		Grobsand 25 %

Jede Gruppe endet mit einer tonarmen Schüttung; der Gehalt schrumpft fast auf Null (Abb. 4); dagegen wachsen Grobsand und Kies. Der grobe Grobsand (2 - 1,25 mm ϕ) ist am Anfang stark ausgelesen, der Quarz nimmt 80-95 % ein, ganz allmählich geht der Gehalt auf 60 % zurück. Seine Stelle nehmen die Gerölle frischer Gesteine ein; z.B. wachsen im Feinkies

Buntsandstein von 5 - 10 % auf 33 %

Muschel- und Jurakalk jeweils auf 20 %

In der Mittelsandfraktion nehmen die Schwermaterialien jeweils

von ca. 1 % auf 4 % zu.

BARTZ erwähnt aus 397 m Teufe der „Thermalbohrung“, was -332 m am Entensee entsprechen könnte, Gerölle aus Quarz, schwarzem Karneol, viel Kristallin, Quarzrhyolith und Hornstein.

Alle drei Schichten mit frischem Material zeichnen sich in der Gammastrahlung durch geringen Tongehalt aus, der Ozean war damals kühl (Abb. 3), aber nicht kälter als in anderen Kaltzeiten. Es zeigt sich auch kein mittelfristiger Trend der Minimal- oder Maximalwerte wie beim Grobsediment. So ist die Ursache der Dreigliederung eher im hydrologischen

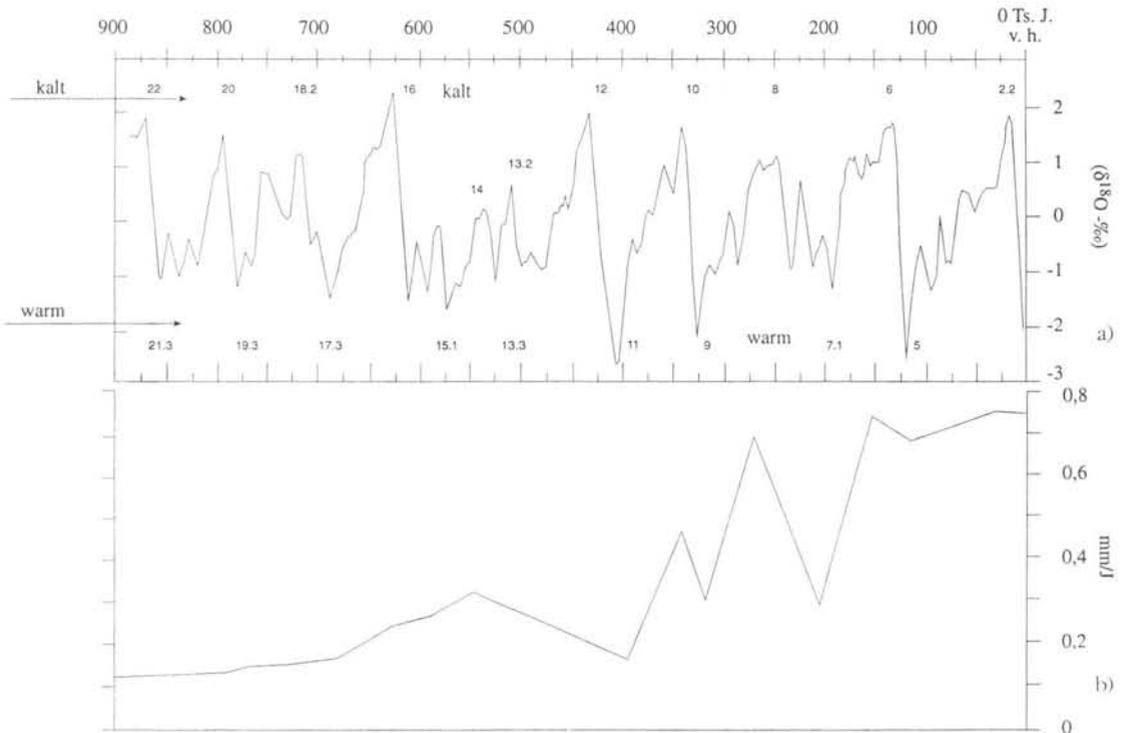


Abb. 6: a) ^{18}O -Proportionen (Temperatur tropischer Meere, kombiniert aus den Bohrkern 900 963 vor den Malediven und 677 vor Ecuador (aus BASSINOT et al. 1994, 103). b) Sedimentationsrate des Neckars in Heidelberg-Entensee.

Fig. 6: a) Oxygen isotopic temperature from Indic and Pacific cores. Number = stage (after Bassinot et al. 1994, 103).

b) Rate of sedimentation in Heidelberg-Entensee (mm/year).

als im klimatischen Wandel zu suchen. Während eines Schluff-Ton-Minimums von -320 bis -318 m (Kaltzeit 24) springt im Feinsand der Karbonatgehalt aufs Doppelte und bleibt so noch lange Zeit bis -290 m (Kaltzeit 18). Vermutlich wurde das Klima etwas kühler, das Sediment wurde rascher durchtransportiert und verwitterte schwächer.

Wichtiger sind die langfristigen Wandlungen. Sie werden sichtbar, wenn wir Maxima, Mittelwerte oder Minima einzelner Indikatoren auf den Kurven verbinden (Abb. 5). Zu Anfang des Pleistozäns sprechen hohe Quarz- und Tongehalte für eine intensive Verwitterung (Abb. 3 und 4). Sie nehmen ganz allmählich ab. Langsam werden die Flußsedimente gröber (Abb. 5), und im Feinkies nehmen die Kalkgerölle schubweise zu. Bei -340 m gehen die Quarzgerölle von 45 auf 35 % zurück, dagegen wachsen Weißjura und Muschelkalk von ca. 20 auf 30 %. Beides spricht für eine lebhaftere Erosion und relativ raschen Transport. Auch der geringe Schluffanteil deutet auf eine schwache Verwitterung in einem kühlen Klima.

5 Neckarsande in Heidelberg (300 bis 285 m Teufe) und Mauer (132 bis 141 m NN), Kaltzeit 18 und Warmzeit 17

Weil sich diese Schichten mit den jüngst erbohrten Sanden im Liegenden der homo-Fundstelle korrelieren lassen (FEZER & MEIER-HILBERT & SCHLOSS 1992), sollen sie eingehend beschrieben werden. In dieser Zeit ändert sich das Sediment: der Gehalt an Ton, Schluff und Feinsand schwindet von 30 auf 17 %, statt dessen wächst der Grobsand auf 35 %. Neuartig ist, daß Gerölle, die in den älteren Kaltzeiten nur einzeln eingestreut waren, bei -298 m, an einem der mittelfristigen Grenzpunkte, in einem kurzen Schwall 13 % einnehmen. Anfangs bestehen 35-55 % davon aus Quarz; der Neckar hat ältere Restschotter durch Seitenerosion mitgerissen. Wie in jüngeren Kaltzeiten schrumpft der Anteil allmählich auf 30 %; Quarz wird z.T. durch frischen Muschelkalk ersetzt (wächst von 6 auf 22 %). Die Wärmezeiger Schluff und Ton sowie die Quarzgerölle nehmen ab, die Kältezeiger Kiesanteil und Kalkgehalt nehmen zu. Was diese Gerölllage heraushebt, ist ein erster Schub von weißen, plattigen Geröllen: 16 - 23 % Malmkalk von der Schwäbischen Alb, welche damals noch weiter in Richtung Stuttgart gereicht hat.

10 km südöstlich von Heidelberg, am Rand des Dorfes Mauer, liegt die ehemalige Sandgrube Grafenrain, in welcher 1907 der Unterkiefer des „homo erectus heidelbergensis“ gefunden worden ist. Von der Sohle aus wurde 1991 zweimal bis auf den anstehenden Muschelkalk gebohrt (ZÖLLER & STREMMER 1992, 96 in BEINHAEUER & WÄGNER). Über dem Fels la-

gert eine Schicht, die dem Profil „Heidelberg 1 Fenneberger“ im Bereich -300 m ähnelt.

Im Bohrprofil Mauer hat URBAN (1992, 117 in BEINHAEUER & WAGNER) zwischen 134,2 und 137,3 m NN (das könnte am Entensee den Teufen 299 bis 293 entsprechen) Pollen gefunden. Ein „Wald mit taigaartigen Florenelementen“ weicht in einem kühlen Stadiäl (18.2?) Gräsern und Kräutern, später kommen wieder Birken und Kiefern, schließlich Fichten hinzu.

Wie in Heidelberg besteht der Kiesanteil zu 17-38 % aus Malmkalk, 30 % Muschelkalk und 20-50 % Buntsandstein (Zählung Dr. M. Löscher). Weil Warmzeiten allmählich in Kaltzeiten übergehen und sich nicht eindeutig abgrenzen lassen, wurden die Stadien 18-16 zusammengefasst, um die Sedimentationsrate abzuschätzen:

Mauer	0,075 mm/Jahr
Heidelberg	0,135 mm/Jahr

Später, in der Zeit des homo erectus heidelbergensis, hat der Neckar in Mauer langsamer, in Heidelberg schneller sedimentiert.

Der chaotische Verlauf der Kurven in der rechten Hälfte der Abb. 5 ist indirekt vom Klima ausgelöst. Entweder im Stadium 20 oder in 18 hat die von Tübingen kommende Ur-Lone (Gg. WAGNER 1963) ihr flaches Tal so hoch aufgeschottert, daß sie bei Plochingen in Richtung Stuttgart überlief. Dadurch geriet das Geosystem aus den Fugen. Zuerst wurden alte, quarzreiche Schotter mitgerissen, dann erodierten die Flüsse in die Tiefe und brachten Kalkgerölle. Reste dieser Massen blieben in Obrigheim-Mörtelstein, Mauer und Heidelberg erhalten (FEZER 1992, 99, in BEINHAEUER & WAGNER).

Im Teufenbereich von -292 bis -285 m ist der Mittelsand tonhaltig. Die Fraktionsgruppe Feinsand-Schluff-Ton enthält plötzlich nur noch halb so viel Kalk, der Mittelsand doppelt so viele Schwerminerale. Bei den Geröllen setzt der Malmkalk aus, der Quarzanteil steigt von 22 auf 33 %. Diese Schicht stammt also aus einer Warmzeit. Dies ist in Mauer noch deutlicher. Zwischen 138 und 141 m NN lagert Ton, der sekundär entkalkt ist; der Rest besteht aus Illit, Smektit und Kaolinit (SCHWEIZER & MENGES & CHRISTMANN 1992, 149, in BEINHAEUER & WAGNER).

6 Ergebnisse und Ausblick

Flußsedimente, auch solche weit ab von Gletschern, spiegeln den Klimawandel. Sie lassen sich einfacher mit den Sauerstoff-Isotopen-Kurven der Ozeane und der großen Eisschilde korrelieren als Gruppen von Moränen oder glazifluvialen Schottern. Im Altpleistozän zeigt ein starker Gamma-log und ein hoher Quarzgehalt eine Warmzeit an.

Langfristiges Verhalten von Klima-Indikatoren im Altpleistozän:

Ton > Quarz > Kalk < Feldspat < Korn- ϕ < Aus vegetationskundlicher Sicht läßt LANG (1994, 271) mit dem Stadium 19 das Altquartär enden. Vorher, in den kurzen Kaltzeiten, wurden thermophile Arten nur wenige 100 km nach Süden abgedrängt und konnten in der nächsten Warmzeit rasch und ohne Verluste wieder zurückwandern.

Im Ozean ähneln die 180 -Kurven in den Stadien 18 bis 13 teils dem älteren, teils dem jüngeren Typ. Die Kaltzeit 16 dauert bereits recht lang, das Wasser kühlt tiefer aus als vorher; ab jetzt werden die Temperaturkurven asymmetrisch. Der Neckar verhielt sich bis zur Warmzeit 17 brav und lagerte nur 0,15 mm Sediment/Jahr ab, vom Stadium 16 bis 14 waren es 0,28. Er bringt in der Warmzeit 15,5 ein letztes Mal viel Ton. Zwischen den Stadien 19 und 15 ändert sich also der Charakter der Kaltzeiten. Nach dem Verlauf der 180 -Kurve (Abb. 3) möchte ich das Altpleistozän erst um 2 Stadien später als LANG enden lassen und die Grenze zwischen den Stadien 17 und 16, also bei 700 000 J.v.h. ziehen.

Die spätere Entwicklung wurde in anderen Publikationen (FEZER & MEIER & SCHLOSS 1992, FEZER 1998) eingehend beschrieben. Die Schotterpakete werden mächtiger (statt 3-7 m später 16-20 m, schließlich 60 m), teils weil die Kalt- und Warmzeiten länger dauern, teils weil der Neckar jährlich 2-3 mal so viel Sand ablagert. Aus der Zusammensetzung der Fein- und Mittelkies-Fraktion lassen sich die Prozesse aufhellen. Im Mittelpleistozän sind einzelne Kaltzeiten so intensiv, wie wir es von den beiden jüngsten kennen. Dazwischen ereignen sich auch solche, die nur mäßig kalt waren, in denen die Gletscher nicht aus Skandinavien und den Alpen herausgekommen sind und deren Spuren später weggewischt wurden.

Die Neckarsedimente in der Nähe des Wasserwerks Entensee haben das Klima des Jungtertiärs und des gesamten Quartärs mit ganz geringen Schichtlücken überliefert. Eine Forschungsbohrung mit anschließender interdisziplinärer Auswertung würde sich lohnen.

7 Dank

Der Bohrfirma Göttker und den Herren SCHNEIDER sei Dank für ihre Hilfe bei der Probenahme. Besonders zu danken ist Herrn Gunter KOOS für die sorgfältige Analyse der Sedimente.

8 Schriftenverzeichnis

- BARTZ, J. (1951): Revision des Bohrprofils der Heidelberger Radium-Sol-Therme. Jber.Mitt.oberrhein.geol.Ver. NF 33: 101-125, 2 Abb., Freiburg.
- BASSINOT, F. C. & LABEYRIE, L. D. & VINCENT, E. & QUIDELLEUR, X. & SHACKLETON, N. J. & LANCELOT, Y. (1994): The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. Earth & Planetary Sci. 126: 91-108, 7 Abb., 4 Tab., Amsterdam.

- BEINHAUER, K. W. & WAGNER, G. A. (Hrsg., 1992): Schichten von Mauer, 85 Jahre *Homo erectus heidelbergensis*. Mannheim-Heidelberg (Braus), 192 S., 167 Abb.
- FEZER, F. (1974): Randfluß und Neckarschwemmfächer. *Heidelberger Geograph. Arb.* **40**: 167-183, 9 Abb., 1 Tab., Heidelberg.
- (1977): Analysis of River Sediments and Quaternary Ecology. *Catena* **4**: 135-138, 2 Abb., Gießen.
- (1993/95): Nikr contra Elsa, zur Flußgeschichte des unteren Neckars. *HGG-Journal* **7/8**: 30-38, 6 Abb., 2 Tab., Heidelberg.
- (1998): Mittel- und Jungpleistozän im „Heidelberger Loch“ - Bohrprofil Entensee von 285 bis 6 m Teufe. *Jber. Mitt. + oberrhein. geol. Ver. NF* **80**, 17 Abb., 17 Tab.
- FEZER, F. & MEIER-HILBERT, G. & SCHLOSS, S. (1992): Vergleich der Mauerer Sande mit den datierten Bohrprofilen aus dem Heidelberger Neckarschwemmfächer. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. NF* **74**: 149-161, 7 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- HSIEH, J. C. C. & MURRAY, B. (1996): A 24 000 year period climate signal in 1.7 - 2.0 million year old Death Valley strata. *Earth & Planet. Sci. L.* **141**: 11-19, 3 Abb., Amsterdam.
- IMBRIE, J. (1985): A theoretical framework for the Pleistocene ice ages. *J. Geol.* **142**: 417-432, 19 Abb., 1 Tab., London.
- KOOS, G. (1975): Gliederungsversuch für das Quartär in der Trinkwasserbohrung Heidelberg-Fenneberger, Teil 3: 270-350 m Teufe. *Hausarb. wiss. Prüf. f. d. L., Geograph. Inst. Heidelberg*, 36 S. (masch.schr.) 15 Abb.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. 462 S., 177 Abb., 54 Tab., Jena.
- MADER, M. (1978): Die Flußgeschichte des Neckars und das Wandern des Albtraufs. *Veröff. Naturschutz Landschaftspf. Baden-W.* **47/48**: 443-507, 7 Abb., 3 Tab., Karlsruhe.
- SALOMON, W. (1927): Die Erbohrung der Heidelberger Radium-Sol-Therme und ihre geologischen Verhältnisse. *Abh. Heidelb. Akad. Wiss., math. nat. Kl.* **14**: 1-105, 5 Abb., 36 Tab., Heidelberg.
- SCHLÜCHTER, C. (1992): Terrestrial Quaternary Stratigraphy. *Quaternary Sci. Rev.* **11**: 603-607, 2 Abb., (Pergamon).
- SCHNEIDER, E. & H. (1975): Synsedimentäre Bruchtektonik im Pleistozän des Oberrheintalgrabens zwischen Speyer, Worms, Haardt und Odenwald. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.* **36**: 81-126, 15 Tafeln, Münster i.W.
- SHACKLETON, N. J. (1989): The Plio-Pleistocene ocean, stable isotope history. In: J. ROSE & C. SCHLÜCHTER (Hrsg.): *Quaternary type sections, imagination or reality?* 11-24, 8 Abb., Rotterdam

Manuskript eingegangen am 06.01.1997

Buchbesprechungen

FRENZEL, B. [Hrsg.] (1995): Problems of stable isotopes in tree-rings, lake sediments and peat bogs as climatic evidence for the Holocene. - Paläoklimaforschung Band 15; Stuttgart, Jena, New York (G. Fischer); Pr. DM 78,-.

In vierzehn Beiträgen werden die Probleme untersucht, die bei Klimarekonstruktionen mit stabilen Isotopen auftreten können. Das Schwergewicht der Forschungen liegt auf Seeablagerungen und Baumringuntersuchungen. Sauerstoff- und Wasserstoffisotopenverhältnisse werden mit den lokalen Temperaturen in Verbindung gebracht. Anhand von Seewassersedimenten läßt sich die Isotopenzusammensetzung des Seewassers in der Vergangenheit rekonstruieren. Dabei treten jedoch Temperaturabweichungen von 2 bis 3° C auf, die sich jedoch mittels eines Korrekturfaktors eliminieren lassen. Auch Kohlenstoff- und Schwefelgehalte lakustriner Sedimente werden untersucht. Forschungen im St.-Moritz-See (Schweiz) zeigen direkte Abhängigkeiten zwischen (Δ ^{13}C und den jeweiligen Wassertemperaturen. Im frühen Holozän werden daher gegenüber heute um 5,5° C erhöhte Temperaturen erwartet. Die Analysen von $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnissen in biogenen Süßwasserkarbonaten deuten wegen der Sauerstoffisotopen auf große Temperaturänderungen hin, die durch Pollenanalysen bestätigt werden. Die Kohlenstoffisotopenverhältnisse besitzen daher eher lokalen Charakter. Interessant auch der Hinweis in dieser Arbeit, daß sich nordamerikanische und europäische Isotopenprofile nicht miteinander vergleichen lassen. An Mollusken des Weißen Meeres durchgeführte Sauerstoff-

sotopenuntersuchungen zeigen einen Zusammenhang mit der Wassertemperatur. Im Schwarzen Meer und im Aral-See dagegen spiegeln die Sauerstoffisotopenverhältnisse die Humidität des Klimas wider. Für verschiedene Säugetiere gelang der experimentelle Nachweis, daß ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen der Sauerstoffisotopenzusammensetzung des Trinkwassers und der Körperflüssigkeit besteht. Infolgedessen muß auch ein Zusammenhang zwischen dem (^{18}O -Gehalt von Säugetierknochen und -zähnen sowie den herrschenden Wassertemperaturen bestehen. Ein sehr interessanter Beitrag, der neue Perspektiven öffnet. Ein anderer Artikel beleuchtet kritisch die Verschiebung der $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisse. Unterschiedlichste Einflüsse spielen dabei eine Rolle. Demnach scheinen sich auch klimatische Schwankungen in den sich ändernden $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnissen abzuzeichnen. Mehrere Beiträge widmen sich den Isotopenzusammensetzungen von Baumringen und deren Aussagekraft für die Klimaverhältnisse der Vergangenheit. Wichtig ist der immer wieder gegebene Hinweis, daß sich nur das Spätholz für paläoklimatische Schlußfolgerungen eignet. Insgesamt betrachtet bietet das vorliegende Buch eine Fülle von Informationen und Anregungen für jeden Quartär- und Klimaforscher.

J. KLOSTERMANN

WEGNER, H.-H. [Hrsg.] (1995): Berichte zur Archäologie an Niederrhein und Mosel, Bd. 4; 471 S., Trier (Rheinisches Landesmuseum Trier, Landesamt für Denkmalpflege, Archäologische Denkmalpflege, Amt Koblenz, Festung Ehrenbreitstein); Preis: DM 120,-.

Das vorliegende 471 Seiten umfassende Werk sammelt die neuesten Ergebnisse der archäologischen Forschung im nördlichen Rheinland-Pfalz. Das Spektrum reicht vom Paläolithikum bis in die frühe Neuzeit. Auch für den Quartärforscher finden sich sehr leistungswerte Beiträge. Besonders hervorzuheben ist ein Beitrag von JOACHIM HAHN über die altsteinzeitliche Fundstelle auf dem Schwallenberg bei Remagen, Kreis Ahrweiler, der an dieser Stelle ausführlicher besprochen werden soll. Der gesamte Artikel umfaßt immerhin 136 Seiten des Buches. Zunächst werden Entdeckungsgeschichte und methodische Ansätze

bei der Erforschung des Fundplatzes kurz, aber dennoch erschöpfend beschrieben. Die anschließende stratigraphische Einstufung der Lößabfolge durch BIBUS ist ganz ausgezeichnet gelungen. Besonders aufschlußreich sind die Ausführungen zu den wechsellagernden Interstadialen. Auch die Beschreibung der Grabungsprofile ist sehr gut lesbar und wird durch instruktive Abbildungen ergänzt. Leider fehlt den Abbildungen eine Legende. Die Bedeutung der jeweiligen Schichten muß der Leser aus dem Text erschließen. Es wird deutlich, wie problematisch die stratigraphische Zuordnung bestimmter Schichten

schließen. Es wird deutlich, wie problematisch die stratigraphische Zuordnung bestimmter Schichten innerhalb von Lösssequenzen nach wie vor ist. Eine stratigraphische Tabelle, die die bescheidenen Möglichkeiten der Zuordnung gegenüberstellt, wird schmerzlich vermißt.

Mit allen verfügbaren Methoden wird versucht, die Umwelt jener Zeit zu rekonstruieren, aus der die Funde stammen. Das ganze Spektrum der Rekonstruktionsmöglichkeiten wird ausgenutzt und sehr anschaulich beschrieben. Die Funde, die der Rekonstruktion dienen, werden jedoch auch immer kritisch hinterfragt, so daß an jeder Stelle deutlich wird, wo die gezogenen Schlußfolgerungen auf schwachen Füßen stehen. Es wird aber auch deutlich, wie schwierig ein solcher Rekonstruktionsversuch ist.

Als sehr interessant erweisen sich auch die Kapitel

über Rohmaterial und Grundproduktion. Es wird deutlich, daß größere Materialmengen aus weit entfernten Gebieten herantransportiert wurden (Beispiel: der Lousberg bei Aachen). Mit großer Akribie sind auch Schlagtechnologie und -technik dokumentiert. Instruktive Tabellen unterstützen den Text. Ebenso anschaulich wird die horizontale Verteilung der Funde dargestellt. Auch die Ein- und Umbettungsprozesse werden ausführlich beschrieben und diskutiert. Der Artikel von Hahn dürfte für jeden Archäologen ein Leckerbissen sein. Für Quartärforscher, die sich bisher nur am Rande mit archäologischen Fragen beschäftigt haben, ist der Beitrag eine wahre Fundgrube. Es zeigt sich auch in diesem Beitrag, wie fruchtbar die Zusammenarbeit zwischen Quartärgeologie und Archäologie sein kann.

J. KLOSTERMANN

FRENZEL, B. [Hrsg.] (1995): European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene. - Paläoklimaforschung Band 14; Stuttgart, Jena, New York (G. Fischer); Pr. DM 78,-.

In fünfzehn Beiträgen wird versucht, fluviatile Prozesse und Charakteristika zur Rekonstruktion des Paläolithikums zu nutzen. Es wird der mittel- und nordwesteuropäische Raum abgehandelt. Da die jüngsten Schichtenfolgen am besten erforscht und zugänglich sind, werden im vorliegenden Band spätglaziale und holozäne Flußablagerungen untersucht. Generelle Ähnlichkeiten in der Dynamik europäischer Flüsse werden untersucht. So arbeitet VAN DEN BERGHE in einem einführenden Kapitel die überregionalen Ähnlichkeiten europäischer Flüsse sehr gut heraus. So wird beispielsweise versucht, aus den Wellenlängen der Flußmäander Rückschlüsse auf Niederschläge und ehemalige Schneebedeckung zu ziehen. Erfreulicherweise wird auch deutlich gemacht, wie schwierig es ist, regionale von überregionalen Einflüssen zu trennen. Es bedarf der Analyse zahlreicher sogenannter Proxydaten, um zumindest qualitative Hinweise auf paläoklimatische Vorgänge zu gewinnen. Zu diesen wichtigen Daten zählen in erster Linie Hauptabfluß, Spitzenabfluß und Überflutungshäufigkeit. Aber auch Vegetation und ökologische Parameter steuern wichtige Daten zur Rekonstruktion bei. In einem Beitrag von BROWNS wird das Zusammenspiel von Geomorphologie und Vegetation erläutert. Ein interessanter Aspekt, der sonst recht stiefmütterlich behandelt wird. In einem anderen Beitrag, der sich mit einem südeuropäischen Fluß beschäftigt, wird

die Vermutung angestellt, daß die beginnende Vermooring im Boreal auf eine Blockierung der Abflutkanäle durch Kalktuffbildung zurückzuführen sei. Leider wird nicht diskutiert, warum es zu dieser Zeit in anderen europäischen Flüssen ebenfalls Vermoorungen gab, die sicher nicht von Kalktuffbildungen ausgelöst wurden. Es folgen weitere Beiträge über verschiedene Flüsse wie beispielsweise die Weichsel, die Maas, die Seine, den Po. Manche der beigefügten Abbildungen sind leider derart mit Informationen überfrachtet, daß sie kaum noch lesbar sind. Es darf jedoch nicht unerwähnt bleiben, daß viele Beiträge sehr gute Strichzeichnungen und Fotos enthalten, die diese Texte ausgezeichnet ergänzen. In nur wenigen Beiträgen wird ausführlich auf Sedimentstrukturen und deren Deutung eingegangen. Hier besteht offenbar noch großer Forschungsbedarf. Auch fällt auf, daß deutsche Flüsse so gut wie nicht vorkommen, wenngleich es auch hier mit Sicherheit interessante veröffentlichungswürdige Forschungsergebnisse gibt. Diesen Mangel sollte man in einer Neuauflage nach Möglichkeit abstellen.

Dennoch ist das vorliegende Buch durchaus lesenswert, zeigt es doch eine Vielzahl interessanter Zusammenhänge zwischen fluviatiler Dynamik und Paläoklima auf.

J. KLOSTERMANN

STRUNK, H. (1995): Dendrogeomorphologische Methoden zur Ermittlung der Murfrequenz und Beispiele ihrer Anwendung. - Theorie und Forschung, Bd. 317 Geographie, Bd. 1, 210 Seiten
(S. Roderer Verlag Regensburg), Pr. DM 64,-

Ziel der in dem Buch beschriebenen Untersuchungen war es, eine Stratigraphie von Murkegeln zu erarbeiten. Dazu wurden vier Untersuchungsgebiete in den Ostalpen ausgewählt. Es wurde versucht, in den Murkegeln Akkumulationschronologien aufzubauen und so die Frequenz von Murgängen im Holozän zu rekonstruieren. Relative Datierungen wurden durch sogenannte "absolute" Datierungsmethoden (^{14}C und Dendrochronologie) unterstützt. Die bei einem Murgang verschütteten Bäume zeigen Wachstumsreaktionen, die sich dendrochronologisch nachweisen lassen. Diese Methode wird als Dendrogeomorphologie bezeichnet. Sehr interessant sind die Ausführungen zur Rheologie von Murgängen. Auch ein Wasser-Schutt-Gemisch ohne tonige Matrix ist nur durch den Dispersionsdruck der Körner bewegungsfähig. Allein dadurch läßt sich die inverse Korngrößenverteilung in einem Murgang erklären. Sekundäre Veränderungen der Matrix, genetische Gliederung des Murschutts und so fort werden ausführlich und ansprechend beschrieben. Eine Fülle von Fotos unterstützt den Text. Leider wird die Qualität der Fotos durch die ungenügende Papierqualität sehr stark eingeschränkt. Die Beschreibungen der verschiedenen Murentypen sind exzellent. Immer wieder werden großräumige Bezüge hergestellt. Auch Verknüpfungen zu quartärzeitlichen Schichtenfolgen werden aufgezeigt. Nach den einführenden grundlegenden Erläuterungen geht es

an die Datierung der Mur- und Murschwemmkegel. Als beste Datierungsmethode für einen Zeitraum von mehreren hundert Jahren in der Vergangenheit hat sich die dendrochronologische Methode erwiesen. Bis zu einer bestimmten Verschüttungshöhe reagieren viele Bäume mit Wachstumsstörungen. Auch die Entstehung von Adventivwurzelstockwerken läßt eine genaue Datierung der Murabgänge zu. Ausführlich werden alle relevanten Aspekte geschildert. Erfreulicherweise werden aber auch die Probleme bei den besprochenen Datierungsmethoden deutlich herausgestellt. Anhand zahlreicher Beispiele werden die verschiedensten Datierungsmethoden diskutiert. Gute Strichzeichnungen ergänzen den Text. Liefergebiete des Murschuttes, Ursachen der Vermurungsphasen und so fort werden beschrieben. In diesen Beispielen kommen nun auch die ^{14}C -Datierungen zum Tragen. Ein leichtes Schmunzeln ruft beim Rezensenten die Datierung in Hells Sardinen-Weißblech- und Corned-Beef-Dosen hervor. Ein amüsanter, aber nichtsdestoweniger hochinteressanter Aspekt. Abschließend wird ausführlich die Rolle von Starkregen als Auslöser diskutiert.

Insgesamt handelt es sich bei dem vorliegenden Buch um ein ansprechendes Werk, das es dem Flachland-Quartärgeologen erlaubt, manches Sediment mit anderen Augen zu sehen.

J. KLOSTERMANN

ROEBROEKS, W.; KOLFSCHOTEN, T. v. (eds) (1995): The Earliest Occupation of Europe. Proceedings of the European Science Foundation Workshop at Tautavel (France), 1993. - *Analecta Praehistorica Leidensia* 27, 332 S., zahlr. Abb. u. Tab., Leiden. ISBN: 90-73368-06-5 (45,00 £, Vertrieb durch Oxbow Books Oxford, U.K.)

Als Ergebnis eines Arbeitstreffens des von der European Science Foundation getragenen Network on the Palaeolithic Occupation of Europe im November 1993 in Tautavel (Frankreich) liegt nunmehr ein Sammelband zu der nicht nur für Fachvertreter höchstinteressanten Fragestellung nach der ältesten menschlichen Besiedlung Europas vor. Bereits die Reputationen der Herausgeber - Archäologe (W. ROEBROEKS) und Paläontologe (T. v. KOLFSCHOTEN) - lassen interdisziplinäre und kritische Diskussion erwarten. Eine solche erweist sich angesichts derzeit extrem kontroverser Auffassungen zur zeitlichen Fixierung frühester Hinweise auf die Existenz europäischer Hominiden als dringend erforderlich. Nicht weniger als 1,5 Mio. a (2,0 - 0,5 Mio. a B.P.) stehen als mögliche Zeitspanne frühester Einwanderung zur Diskussion.

Den von der Iberischen Halbinsel bis nach Transkaukasien gespannte Reigen regionaler Darstellungen eröffnen L. RAPOSO und M. SANTONJA mit einer Zusammenschau portugiesischer und spanischer Fundplätze, die älter als OIS 9 datiert werden. Zunehmende Unsicherheiten ergeben sich hier für das Unter- und frühe Mittelpleistozän. Ähnlich stellt sich die Situation in Italien (M. MUSSI) mit sicheren Hinweisen erst um 0,6 - 0,5 Mio. a B.P. dar. Auch die forschungsgeschichtlich bedingt erst vereinzelt vorliegenden Befunde des Balkans (A. DARLAS) bestätigen eine mittelpleistozäne Besiedlung. Einzelne Artefaktfunde möglicherweise des Altpaläolithikums aus dem südlichen Teil der Russischen Ebene (Ukraine) werden von N. D. PRASLOV vorgestellt.

Detaillierter gestaltet sich die Abhandlung des östlichen Mittel- und Südosteuropas (K. VALOCH). Die Artefaktinterpretation der frühmittelpleistozänen Funde sowohl von Presletice als auch von der Stránská skála sowie einiger noch älterer Fundplätze Böhmens und Mährens bleibt in der Folge des Bandes allerdings nicht unwidersprochen.

Für den mitteldeutschen Raum beschreibt D. MANIA insbesondere die holsteinzeitliche Hominidenfundstelle Bilzingsleben (II) sowie knapper einige weitere Vorkommen, darunter die wichtige Abfolge von Schöningen bei Helmstedt. Die Verneinung des Artefaktcharakters einiger bislang als altpaläolithisch angesprochener Oberflächenfunde der Umgebung von Weimar bezieht sich hier auf die Lokalität Widderberg (nicht „Widderstatt“). Das westliche Zentraleuropa behandelt G. BOSINSKI anhand überwiegend in jüngerer Zeit untersuchter Fundplätze aus Deutschland. Für Kärlich A mit zweifellos zutreffender Einordnung in das Jaramillo werden älteste Artefaktfunde konstatiert. Ein gesondertes Kapitel ist

dem Französischen Zentralmassiv gewidmet (J.-P. RAYNAL et al.). Ausführlich wird hier die Problematik der Tephrofakte (auch im Hinblick auf die durch Vulkanismus beeinflussten deutschen Fundstellen) erläutert. Hinweise auf Artefaktfunde mit Altersangaben zwischen 1,2 und 2,0 Mio. a B.P. werden kritisch vorgestellt, sichere Belege erst ab 0,6 Mio. a B.P. anerkannt. Ähnlich gestaltet sich die Situation im nordwestlichen Zentraleuropa (A. TUFFREAU, P. ANTOINE) sowie auf den Britischen Inseln (M. B. ROBERTS et al.). Hervorzuheben ist dort die noch in Ausgrabung befindliche prä-Anglian-Fundstelle Boxgrove (West Sussex) mit biface-Kultur sowie bisher einer Hominidentibia.

In Skandinavien verhinderten weiträumige Geschiebemergelabdeckungen bisher die Aufindung akzeptabler prä-letztglazialer Artefaktinventare. Sichere Hinweise aus Dänemark und möglicherweise Süd-Schweden können erst der Hamburger Kultur (um 12 500 a B.P.) zugewiesen werden (J. HOLM, L. LARSSON). Die prinzipielle Möglichkeit älterer (zumindest interglazialer) Hominidenimmigrationen nach Norden bleibt jedoch bestehen.

V. P. LJUBIN und G. BOSINSKI steuern ein umfangreiches Kapitel zu den altpaläolithischen Fundstellen des Kaukasus und Transkaukasiens bei, einer Region die in nördlicher Fortsetzung des Levantinischen Korridors gleichsam als „highway“ des frühesten Eindringens von Hominiden nach Eurasien fungierte. Nach bereits langer quartärpaläontologischer Forschungstradition rückte der bezeichnete Raum insbesondere durch den Fund einer vollständig bezahnten Hominidenmandibel spätvillafrankischen Alters von Dmanisi (1991, Schicht V) in den Blickpunkt der Forschung. Aus jüngeren Horizonten des Dmanisi-Profiles (VI, II) sowie aus dem Frühmittelpleistozän von Achalkalaki (bisher „nur“ durch reiche Faunenfunde bekannt) und weiteren Lokalitäten werden ebenfalls Hinweise auf die Anwesenheit von Hominiden diskutiert. Auch der nordafrikanische Raum als Basis möglicher westlicher Einwanderungen wird mit einer Übersicht zu Marokko kurz behandelt (J.-P. RAYNAL et al.). Für das Gebiet von Casablanca werden früheste Lebensspuren des Menschen unmittelbar unter der Matuyama/Brunhes-Grenze fixiert.

An die sehr aktuelle und weitgehend von emotional geprägtem Streben nach Superlativen freie Abhandlung der Regionen schließen sich einige generelle Beiträge zum Umfeld des behandelten Problems an. G. BOSINSKI gibt einen kurzen Überblick zur Verbreitung lithischer Artefakttypen des Altpaläolithikums, M. J. AITKEN stellt die derzeit für das Mittelpleistozän

M. J. ATKEN stellt die derzeit für das Mittelpleistozän relevanten chronometrischen Methoden vor. Es folgen summierende Betrachtungen zum ökologischen Hintergrund (mittel)pleistozäner Besiedlungsphasen Europas (C. S. GAMBLE) sowie eine Wertung der vorliegenden kulturellen und chronologischen Daten (W. ROEBROEKS, T. V. KOLFSCHOTEN). GAMBLE betont die Bedeutung des Mosaikcharakters bisher weitgehend undifferenziert betrachteter Ökosysteme für die Ausbreitung und Subsistenzsicherung frühester europäischer Hominiden. Die von W. ROEBROEKS und T. V. KOLFSCHOTEN diskutierten Fakten belegen derzeit die Existenz europäischer Hominiden erst ab 0,5 Mio. a B.P. (ca. OIS 13), ältere Befunde werden gänzlich abgelehnt bzw. für unzuverlässig gehalten („incertofacts“, „possibiliths“). Aus dieser vielleicht ernüchternden Bilanz ergibt sich nicht nur gegenüber der Mandibel von Dmanisi sondern auch bezüglich sehr alter ostasiatischer Funde

ein beträchtlicher zeitlicher Abstand, der einer Erklärung bedarf.

Der wichtige Band „The Earliest Occupation of Europe“ zeichnet sich durch straffe Darstellungsweise sowie seinen frischen und unvoreingenommenen Grundtenor aus. Er informiert eine mit der Quartärforschung vertraute Leserschaft. Das Buch wird als Grundlage weiterer Diskussionen zur frühen Menschheitsgeschichte ebenso unverzichtbar sein, wie als Quelle zukünftiger populärwissenschaftlicher Darstellungen.

Im Rahmen des ESF-Network on the Palaeolithic Occupation of Europe befindet sich ein Folgeband unter dem Arbeitstitel „The role of early humans in the accumulation of European Lower and Middle Palaeolithic bone assemblages“ (S. GAUDZINSKI, E. TURNER [eds]) in Vorbereitung.

R.-D. KAHLKE

SEMMEI, A. [Hrsg.] (1996): Pleistozäne und holozäne Böden aus Lößsubstraten am Nordrand der Oberrheinischen Tiefebene.- Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten - Serie D. Physische Geographie - Bd. 20: 144 Seiten ; Frankfurt, Pr.: 16,- DM

Im vorliegenden Buch werden die Aufschlüsse und die dort vorgenommenen Untersuchungen am Beispiel zweier Exkursionen beschrieben. Die erste Exkursion führt zu Aufschlüssen, die Paläoböden im Würmlöß enthalten. Dort, bei Mainz-Weisenau, werden die drei Mosbacher Humuszonen beschrieben. Die Untersuchung der Profile wird durch Schwermetallanalysen, Molluskenuntersuchungen, Pollenanalysen, Thermolumineszenz-Datierungen etc. ergänzt und unterstützt. Eine stratigraphische Tabelle sucht man leider vergebens. Auffallend ist die Tatsache, daß der letztwarmzeitliche Boden fehlt. Ein zweiter sehr ansprechender Beitrag beschreibt die Molluskenführung, die Gesteinsmagnetik und die Pollenführung der Mosbacher Humuszonen. Dieser Beitrag enthält sehr ansprechende Tabellen und Abbildungen. Erfreulich auch der hier gemachte Versuch einer Verknüpfung mit der alpinen Gliederung. Interessant ist auch die Diskussion der Parabraunerde-Problematik. Repräsentiert jede Parabraunerde tatsächlich ein Interglazial?

Ein Beitrag über kombinierte Lumineszenz-Datierungen zeigt deutlich, wie problematisch diese Methoden nach wie vor sind. Dieser Beitrag besticht durch seine Objektivität und kritische Wertung der Meßergebnisse. Ein Beitrag beschäftigt sich mit der Bodenentwicklung auf einem hallstattzeitlichen Hügelgrab. Innerhalb der letzten 3000 Jahre entstand dort eine gut entwickelte Parabraunerde! Am Nordrand des Epsteiner Rotliegendhorstes werden mehrere Profi-

le mit schwacher oder fehlender Bodenentwicklung beschrieben. Ursache sind Erosionsvorgänge während der frühen Neuzeit.

Im Zuge der zweiten Exkursion werden Paläobodenprofile beschrieben, die neotektonischen Bewegungen ausgesetzt waren. Zunächst wird das Profil Forst am Nordrand des Oberrheingraben vorgestellt. Besonders charakteristisch ist der treppenförmige Versatz der fossilen Böden. Eine Aufschlußskizze, die diesen Sachverhalt wiedergibt, fehlt leider ebenso wie eine stratigraphische Tabelle, die es dem ortsunkundigen Leser erlauben würde, sich rascher in der stratigraphischen Nomenklatur der Region zurechtzufinden. Die Ergebnisse der durchgeführten Untersuchungen (TL-Datierungen, Aminostratigraphie und malakologische Untersuchungen) erweisen sich als ausgesprochen interessant und instruktiv. Auch das Profil Wallertheim / Rheinhessen wird ausführlich und mit großer Akribie beschrieben. Luftbilder und Aufschlußskizzen runden das Bild ab. Bei künftigen Exkursionsbeschreibungen sollte mehr an den ortsfremden Leser gedacht werden. Dieses Problem ließe sich sehr leicht mit Aufschlußskizzen und stratigraphischen Tabellen lösen, die eine Verknüpfung der regionalen mit den überregionalen Verhältnissen ermöglichen sollten. Das Buch ist insgesamt gut geschrieben und sollte jedem Quartärforscher bekannt sein.

J. KLOSTERMANN

FRIEDRICH, K. (1995): Digitale Reliefgliederungsverfahren zur Ableitung bodenkundlich relevanter Flächeneinheiten. Frankfurter Geowissenschaftlichen Arbeiten, Serie D „Physische Geographie“: 258 Seiten mit 49 Abbildungen, 13 Tabellen und 20 Karten.

Ziel der Arbeit ist die digitale Erstellung von Manuskriptkarten zur geomorphographischen Reliefgliederung am Beispiel von zwei Untersuchungsgebieten in Hessen, um den Kartierer für die Erstellung mittel- und großmaßstäbiger Bodenkarten aufbereitete Reliefinformationen zur analogen Interpretation bereitzustellen. Damit soll ein Beitrag zur Beschleunigung und Qualitätsverbesserung der Bodenkartierung geleistet werden. Entsprechend der Fragestellung gliedert sich die Arbeit in die Kapitel: 1. Einleitung, 2. Ausprägung und räumliche Variabilität des oberflächennahen Untergrundes, 3. Auswahl der Untersuchungsgebiete, 4. Das Digitale Höhenmodell als Datengrundlage der Reliefanalyse, 5. Gesetzmäßigkeiten zur reliefabhängigen Ausprägung des oberflächennahen Untergrundes, 6. Methoden zur Reliefgliederung im Hinblick auf die räumliche Ausprägung des oberflächennahen Untergrundes, 7. Zusammenfassung, 8. Literaturverzeichnis, 9. Anhang.

Friedrich legt bei der Ausarbeitung großen Wert auf die Analyse der Anforderungen an die aufzubereitenden Informationen und auf die Untersuchung der Qualität vorliegender Daten. Er faßt seine Ergebnisse in übersichtlichen Anforderungslisten zusammen. Die Bestandsaufnahmen zu Kapitel 4 verdienen hier eine besondere Erwähnung. Demnach sind zur Abbildung von Reliefformen zumindest drei Rasterzellen-Werte eines Digitalen Höhenmodells („DHM“) erforderlich. Bei einer Auflösung im Raster von 40 x 40 können somit nur Formen von über 120 m gebildet werden; die Ableitung kleinerer Reliefelemente wie Dellen, Rücken, Hangmulden, Terrassen usw. ist daher nicht gesichert. Die Aussagesicherheit eines DHM ist unter Wald, besonders unter Nadelwald deutlich geringer als die vom Landesvermessungsamt angegebene Fehlertoleranz. Je nach Ursprung des DHM, Höhenlinien der TK 5 oder Profildaten aus der Orthophotoherstellung oder aus Höhenkoten berechnet, kommt es zu mehr oder weniger krassen Lageverschiebungen der Höhen im DHM gegenüber den Höhenlinien der TK 25. Als Fehlerquelle kommt die unterschiedliche Güte in der Kontrolle und Korrektur der aufbereiteten Rohdaten hinzu. Solange die TK 25 als analoger kartographischer Bezug zur Erstellung der Bodenkarten dient, ist nach Aussage dieser Arbeit eine digitale Auswertung flächenhafter Fachdaten mit dem DHM stark eingeschränkt.

Die in der Arbeit zur Auswertung von Boden- und Deckschichtenkarten verwendeten Reliefattribute sind die Höhe ü. NN, die Exposition, die Quer-, Horizontal- und Vertikalkrümmung, die Flußkrüm-

mung und die Größe eines Einzugsgebietes. Dabei wiesen die Querkrümmung und die Einzugsgebietsgröße die größte Trennschärfe für Deckschichteneinheiten auf. Generell streuten die Ergebnisse jedoch stark, weil die Flächen in Bodenkarten vorrangig nach anderen als geomorphologischen Kriterien ausgeschieden wurden. Dieser Zusammenhang der Bodenbildung mit anderen Faktoren als dem Relief führt zu der Forderung, in die Interpretation des Reliefs auch andere als statische Grenzen morphometrischer Größen einzubeziehen. Das können neben räumlich gleitenden Grenzwerten („Fenster-technik“) auch morphogenetische Abgrenzungskriterien sein. Während die Analyse der räumlichen Ausprägung des oberflächennahen Untergrundes nämlich Substratgrenzen häufig dort zeigt, wo Reliefdiskontinuitäten vorliegen, zeigt das Relief allein meist keine durchgehende Diskontinuität, sondern gleitende Übergänge. Friedrich widmet der Grenzfindung an Diskontinuitäten und Übergangsschwellen von Reliefformen daher sein besonderes Interesse.

Die immer auch subjektiven Kriterien der Grenzfindung in der bodenkundlichen Kartierung gründen in der je nach Datenlage unterschiedlichen Generalisierung, dem Wunsch, die mehr substrat- als reliefgebundenen Bodeneigenschaften darzustellen, sowie in den unterschiedlichen Kartiertechniken, d. h. der eher linear orientierten Arbeit mit Catenen bzw. dem eher flächenhaft gleichförmigen Abbohren des Kartiergebietes. Aufgrund dieser internen Reliefgliederung, die mit räumlich gleitenden Schwellwerten oder kontrollierten Cluster-Verfahren erarbeitet wurden, deutliche Unterschiede zur Kartierung auf. Insgesamt lassen sich aus der Arbeit für die wissenschaftlich-theoretische Weiterentwicklung der Reliefauswertung wertvolle Hinweise auf Forschungsdefizite gewinnen. Für die praktische Anwendung in der mittel- ggf. auch großmaßstäbigen Bodenkartierung zeigt sich, daß sie bei einer ausreichenden Datenlage in Gebieten mit deutlichen Reliefunterschieden, vergleichbarem Untergrund und einheitlichem Löslehmeinfluß beschleunigt und - hinsichtlich der Berücksichtigung des Reliefs - durch Vereinheitlichung verbessert werden kann. Unter Wald, bei anthropogener Formung des Reliefs sowie bei gleitenden Reliefunterschieden wird diese Hilfeleistung jedoch absehbar nicht zur Verfügung stehen, weil die dazu notwendigen DHM mit 5- bis 10-Meter-Rasterweiten weder in Hessen noch in anderen Bundesländern flächendeckend bereitgestellt werden können.

H.-P. SCHREY

ISSMANN, L. (1997): Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen. Landschaftswandel am Südrand des skandinavischen Vereisungsgebietes.- Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen, **8**, 1-98, 36 Abb. (Abb. 21-36 in gesonderter Kartenmappe), 4 Tab., 22 Bilder, ISSN 0232-5381, Preis DM 39,00, Altenburg (Mauritianum).

„Gegen Ende eines langen Weges durch die quartärzeitliche Geschichte Sachsens“ (S. 17) und nach Herausgabe von verschiedentlichen landeskundlichen Quartärmonographien seit 1975 hat der Autor die vielfältigen Aspekte des sächsischen und nordostthüringischen Quartärs noch einmal aufgegriffen, um sie laut Vorwort „in wesentlich transparenterer Form als vorher dem Publikum vorzulegen“. Sein Anliegen ist es, „sowohl den Quartärspezialisten als auch den um fundiertes Wissen bemühten Laien zu erreichen“. Zum besseren Verständnis der Lektüre wurde der didaktisch gut aufbereitete Textteil im Hauptheft durch die o.g. Mappe mit 15 instruktiven, ausführlich erläuterten Übersichtskarten und geochronologisch geordneten paläogeographischen Zeitscheiben des Quartärs ergänzt (Abb. 21-36). Um das Lob pauschal vorwegzunehmen:

Der Autor ist auch ein Profi der Geokartographie. Mich haben sein Doppelheft und besonders die Karten so fasziniert, daß ich sie gleich zweimal gelesen habe: erstens, um die Forschungsfortschritte seit meinen „Eissmann-Rezensionen“ 1976 und 1982 kennenzulernen, und zweitens, um die stilistischen Feinheiten des klar gegliederten sowie flüssig und präzise geschriebenen Textes mit seiner großen Ausgedichte und den wissenschaftsjournalistischen, poetisch-literarischen und umweltphilosophischen Tönungen nachdenklich zu genießen.

Sachsen und Thüringer ziehen das Heimatliche und Überschaubare vor, ohne den Rest der Welt zu vernachlässigen. Folglich beginnt die Einleitung mit einigen globalstratigraphischen Daten, Problemen und Überlegungen. Ihnen folgt ein quartärgeologischer Streifzug vom Erzgebirge zur Ostsee. Dabei zeigen sich einige regionalgeologische Widersprüche. Aus sächsischer Sicht ergibt sich „ein im ganzen rascher Eisrückbau ohne erneute größere Eisvorstöße“ (S. 13). Aus norddeutscher Sicht zeigen sich aber in weiter Verbreitung ein bis zwei Elster-, zwei bis drei Saale- und drei bis vier Weichsel-Grundmoränen, oft mit zwischengelagerten Schmelzwasserbildungen (BENDA 1995, EHLERS 1994, WOLDSTEDT & DUPHORN 1974). Die Vielzahl dieser glaziären Überlagerungsfälle deutet auf rasches Rückschmelzen des Inlandeises, aber auch auf rasche und bis über 100 km weite Wiedervorstöße während eines Eiszeit-Komplexes hin.

Die Einleitung (Kap. 1) endet mit klangvollen Namen der Altvorderen in einem forschungsgeschichtlichen Abriss. Dieser reicht von der Entdeckung der Gletscherschliffe an den Porphyrkuppen der Hohburger Berge im Jahre 1844 bis zu der zwischen 1968

und 1988 unter der Regie von A.G. CEPEK erarbeiteten Lithofazieskarte Quartär 1:50 000. Der Autor bezeichnet das vorbildliche DDR-Kartenwerk respektvoll und im historischen Rückblick und Vergleich zu Recht als „einen Meilenstein in der europäischen regionalen Quartärgeologie“ (S. 17).

Das kurze Kap. 2 (Verbreitung, Mächtigkeit und Basisrelief des Quartärs) ist eng mit den Faltkarten der Abb. 22 und 23 verknüpft. Hierzu nur 5 Daten: Mit Ausnahme von Felsklippen und über 30° steilen Felshängen ist ganz Sachsen mit quartären Lockergesteinen überzogen. Das sind mehr als 90 % der Landesfläche. Die mittlere Mächtigkeit beträgt im Hügelland 5-15 m und im Tiefland 10-25 m. Die maximale Mächtigkeit von 100-150 m wird in den elstereiszeitlichen Tiefenrinnen Nordsachsens erreicht. Die ökonomische und ökologische Bedeutung der quartären Lockergesteine (s.u.) liegt bei diesen geologischen Rahmenbedingungen auf der Hand.

Das Kap. 3 beinhaltet die jungtertiären bis frühelstereiszeitlichen Flußablagerungen. In dieser stratigraphischen „Grauzone des Quartärs“ floß die Elbe auf mehreren Wegen über die Lausitz nach Norddeutschland. Leipzig hätte damals an der mit der Ilm vereinigten Saale gelegen. Das untere Profil der Abb. 5 zeigt lehrbuchhaft vier Schotterterrassen des altquartären Leipziger Saalelaufes (ohne nordische Gerölle). Einige Flüsse verlegten ihre Läufe im Quartär bis zu fünfmal. Das zunächst verwirrende Bild der vielen Flußaufänderungen (Abb. 24) löst sich aber bei Betrachtung der paläogeographischen Karten in einer straffen Ordnung von Flußverlauf, Flußeinschnitt und fluvialer Akkumulation auf. Ursache der vielen Laufänderungen im Tiefland waren Anzapfung, Schotterakkumulation bis zur Wasserscheide, Überlauf in fremde Einzugsgebiete und während der Elster- und Saale-Vereisung vor allem Talverbau durch das Inlandeis sowie Talverschüttung mit glaziären Sedimenten.

Aus sächsischer Sicht beginnt das klassische Eiszeitalter mit der Elster-Eiszeit (Kap. 4), aus der Gesamtsicht des nordeuropäischen Vereisungsgebietes aber eher mit der Menap- bzw. Pleiße- bzw. Helme-Kaltzeit. So weit reicht übrigens auch die sächsische Lößfolge zurück. Auch die Einstufung der osteuropäischen Don-Vereisung in eine Prä-Elster-Eiszeit scheint sich zu stabilisieren (EHLERS, KOZARSKI & GIBBARD 1995). In Sachsen und Thüringen ist das Elstereis in zwei Phasen am weitesten nach Süden vorgestoßen, bis an die sogenannte Feuersteinlinie. Am nordwestlichen Harzrand blieb es aber, anders als in der Abb. 21 dargestellt, etwas hinter dem Saa-

le-Eis zurück. Vermutlich handelt es sich hier um eine kleine kartographische Fehlerkette, die sich über die neuen geologischen Übersichtskarten von Niedersachsen und Bremen 1:500 000 und von Sachsen-Anhalt 1:400 000 entwickelt hat. Die in der Abb. 28 kommentarlos angedeutete Eigenvergletscherung im bis 1244 m hohen Erzgebirge steht im Gegensatz zur allgemeinen Lehrmeinung. Neue Kartierungen und Bohrungen, die diesem Gegensatz im Gelände auf den Grund gehen, sind überfällig. Das gleiche gilt sogar für das 350 m tiefergelegene Kreuzberg-Kar in der laut Lehrbuchmeinung ebenfalls unvergletschert gebliebenen Rhön.

Unter den extremen periglazialen Klimabedingungen der Früheiszeit waren 30-40 % des Tieflandes zwischen Elbe und Saale mit mächtigen Flußschottern bedeckt. In der Hochglazialzeit bildeten sich vor dem Eisrand und über den früheiszeitlichen Flußschottern viele Eisstauseen. Der 150 km lange Elbe-Eisstausee bei Bad Schandau reichte fast bis nach Prag. Die mittlere Vorstoßgeschwindigkeit des Elster-Eises wurde bisher auf etwa 250 m pro Jahr geschätzt. Nach neuesten Ergebnissen der Warvenkorrelation an den Bändertonen des bis 50 m tiefen und 50 km langen Dehliitz-Leipziger Eisstausee erhöht sich dieser Wert auf 600-900 m pro Jahr (Habil.-Schrift JUNGE 1997). Dabei wurden am Karbonat der Eisstauseesedimente auch Isotopenmessungen ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) durchgeführt. Es ist geplant, diese Neuergebnisse im Band 9 der vorliegenden Zeitschrift zu veröffentlichen.

In der spätelsterzeitlichen Eiszerfallslandschaft bildeten sich zunächst kamesartige Aufschüttungsstrukturen und nach dem Abschmelzen die sogenannte Mitteldeutsche Seenplatte mit dem rund 5000 km² großen Elbtalwannen-See zwischen Riesa, Wittenberg und Jüterbog. Zum Vergleich: Der heutige Bodensee, ebenfalls ein Glazialsee, bedeckt eine Fläche von 538 km².

Zahlreiche Neufunde von fossilführenden Sedimenten der Holstein-Warmzeit (Kap. 5) machen die Fortschritte der mitteldeutschen Quartärforschung besonders deutlich. Östlich der Saale sind heute über 20 Vorkommen bekannt (Abb. 21), darunter viele mit einer vollständigen Pollensequenz. Die westlich der Saale gelegene ältere Travertinfolge von Bilzingsleben und mit ihr der älteste *Homo erectus* im nordeuropäischen Vereisungsgebiet gehören nach der Fauna und den absoluten Altersbestimmungen ebenfalls in die Holstein-Warmzeit. Es gibt Hinweise darauf, daß diese Großwildjäger-Gruppen, die vor etwa 400 000 Jahren im thüringischen Wippertal lebten und deren Beute zu 27 % aus Wald- und Steppennashörnern und zu 12 % aus Elefanten bestand, bereits die Fähigkeit zum abstrakten Denken besaßen und bei ihren besonderen technischen und kulturellen Aktivitäten ohne eine Urform der

menschlichen Sprache nicht miteinander ausgekommen wären (MANIA 1994).

Nicht minder deutlich sind die Fortschritte im jahrzehntelang heftig umstrittenen Übergangsbereich zwischen Holstein-Warmzeit und Saale-Eiszeit (Kap. 6). Im Komplex der vorherrschend periglazial geprägten Hauptterrasse, die nach dem Beschluß der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie 1986 in die Saale-Frühglazialzeit gehört, haben sich die Hinweise auf eine örtliche Einschaltung von Bildungen der Dömnitz-Warmzeit (Synonyme: Wacken- bzw. Schöningen-Warmzeit) verstärkt.

Von hochaktuellem archäologischen Interesse ist eine im Heft noch nicht erwähnte, erst kürzlich im Tagebau Schöningen nachgewiesene zweite frühglaziale Erwärmung, die „Reinsdorf-Warmzeit“ (Tagung der AG Nordwestdeutscher Geologen in Helmstedt 1996). Die vom Autor angebrachte klimastratigraphische Parallelität zur Weichsel-Frühglazialzeit und ihren beiden Großinterstadialen Brörup und Odderade läßt sich trotz der bekannten Klimaunterschiede nicht mehr übersehen. In der Fundschicht der Reinsdorf-Warmzeit steckten drei bis 2 m lange Wurfspere aus Fichtenholz, die bisher älteste Lanze der Welt. Auch im Elbe-Saale-Gebiet sind zwei neue paläolithische Fundplätze hinzugekommen: Wallendorf und Eythra. Deren Feuerstein-Inventare werden aber von MANIA (1994) nicht mehr, wie im vorliegenden Heft, mit dem *Homo erectus*, sondern mit dem archaischen *Homo sapiens* in Zusammenhang gebracht.

Das Inlandeis der zwei- bis dreigliederten Saale-Hochglazialzeit blieb in Sachsen und Thüringen 20 bis 50 km hinter dem Elstereis zurück. Mit guten fachlichen Gründen lehnt der Autor eine Warmzeit zwischen den Saale-Vereisungen ab. Das gilt besonders für das umstrittene Vorkommen von Neumark-Nord, das nicht zwischen zwei Geschiebemergeln liegt und dessen Pollensequenz das typische Bild der Eem-Warmzeit zeigt.

Die auch ohne nordisches Inlandeis interessanten geologischen, paläontologischen und archäologischen Weiterentwicklungen in der Eem-Warmzeit (Kap. 7), in der Weichsel-Eiszeit (Kap. 8) und im Holozän (Kap. 9) wurden unter doppelter Mitwirkung von L. EISSMANN als Autor und Herausgeber in den Heften 5 (1990) und 7 (1994) der Altenburger Naturwissenschaftlichen Forschungen monographisch beschrieben. Diese Beschreibungen sind noch so jung und aktuell, daß aus Platzgründen auf eine weitere Rezension verzichtet werden kann. Das gleiche gilt für die Kurzkapitel 10 (quartärzeitliche Störungen) und 11 (Schlußbetrachtungen zur quartärgeologischen Entwicklung: Die Sisypusarbeit der Gletscher und Flüsse).

In der Einleitung vergleicht der Autor das von ihm beschriebene klassische Gebiet der deutschen Quar-

tärsforschung mit einem „Quartär- und Eiszeitmuseum“. In Anbetracht des geologischen Inhalts (etwa 100 unterscheidbare quartäre Einheiten im Verzahnungsbereich der glaziären und periglaziären Lithofazies) und des soliden Fundaments (über 100 000 Bohrungen, zeitweilig über 20 Braunkohlentagebaue, zweimalige geologische Landesaufnahme usw.) ist dieser Vergleich berechtigt. Laut Vorwort sind hier „in der jüngeren Erdgeschichte in modellhafter Weise Vorgänge abgelaufen, die auf Schritt und Tritt Bezug zum tätigen Leben haben“.

Diese geopraktischen Bezüge werden in den Kapiteln 12-14 übersichtsmäßig erörtert. Sie beziehen sich auf die besondere wirtschaftliche Bedeutung der quartären Lockergesteine für die Grundwasserversorgung, als Rohstoffbasis für die Bau- und groberamische Industrie, als Baugrund und für Depo-niestandorte sowie als Ausgangssubstanz für den Boden. Dabei ergeben sich viele Querverbindungen zu den Kapiteln 1-11. So bilden z.B. die paläogeographischen Karten der sächsischen Flußschotter gleichsam Kartenskizzen der wichtigsten Grundwasserleiter des Quartärs. Insgesamt gibt es deren neun. Das größte und ergiebigste, bisher nur teilweise genutzte Grundwasserreservoir liegt in der o.g. elste-reiszeitlich angelegten Elbtalwanne nördlich von Riesa.

Andererseits werden aus den quartären Grundwasserleitern in rund 160 Gruben 28 Millionen Tonnen Bausande und -kiese pro Jahr gefördert. Der Autor weist eindringlich darauf hin, daß beide Ressourcen in sorgfältiger Abwägung der Zielkonflikte nur unter besonderer Berücksichtigung der quartärgeologischen Erscheinungen, Entwicklungen und Zusammenhänge optimal genutzt bzw. geschützt werden können. Ebenso eindringlich, aber auch realistisch pädiiert er für einen machbaren Geotopschutz. Besonders am Herzen liegt ihm die Erhaltung der entlang der sogenannten Feuersteinlinie aufgestellten Eiszeitgedenkeine. Frage des Rezensenten an DEUQUA, DGG und an die amtlichen Geotopschützer: Wann wird diese vorbildliche und gewiß nicht zu teure Vorleistung des DDR-Kulturbundes, die in Wernigerode aufhört, in die westlich angrenzenden deutschen Eiszeitländer ausgedehnt?

Auch die Gestaltung der Bergbaufolgelandschaften wird maßgeblich durch die quartär- und hydrogeologischen Verhältnisse bestimmt. Diese Verhältnisse

sind in Sachsen und Nordostthüringen für die Wiederbarmachung relativ günstig. Daher braucht man trotz der tiefen Blessuren, welche die für die Energieproduktion unvermeidbare Braunkohleförderung geschlagen hat, im Hinblick auf die sorgfältig geplanten Sanierungsmaßnahmen nicht ganz so pessimistisch zu sein. In den Naherholungsgebieten des Senftenberger Sees und der rekultivierten Bergbausee-Gebiete der Niederrheinischen Bucht ist der Landschaftswert heute sogar höher als vor dem Tagebaubetrieb. In Zukunft dürfen aber so viele und große Erdwunden, die in dicht besiedelten Gebieten mit gravierenden sozialen Verwerfungen verbunden sind, auch nach Meinung des Rezensenten nicht mehr entstehen.

Die Lektüre endet, wie sie begonnen hat: mit einer globalgeologischen Betrachtungsweise. Titel des Abschlußkapitels: „Der Mensch als geologischer Faktor. Der Quartärgeologe an der Naht von Vergangenheit zu Gegenwart und Zukunft“. Allein wegen dieses Kapitels, aus dem eine tiefe Demut vor der Schöpfungsgeschichte spricht, lohnt es sich, das Heft zu lesen. Einige der pessimistischen Passagen bedürfen jedoch der fachlichen Differenzierung. Das gilt besonders für den katastrophistischen Vergleich zwischen dem Gesamtaushub der Braunkohlentagebaue (ca. 70 Milliarden m³ einschließlich des Lausitzer Reviers) und den „stark gestörten Glaziallandschaften“ (S. 83). Dieser Vergleich ist mißverständlich. Er stimmt nur quantitativ. Qualitativ gehören jedoch stark gestörte Glaziallandschaften zu den schönsten der Erde.

Auch die Rezension endet, wie sie begonnen hat, mit einem Zitat: „Auf der Prioritätenliste des Lebens stehen Erde, Boden, Wasser und Klima weit vor künstlicher Kernspaltung und Marsforschung. Boden und Wasser sind zuallererst an die jüngsten Bildungen unserer Erdvergangenheit gebunden, an die Ablagerungen der letzten, vor allem von langen Kaltzeiten geprägten 2 Millionen Jahre.“

Das Quartär ist Geburts-, Entwicklungs-, Heim- und Wirkungsstätte des modernen Menschen. Dieses Eis-, Frost- und Wüstenzeitalter mit seinen kurzen paradiesischen Zwischenspielen detailliert weiter zu erforschen, kann nicht die Aufgabe einiger Enthusiasten sein und bleiben, sie ist, wie es jüngst DUPHORN (1996) formulierte, (staatliche) Kulturpflicht“ (S. 86).

K. DUPHORN

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	47	163	<i>Hannover 1997</i>
----------------------------------	-----------	-----	----------------------

Mitteilungen

ALBRECHT-PENCK-STRASSE in Leipzig

Mit Unterstützung des Vorstandes unserer Vereinigung ist es gelungen, ein weiteres „Eiszeitdenkmal“ in Leipzig zu setzen. Ab Sommer 1997 gibt es im Neubaugebiet der „Theklafelder“, einem saaleeiszeitlichen Moränengebiet im Nordosten der Stadt, eine ALBRECHT-PENCK-STRASSE. PENCK wurde 1858 in Leipzig-Reudnitz geboren und starb 1945 in Prag. Auch der Geodätaen HANS AUGUST

NIENBORG (1660 - 1729) und FRIEDRICH ROBERT HELMERT (1843 - 1917) wurde durch neue Straßennamen gedacht. Crednerstraße (Hermann CREDNER, 1841 - 1913), Moränenweg, Gletschersteinstraße und Gletscherstein-Pyramide erinnern darüber hinaus im Stadtbild von Leipzig an die Eiszeit und ihre Erforschung.

L. EISSMANN

29. Jahrestagung der Deutschen Quartärvereinigung

Vorankündigung: Die 29. Jahrestagung der Deutschen Quartärvereinigung findet vom 15. - 17.09.1998 in Hannover statt. Rahmenthema:

50 Jahre DEUQUA - 50 Jahre Forschung in Eiszeitalter und Gegenwart.

Je 2 Vor- und Nachexkursionen (2 - 3 tätig) sind vorgesehen. Näheres ist aus dem 1. Zirkular ersichtlich, welches bis spätestens Ende Dezember gemeinsam mit dem Weihnachtsbrief versandt wird. Auskünfte über die Geschäftsstelle Prof. Dr. E.-R. Look im Niedersächsischen Landesamt f. Bodenforschung, Stilleweg 2, D-30665 Hannover, Tel.: 05 11 / 643-2487, Fax: 05 11 / 643-3431.

L. BENDA

Korrekturhinweis zu Eiszeitalter und Gegenwart Band 46

Beitrag MIARA & RÖGNER: Die Legende der Abb. 8 wurde versehentlich falsch eingefügt. Sie ist durch folgende Legende zu ersetzen:

LEGENDE



Schotter der Jungrißeiszeit
untere Hochterrasse
(Hitzenhofener Feld)



Schotter der Hauptrißeiszeit
obere Hochterrasse
(Hawangener Feld)



Schotter der Mindeleiszeit
(Unterwiesbach-Schneckenhofener
Terrasse)

Nachruf

Hans Graul

* am 4. 7. 1909 † am 2. 5. 1997



Am 2.5.1997 verstarb Prof. Dr. phil. Hans Graul, emeritierter ordentlicher Professor der Geographie an der Universität Heidelberg.

Geboren am 4.7.1909 in Wien als Sohn des Ingenieurs Franz Graul studierte er nach der Ablegung der Matura am Humanistischen Gymnasium Wien 5 Geographie und Geschichte an der Universität Wien. Im Verlaufe des Studiums nahm er noch die Geologie hinzu, die ihn mehr und mehr fesselte. Sein Lehrer F. Machatschek gab ihm ein morphologisches Thema für eine Doktorarbeit, mit der er im November 1934 mit dem Prädikat „magna cum laude“ promovierte. Zu seinen Lehrern gehörten u.a. so prominente Namen wie H. Hassinger, F.E. Sueß und Winkler-Hermaden. Sein Berufsziel, Lehrer an einer höheren Lehranstalt, konnte Hans Graul aufgrund der politischen Verhältnisse in Österreich zur Mitte der dreißiger Jahre nicht erreichen. Er verließ daher 1935 Wien und folgte seinem Lehrer Machatschek nach München, wo er aber keine Stelle fand, da die Universitäten in ihrem Personalbestand nicht vergrößert wurden. Auch das Staatsexamen für das Lehramt blieb ihm verwehrt, da mit zwei Fächern - Geographie und Geschichte - dieses nicht abgelegt werden konnte. Mit Hilfe von Stipendien setzte er daher seine geomorphologischen Arbeiten fort bis er 1939 in die Wiener Landesplanungsbehörde eintrat. Später siedelte er dann nach Krakau über, wo er eine Dienststelle für Statistik und Landesplanung aufbaute. Durch seine Heirat mit Gertraud Willburger aus Gutenzell, der er als Hoferin versprochen hatte, den Hof ihrer Familie zu erhalten, wurde Hans Graul auch Landwirt, was ihm in der ersten Nachkriegszeit bei seiner Tätigkeit als Privatdozent in Tübingen, Stuttgart und Heidelberg - er hatte sich 1942 in München habilitiert - wirtschaftlich geholfen hat. 1961 erhielt er dann den Ruf auf den neugeschaffenen Lehrstuhl für Physische Geographie an der Universität Heidelberg, den er bis zu seiner Emeritierung 1974 innehatte.

Im Mittelpunkt des breit angelegten wissenschaftlichen Werkes von Hans Graul stehen quartärmorphologische und -geologische Arbeiten. Schon seine Dissertation über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hunsrück ist der Quartärforschung gewidmet, die sich als roter Faden durch sein Lebenswerk zieht. Hier sei nur an seine Arbeiten über die Geomorphologie und Quartärstratigraphie des nördlichen Alpenvorlandes erinnert, in denen er wesentliche neue Erkenntnisse von bleibendem Wert veröffentlichte. Aufgeschlossen war er auch für neue Methoden und Techniken sowie an einer engen Zusammenarbeit mit Nachbarfächern. Es ist daher fast selbstverständlich, daß er sich auch für die DEUQUA engagierte und ihr neun Jahre im Beirat und vier Jahre im Vorstand und als 1. Vorsitzender in den Jahren 1966/67 dabei diente. Die von ihm 1968 organisierte DEUQUA-Tagung in Bibernach/Riß ist noch vielen Teilnehmern in guter Erinnerung. Seine hervorragenden Verdienste um die Quartärforschung wurden von der DEUQUA mit der Verleihung der Albrecht-Penck-Medaille anerkannt und gewürdigt.

Hans Graul war ein engagierter und kritischer Wissenschaftler, was ihm Achtung und Anerkennung im In- und Ausland gebracht hat. Dieses kommt auch in zahlreichen Ehrungen zum Ausdruck, die ihm zuteil geworden sind.

Mit dem Tod von Hans Graul haben die Quartärwissenschaften einen herausragenden Vertreter verloren, der ihnen aber durch sein wissenschaftliches Werk immer präsent sein wird.

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 Manuskripts 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 1/2 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 1954 a, b), (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963); (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf "... et al." gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftauszeichnung: Autorennamen unterstrichen Müller wird MÜLLER, wichtig wird w i c h t i g (gesperrt); Holozän wird **Holozän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursiv*; 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

Es 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 Flächen-signaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypen nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypen sind wesentlich teurer als Strichzügen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autors 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, Erscheinungsort, - 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): Quartär. - In: LÖTZE: 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. 1. 1997

E. Schweizerbart'sche
Verlagsbuchhand-
lung (Nägele u. Ober-
miller)- Stuttgart

Band-Nr.	Jahrgang	
6	1955	} je DM 75,00
7	1956	
11	1960	
12	1962	
13	1962	
14	1963	
15	1964	
16	1965	
17	1966	
18	1967	
19	1968	
20	1969	} Doppelband = DM 112,00
21	1970	
22	1971	
23/24	1973	
25	1974	} je DM 75,00
26	1975	
27	1976	
28	1978	
29	1979	
30	1980	
31	1981	
32	1982	} je DM 78,00
33	1983	
34	1984	} je DM 82,00
35	1985	
36	1986	} je DM 84,00
37	1987	
38	1988	
39	1989	} je DM 94,00
40	1990	
41	1991	} je DM 98,00
42	1992	
43	1993	
44	1994	
45	1995	
46	1996	} je DM 98,00
47	1997	

Die Bände 11 bis 33 (20 Bände) 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, 11, 17 und 29 sind ausschließlich über E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller)- 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 Fa. Zwsets und Zeitlinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse für Mitglieder zum Preis von DM 55,- pro Band zu beziehen.