Eiszeitalter und Gegenwart

50. Band 2000

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung e.V.

Schriftleitung: WOLFGANG SCHIRMER

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

ISSN 0424 - 7116

Deutsche Quartärvereinigung e.V.

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

Vorstand

(1999 - 2002)

Präsident:	Prof. Dr. WOLFGANG SCHIRMER, Düsseldorf
Vizepräsidenten:	Prof. Dr. MARGOT BÖSE, Berlin Prof. Dr. CHRISTIAN SCHLÜCHTER, Bern
Schriftleiter des Jahrbuchs: (ab Band 51)	Prof. Dr. ERNST BRUNOTTE, Köln
Schriftleiterin der Nachrichten:	Dr. EVA-MARIA IKINGER, Düsseldorf
Schatzmeister:	Prof. Dr. ERNST-RÜDIGER LOOK, Hannover
Archivar:	Prof. Dr. KLAUS-DIETER MEYER, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Dr. LUDGER FELDMANN, Clausthal-Zellerfeld
Prof. Dr. HORST HAGEDORN, Würzburg
Prof. Dr. THOMAS LITT, Bonn
Prof. Dr. DIRK VAN HUSEN, Wien
Dr. STEFAN WANSA, Halle

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 75,— DM.

Korporative Mitglieder zahlen 85,— DM.

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

Der Jahresbeitrag wird in Deutschland durch Einzugsermächtigung, von allen anderen Mitgliedern durch Überweisung, bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf eines der oben genannten Konten erbeten.

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

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an:
Prof. Dr. E. Brunotte, Geographisches Institut der Universität, D-50923 Köln.

Titelbild: Eiskeil im Brabant-Löss (Oberwürm 2), der die Ebenzone (Oberwürm 1/2) und den Rocourt-Solkomplex (Eem-Unterwürm) durchschlägt.Tagebau Garzweiler-Süd. Foto: W. SCHIRMER 28. 05. 1999. Erläuterung übernächste Seite.

Gedruckt auf alterungsbeständigem Papier

Eiszeitalter und Gegenwart

Liebe DEUQUA-Mitglieder und Leser von Eiszeitalter und Gegenwart,

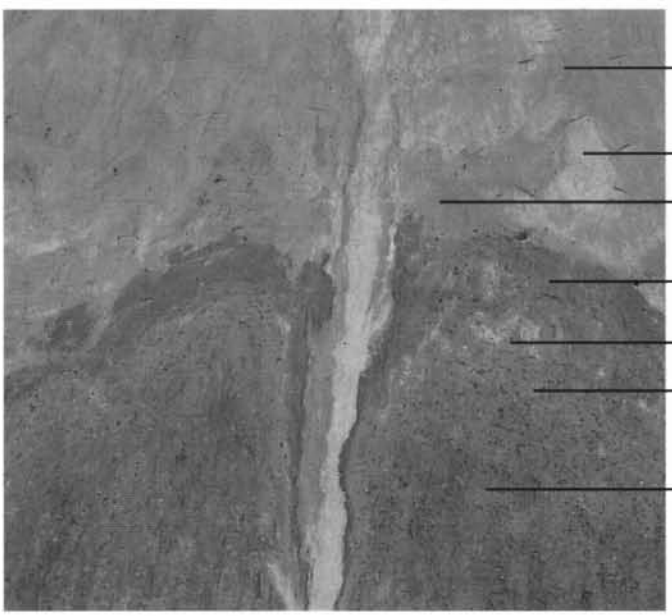
Der vorliegende Band 50 enthält folgende Veränderungen:

Auf dem Bandrücken ist zusätzlich zur Bandnummer das Ausgabejahr vermerkt. Anstatt Glanzpapier wurde rauheres Papier verwendet. Das Buch ist leichter, das Papier ist besser beschreibbar. Die Zitierleiste lautet „Eiszeitalter und Gegenwart": Das „und" ist nicht mehr abgekürzt - im Vergleich zu „u."ist es nur um ein Zeichen länger, für Ausländer verständlicher. Jeder Text beginnt mit der von „Eiszeitalter und Gegenwart"gewünschten Zitatform des Aufsatzes; dann folgen die Keywords. In der Verfasseranschrift wurde die E-Mail-Adresse ergänzt. Die Abbildungsunterschriften und Tabellenüberschriften sind etwas kleiner als die Textschrift gesetzt. Das schafft etwas mehr Platz für ganzseitige Abbildungen und hebt die Unterschriften gut vom Text ab. Die englische Version ist dabei nicht mehr eingerückt. Die „Hinweise für die Verfasser" am Ende wurden auf neuen Stand gebracht. (Sie wurden von den wenigsten Einsendern von Manuskripten berücksichtigt. Es wird daher dringend gebeten, sie vor Anlegen eines Manuskriptes für Eiszeitalter und Gegenwart durchzulesen, auch bezüglich der Anfertigung des Schriftenverzeichnisses.) Auf der Außenseite des hinteren Umschlages ist das Inhaltsverzeichnis noch einmal als Index aufgeführt.

Bisher enthielt „Eiszeitalter und Gegenwart" außer den wissenschaftlichen Aufsätzen noch DEUQUA-Mitteilungen, Berichte und Buchbesprechungen. Diese erscheinen ab Band 50, 2000, in eigenen DEUQUA-Nachrichten, die als „Geowissenschaftliche Mitteilungen" (GMit) gemeinsam mit anderen geowissenschaftlichen Vereinigungen vier Mal im Jahr an die Mitglieder der Deutschen Quartärvereinigung (DEUQUA) ausgegeben werden. Das erste Heft (GMit 2) wurde Anfang Dezember 2000 ausgeliefert.

Zuschriften an die DEUQUA bezüglich Mitteilungen, Tagungsberichte und Buchbesprechungen richten Sie bitte an die Schriftleiterin der DEUQUA-Nachrichten: Frau Dr. Eva-Maria Ikinger, Abt. Geologie der HHUniversität, Universitätsstr. 1, D-40225 Düsseldorf; E-Mail: ikinger@uni-duesseldorf.de.

Zuschriften und Manuskripte bezüglich wissenschaftlicher Aufsätze senden Sie bitte an den Schriftleiter von „Eiszeitalter und Gegenwart": Prof. Dr. Ernst Brunotte, Geographisches Institut der Universität, D-50923 Köln [Straßenangabe entfällt], E-Mail: e.brunotte@uni-koeln.de.



ISSN 024-7116 ©Deutsche Quartärvereinigung, Hannover

komm. Schriftleitung: W. SCHIRMER

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

Herstellung:

Niederrhein-Verlag K. H. Hilbertz, Flensburger Zeile 30, 47829 Krefeld

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung e. V.

50. Band

Mit 57 Abbildungen, 11 Tabellen und 1 Tafel

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung e.V. Hannover

Komm. Schriftleitung: WOLFGANG SCHIRMER

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

2000

Inhaltsverzeichnis

Peschke, P., mit Beiträgen von *C. Hannss* (Reliefgenese) und *S. Klotz* (Klimarekonstruktion): Zur spätpleistozänen Vegetationsentwicklung der Banquette von Barraux (Grésivaudan, französische Nordalpen 1-24

Schirmer, W.: Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löss 25-49

Henningsen, D. & Stephan, H.-J.: Die Schwermineral-Verteilung im Quartärprofil der Forschungsbohrung Tüschenbek (Schlewig-Holstein) 50-55

Berg, A. von, Condemi, S. & Frechen, M.: Die Schädelkalotte des Neanderthalers von Ochtendung/Osteifel - Archäologie, Paläoanthropologie und Geologie 56-68

Härtling, J. W. & Wolfe, A. P.: Paläoökologie und Geochemie quartärer Seesedimente auf Baffin Island, Kanadische Arktis 69-85

Nitychoruk, J., Ber, A., Hoefs, J., Krzywicki, T., Schneider, J. & Winter, H.: Interglaziale Klimaschwankungen in Nordost-Polen - palynologische und isotopengeochemische Untersuchungen an organischen Seesedimenten 86-94

Stephan, S.: Bt-Horizonte als Interglazial-Zeiger in den humiden Mittelbreiten: Bildung, Mikromorphologie, Kriterien 95-106

Freund, H. & Urz, R.: Ein frühweichselzeitliches Profil aus der Niederterrasse der mittleren Lahn (Weimar-Niederweimar, Hessen) - geologische, pollenanalytische und makrorestanalytische Untersuchungen 107-123

Eiszeitalter und Gegenwart	**50**	1 — 24 8 Abb., 3 Tab.	*Hannover 2000*

Zur spätpleistozänen Vegetationsentwicklung der Banquette von Barraux (Grésivaudan, französische Nordalpen)

PETER PESCHKE*)

Mit Beiträgen zur Reliefgenese (CHRISTIAN HANNSS) und Klimarekonstruktion (STEFAN KLOTZ)

PESCHKE, P. (2000), mit Beiträgen von C. HANNSS (Reliefgenese) und S. KLOTZ (Klimarekonstruktion): Zur spätpleistozänen Vegetationsentwicklung der Banquette von Barraux (Grésivaudan, französische Nordalpen). – Eiszeitalter und Gegenwart, **50**: 1-24; Hannover 2000.

Keywords: Upper Pleistocene, last interglacial, earliest Weichselian, pollenanalysis, lithostratigraphy, banquette, Pleistocene sedimentation cycle, climate reconstruction, Grésivaudan, northern French Alps, Isère.

Kurzfassung: In dem in den französischen Nordalpen gelegenen und von der mittleren Isère durchflossenen Grésivaudan wurde pollenanalytisch „Unterhalb La Flachère" in rund 330 m Höhe eine durchlaufende, 10 m mächtige letztinterglazial- bis frühestweichselzeitliche fossilführende Feinsedimentsequenz nachgewiesen. Sie wird vom Eem (OIS 5e), dem St. Germain I und II (OIS 5c, 5a) sowie dem ältesten frühestweichselzeitlichen Kiefern-Fichten-Interstadial (OIS 5a-4) gebildet. Erstmals fand sich hier der rein pollenanalytische Beweis, dass auch inneralpin in der collinen Stufe in allen letztinterglazialzeitlichen Warmphasen thermophile Baumarten vertreten sein können. Die Feinsedimentabfolge von Unterhalb La Flachère ist Bestandteil eines kompletten pleistozänen Sedimentationszyklus. Er reicht von der Saale- (= OIS 6) bis zur Weichselmoräne (OIS 2,4?) und verweist auf eine besonders mächtige Talverschüttung im Frühestweichsel (Übergangsbereich OIS 5a-4). Mittels der Methode der modernen Analoge, bei der die Klimarekonstruktion zu fossilen Pollenspektren durch den Vergleich mit rezenten Oberflächenspektren und den dazugehörenden klimatischen Daten erfolgt, wurden die pollenanalytischen Ergebnisse in Paläoklimawerte überführt.

[Late Pleistocene vegetational development of the Banquette of Barraux (Grésivaudan, French northern Alps)]

Abstract: In the Grésivaudan situated in the French northern Alps and crossed by the middle course of the river Isère, a complete 10 m high sequence of fossiliferous fine sediments at "Below La Flachère" (about 330 m a. s. l.) was dated by pollen analysis ranging from the last interglacial to the very early Weichselian period. It covers the Eemian (OIS 5e), St. Germain I and II (OIS 5c, 5a) and the oldest pine-spruce interstadial (OIS 5a-4) of the very early Weichselian period. For the first time it was possible to prove by pollen analysis only that thermophilous tree species can be represented in all warm phases of the last interglacial even within the Alps in the colline stage. The sequence of the fine sediments of "Below La Flachère" is part of a complete Pleistocene sedimentation cycle that reaches from the Saale (= OIS 6) to the Weichsel moraine (OIS 4?, 2). It points to a huge valley accumulation in the very early Weichselian period (OIS 5a-4). With the help of the modern analogue method which reconstructs the climate on the basis of fossil pollen spectra via the comparison to recent surface samples, the pollen analytic results were transformed in paleoclimatic dates.

* Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. Chr. HANNSS, Geographisches Institut, Universität Tübingen, Hölderlinstr. 12, D-72074 Tübingen; Dr. St. KLOTZ, Institut für Geologie, Universität Tübingen, Sigwartstr. 10, D-72076 Tübingen; Dr. P. PESCHKE, Institut für Botanik, Uni Hohenheim (210), D-70593 Stuttgart

1 Der geomorphologische und lithostratigraphische Rahmen (CHRISTIAN HANNSS)

Das pollenanalytisch bearbeitete Vorkommen von Unterhalb La Flachère[1] liegt rund 37 km NE von Grenoble auf der Westseite des Hoch-Grésivaudan im Bereich der zentralen Banquette von Barraux in rund 330 m Höhe (Abb. 1). Bei den Banquetten handelt es sich um terrassenähnliche Reliefelemente. Im Unterschied zu echten fluviatilen Terrassen weisen sie eine gewellte Oberfläche auf, da sie per definitionem eisüberfahren sind. Sie bestehen häufig aus Ablagerungen mehr oder weniger kompletter pleistozäner Sedimentationszyklen (GREMMEN & HANNSS 1994: 31, 32). Das heißt, dass über einer Liegendmoräne die Füllung eines verlandenden Eisrückzugsees akkumuliert wurde, die von interglazialzeitlichen Sedimenten meist in der Form von Moor- beziehungsweise Gyttja-Ablagerungen überdeckt wird, die reich an organischer Substanz sind. Diese wiederum werden häufig noch diskordant von Vorstoßschottern und einer Hangendmoräne überlagert. Im Bereich der Banquette von Barraux spiegelt die Sequenz von La Gache (HANNSS 1982: 60) diese systematische Abfolge lithostratigraphisch größten-

[1] 50° 441 Nord, 43° 050 östlich Paris nach Carte de France 1:25 000, Montmélian N° 7-8.

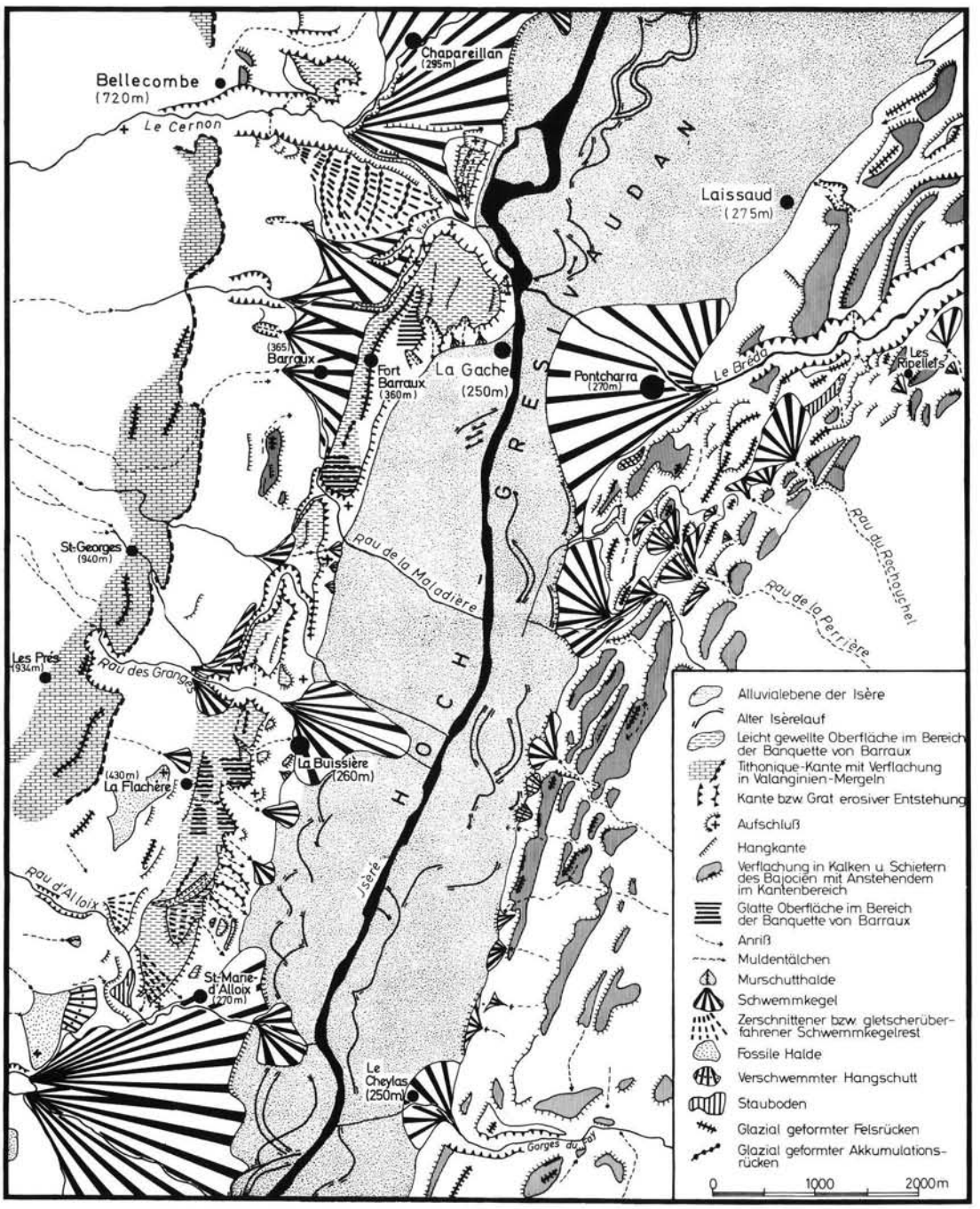


Abb. 1: Geomorphologische Übersichtskarte des Hochgrésivaudan. – Kartographie: G. KOCH

Fig. 1: Map of the main geomorphological features from the High Grésivaudan. - Cartography: G. KOCH.

teils wider. Aber auch die anderen Aufschlüsse dieser Banquette fügen sich in den pleistozänen Sedimentationszyklus ein.

Die Basis der Quartärablagerungen der Banquette von Barraux (Abb. 2) bildet eine kalkreiche Saalegrundmoräne (= OIS 6)[2]. Überdeckt wird sie von teilweise scharfkantigen geschiebeführenden, teilweise aber auch von Grobbestandteilen freien und zumindest im Furet-Anriss pollenleeren (CH. REYNAUD nach mündlicher Auskunft von

G. MONJUVENT), tonig-siltigen glaziolakustren Akkumulationen, die der auslaufenden Saaleeiszeit zuzurechnen sind.

Zwischen annähernd 310 m und 336 m folgen in unterschiedlicher facieller Ausprägung die Ablagerungen des letzten Interglazials, zu denen zwischen 325 m und 336 m auch die neu pollenanalytisch bearbeitete, teilweise Ostracoden führende (mündliche Mitt. CH. HEMLEBEN) limnische bis Bruchwaldtorf-Sequenz von Unterhalb La Flachère gehört (Abb. 3). Sie lagert wahrscheinlich transgressiv der Saalemoräne auf. Das letztinterglazialzeitliche Niveau von Unterhalb La Flachère wird in großer Mächtigkeit noch von sandigen Akkumulationen der auslaufenden Saaleeiszeit unterlagert.

Auf letztinterglazialzeitliche Ablagerungen stößt man im Grésivaudan in gleicher Facies wie Unterhalb La Flachère auch noch auf seiner Ostseite, und zwar mit 335 m bis 340 m in nahezu der gleichen Höhe wie die letztinterglazialzeitliche Gesamtserie rechts der Isère (HANNSS 1982: 35 ff). Oberhalb von Brignoud konnte GREMMEN (1982: 69, 14) Akkumulationen aus seinem mit dem St. Germain I korrelierten auslaufenden Tremblay-Interstadial nachweisen bzw. sein Bourget II-Stadial, das er dem Melisey II von WOILLARD (1978: 3) gleichgesetzt hat.

Im nördlichen Bereich der Banquette von Barraux finden sich die letztinterglazialzeitlichen Ablagerungen in der großen Kiesgrube von La Gache oberhalb der endsaalezeitlichen Deltaschüttung zwischen 300 m und 310 m in den hier in wechselnder Mächtigkeit verstärkt auftretenden sandig bis tonig-siltigen Linsen (HANNSS 1982: 60). Belege dafür sind jedoch nur drei in 310 m Höhe von M. COURSANGE geborgene Fichtenhölzer (Bestimmung F. SCHWEINGRUBER), Holzkohle in 305 m Höhe sowie nach BOURDIER (1962: 24, fig. 24) zwischen 300 m und 310 m beobachtete Bruchstücke von Mollusken beziehungsweise Spuren anderer organischer Reste.

Ebenfalls im nördlichen Teil der Banquette von Barraux fanden DEPAPE & BOURDIER (1952a: 1532; 1952b: 81) im Furet-Anriss in wahrscheinlich auch hier Schottern inkorporierten sandig bis siltigen Tonen zwischen 300 m und 310 m eine interglazialzeitliche Blätterflora mit *Rhododendron ponticum, Buxus sempervirens, Tilia, Acer, Carpinus betulus, Alnus incana, A. glutinosa, A. viridis* und *Abies pectinata*. In diesem Anriss hatte leider ohne Angaben zur Höhe und Lithostratigraphie bereits 1851 GRAS (S. 198) 30-40 cm mächtige Schieferkohlen beschrieben, die wegen der in ihnen enthaltenen Eichenhölzer eigentlich auch nur in das letzte Interglazial gehören können (zur Lithostratigraphie siehe HANNSS 1982: 43).

Ganz im Nordteil der Banquette von Barraux wurde von BOTTEMA und KOSTER (in HANNSS et al. 1976: 500, 503-505) in 312 m in Cotagnier-Süd pollenanalytisch eine kurze letztinterglazialzeitliche Sequenz mit hohen *Picea*-, *Pinus*- und *Abies*-Werten nachgewiesen und zwar in einer Sanden bzw. Schottern eingelagerten Ton- bis Schieferkohlenlinse. Diese palynologischen Ergebnisse werden gestützt durch 50 in ihnen geborgene und von F. SCHWEINGRUBER bestimmte Fichtenhölzer (HANNSS 1982: Tab. 6). Die Sequenz wurde von GREMMEN 1982 (S. 64-65, diagr. 9) neu bearbeitet und unter Vorbehalt mit seinem Rau des Combes-Interglazial, also dem auslaufenden Eem, korreliert. Diese Einschätzung fand seine Bestätigung durch die von PESCHKE Unterhalb La Flachère nachgewiesene Pollenflora (= Pollenzone b) des oberen Eems (Abb. 7).

An der Nordgrenze der Banquette von Barraux fällt das letztinterglazialzeitliche Niveau höchstwahrscheinlich mit den zwischen 292 m und 310 m in der alten Tongrube von Chapareillan beobachtbaren Baumstammlagen zusammen, die Schottern eingelagert sind (HANNSS 1982: 56). Bei den bestimmbaren Holzresten handelt es sich nach W. SCHOCH um *Abies*. Dies stünde in Übereinstimmung mit dem relativ hohen Pollenanteil der Tanne, der in Cotagnier-Süd im 312 m-Niveau in der dort freigelegten Ton-Schieferkohlenlinse festgestellt worden ist.

Soweit das letztinterglazialzeitliche Niveau im Bereich der Banquette von Barraux nicht selbst schon in fluviatilen Schottern entwickelt ist, werden die in limnischer Facies vorliegenden Akkumulationen der letzten Warmzeit von frühestweichselzeitlichen Schottern überlagert. Diese gliedert Unterhalb La Flachère in rund 348 m Höhe eine Bank siltig-toniger Ablagerungen. In ihnen wurde ein von F. SCHWEINGRUBER bestimmtes Fichtenstammholz geborgen. Die Pollenanaly-

---

[2]) OIS = Isotopenstadium. In Anlehnung an SCHLÜCHTER (1976: Tafel I) wurde in diesem Artikel zur Bezeichnung der verschiedenen pleistozänen Zeitepochen die mitteleuropäische Nomenklatur verwendet. Dies geschah unter anderem deshalb, weil seit längerer Zeit einige Interglazialbezeichnungen von dort auch für den alpinen Raum verwendet werden und zudem das Riss derzeit chronostratigraphisch nicht näher fassbar ist.

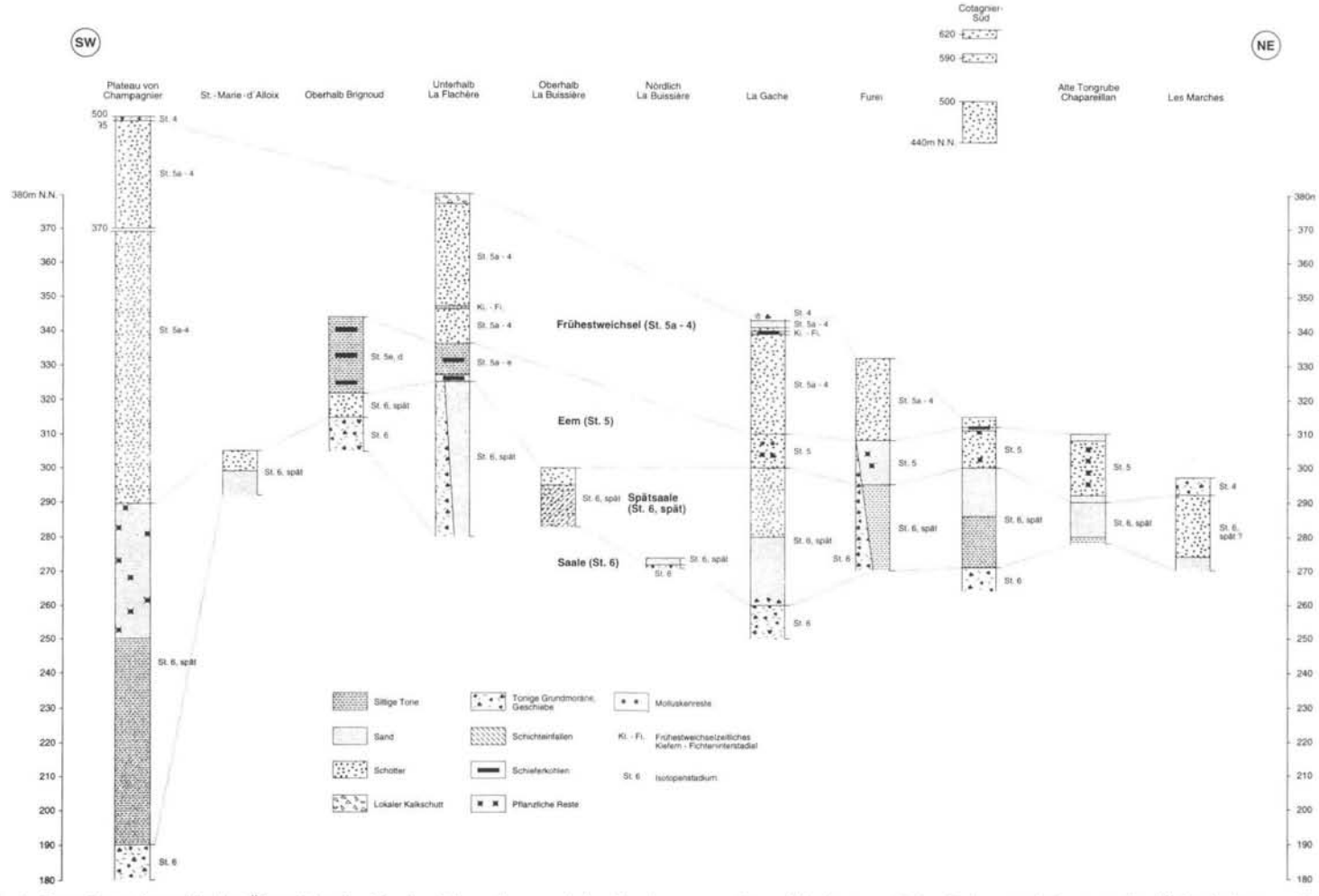


Abb. 2: Quartärstratigraphische Übersicht des Hochgrésivaudans und des Beckens von Grenoble; kotenmäßige Rekonstruktion von Profilabschnitten. – Kartographie: R. SZYDLAK

Fig. 2: Main structures of the Quaternary stratigraphy of the High Grésivaudan and of the basin of Grenoble; correlation of selected sections by its elevation a. s. l. - Cartography: R. SZYDLAK.

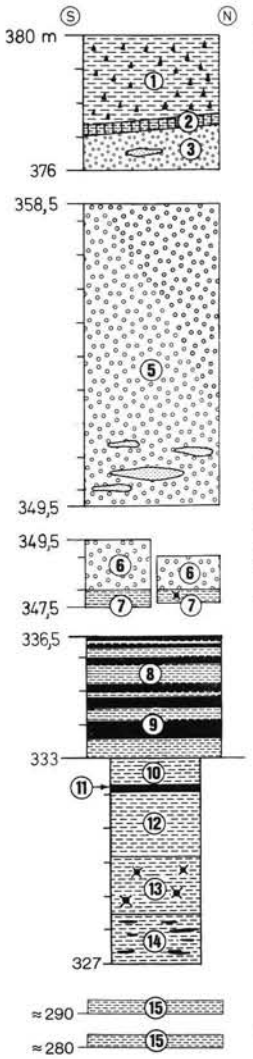


Abb. 3: Lithostratigraphisches Sammelprofil der Quartärablagerungen von Unterhalb La Flachère. - Kartographie: G. KOCH

1 = Weichselstadialzeitlicher, lokaler Kalkhangschutt mit fein- bis mittelkiesigen, kantigen Einzelkomponenten.
2 = Lehmig-tonige Zwischenlage lokaler Provenienz mit einem Kalkanteil von 48 %.
3 = Ungeschichtete Schotter fast ohne Kalkgerölle.
5 = Ungeschichtete Grobschotter mit pollenfreien Feinsedimentlinsen.
6 = Konglomeratisierte Schotterlage.
7 = Ungeschichtete, fossilführende frühestweichselzeitliche Tone mit einem von F. SCHWEINGRUBER bestimmten *Picea*-Holz. Pollenanalyse siehe Abb. 4.
8 = Letztinterglazialzeitliche bis frühestweichselzeitliche, ungeschichtete, graublaue Tone.
9 = Letztinterglazialzeitliche bis frühestweichselzeitliche Schieferkohlen mit Holzresten.
10 = Letztinterglazialzeitliche, fossilführende, graublaue Tone.
11 = Letztinterglazialzeitliche, kompakte Schieferkohlen.
12 = Letztinterglazialzeitliche, sterile graublaue, leicht siltige Tone.
13 = Letztinterglazialzeitliche, fossilführende graue, z. T. siltige Tone.
14 = Letztinterglazialzeitliche, fossilführende graue Tone mit Schieferkohlenlagen.
15 = Endsaalezeitliche Sande.
Pollenanalyse der Schichtglieder 8 bis 14 siehe Abbildungen 5 bis 7.

Fig. 3: Compiled lithostratigraphic section of the Quaternary deposits from „Below La Flachère". – Cartography : G. KOCH.

1 = Weichselian local calcareous talus debris consisting of angular fine- and medium pebbles
2 = Loam-clay interlayer of local origin with lime content of 48 %
3 = Non-stratified gravel almost without calcareous pebbles
5 = Non-stratified coarse gravel with lenses of fines free of pollen
6 = Conglomerate
7 = Earliest Weichselian non-stratified fossiliferous clay with wood of *Picea* (determined by F. SCHWEINGRUBER). For pollen analysis see Fig. 4.
8 = Last Interglacial to earliest Weichselian non-stratified grey-blue clay
9 = Last Interglacial to earliest Weichselian slate coal with remnants of wood
10 = Last Interglacial blue-grey fossiliferous clay
11 = Last Interglacial compact slate coal
12 = Last Interglacial sterile blue-grey and slightly silty clay
13 = Last Interglacial fossiliferous blue-grey clay, partly silty
14 = Last Interglacial fossiliferous grey clay with beds of slate coal
15 = End Saalian sand.
For pollen analysis of units 8 to 14 see Figs. 5 to 7.

Tab. 1: Pollenflora der fossilführenden Feinablagerung des 340-m-Niveaus der Kiesgrube von La Gache, Nordteil der Banquette von Barraux. Nach schriftl. Mitteilung (27.10.1980) von J.-L. DE BEAULIEU.

Tab. 1: Pollenanalytical results of the fossiliferous fine sediments at the 341 m level from the gravel pit of La Gache, northern part of the Banquette of Barraux. After written communication (27. 10. 1980) from J.-L. DE BEAULIEU.

Proben-nummern	*Betula* %	*Pinus* %	*Picea* %	*Abies* %	*Alnus* %	AP	Gramineae %	Cyperaceae %	Pollen-summe = 100 %
1543	7	16	21	-	8	54	12	9	350
1542	-	17	45	1	3	68	15	15	240
1561 unten	-	35	21	3	7	65	18	8	145
1561 oben	1	14	36	3	-	74	5	14	260
1539	2	17	19	-	8	46	26	14	235

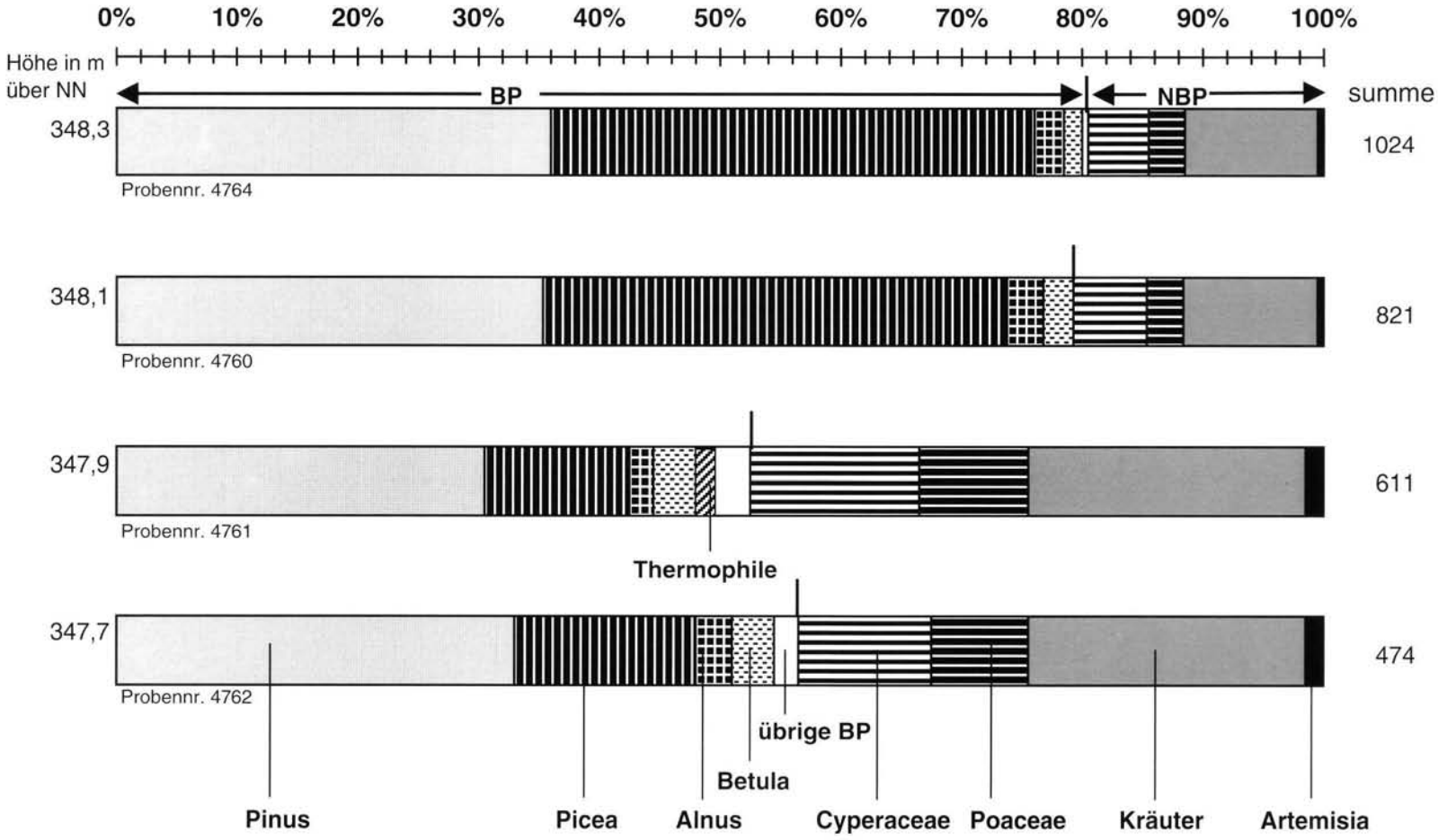


Abb. 4: Pollendiagramm der frühestweichselzeitlichen Ton-Siltbank zwischen 347,5 m und 348,5 m Unterhalb La Flachère (PESCHKE). Grundsumme = BP + NBP inklusive Gramineae und Poaceae. - Kartographie: F. VETTER.

Fig. 4: Pollen diagram of the earliest Weichselian silt-clay bed between m 347,5-348,5 from „Below La Flachèr" (PESCHKE). Total sum = AP + NAP including Gramineae and Poaceae. – Cartography: F. VETTER.

se von PESCHKE (Abb. 4) hat ergeben, dass diese Feinakkumulationen zu einem der frühestweichselzeitlichen Kiefern-Fichten-Interstadiale gehören. Ein derartiges Interstadial (Tab. 1) wurde in ähnlicher Höhe in 340 m pollenanalytisch bereits früher in der Kiesgrube von La Gache durch DE BEAULIEU (HANNSS 1983: 24) in einem Ton- bis Schieferkohlenband nachgewiesen, das frühestweichselzeitlichen Schottern zwischengeschaltet ist.

Dass es sich bei den in 340 m entwickelten fossilführenden Feinablagerungen von La Gache nicht um eine mittelweichselzeitliche Bildung handeln kann, zeigt vor allem die starke Verbreitung der Fichte, die im Mittelweichsel (OIS 3) in den Alpen so gut wie nicht mehr vorkommt (BRUN, HANNSS, 1998: 12). Dies steht in Übereinstimmung mit der für die fossilführende 340-m-Schicht von A. MANGINI erzielten U-Th-Datierung von 98 000 v. h. sowie prinzipiell auch mit einer ^{14}C-Datierung von 59 900 ± 850 BP, die aber nur als Radiokarbonmindestalter gedeutet werden kann (Tab. 2). Letztlich haben alle im Bereich der Banquette von Barraux angestellten neueren quartärwissenschaftlichen Studien im Grundsatz die bereits von BOURDIER (1961/62) auf der Grundlage noch vergleichsweise einfacher Untersuchungsmethoden aufgestellte Hypothese bestätigt, dass die Banquette-Ablagerungen im Grésivaudan wie im Becken von Grenoble im Verlauf eines durchlaufenden pleistozänen Sedimentationszyklus akkumuliert worden sind, der vom vorletzten Glazial (OIS 6) bis zum letzten, dem weichselzeitlichen Glazial des Isotopenstadiums 4 oder 2 reicht (Abb. 2). Aufgrund der jüngst im Vercors (BEAULIEU, J.-L. DE et al. 1994: 128, 137), im Val du Bourget (unveröffentlicht), in Niedersachsen (URBAN 1996: 494) und in Sachsen (EISSMANN 1997: 46; KRBETSCHEK & STOLZ 1994: 294) erzielten Resultate ist dabei davon auszugehen, dass die kalkreiche Liegendmoräne der Banquette von Barraux in das OIS Stadium 6 zu stellen ist und mit dem maxi-

Tab. 2: Radiokarbondatierungen jungpleistozäner Ablagerungen der Banquette von Barraux.

Tab. 2: Radiocarbon dates of late Pleistocene deposits of the Banquette of Barraux.

Lokalität	Konventionelles ^{14}C-Alter B.P. mit Labornummer in Klammer[1)]	Vermutliches klimastratigraphisches Alter mit OIS	Datiertes Material und Labor[2)]
Unterhalb La Flachère, 333-336 m	< 21 100 (C-588) [3)] < 35 000[4)] < 45 000 (Ly-900) [5)] < 56 400 (Gr N-6652) [6)] 65 300 – 1 400 + 1 700 (Gr N-7222) [6)]	Eem, St. Germain I und II (5a, c, e)	Holz (?) Holz (Ly) Holz (Ly) Holz (Gr) *Abies* (Gr)
Oberhalb Brignoud, 330 m	< 50 0000[7)] < 60 000 ± 600[8)]	St. Germain II (5a)	Tonige Schieferkohle (H) Tonige Schieferkohle (Gr)
Kiesgrube La Gache, 340 m	< 50 000[6)] 59 900 ± 850[7)]	Frühestweichsel-Interstadial (Übergang 5a-4)	Tonige Schieferkohle (Gr) Tonige Schieferkohle (Gr)
Cotagnier-Sud, 310 m	< 48 900[6)]	St. Germain II (5a)	*Picea* (Gr)
Alte Tongrube von Chapareillan, 295-310 m	40 800 – 2 500 + 3 800[9)]	Letztes Interglazial (5)	Zerfallenes Holz (H)

1) Bei den unterstrichenen Daten handelt es sich um Anreicherungsdatierungen.
2) Ly = Lyon, Gr = Groningen, H = Heidelberg.
3) Radiocarbon (1955: 86).
4) MONJUVENT (1969: 550). Labornummer unbekannt.
5) Radiocarbon (1976: 66).
6) HANNSS et al. (1976: 506).
7) HANNSS (1983: 21).
8) HANNSS (1982: Tab. 5).
9) HANNSS (1974: 553).

malen saalezeitlichen Vorstoß, dem Drenthe-Stadium sensu LIEDTKE (1981, Abb. 7) zusammenfallen dürfte.

Die Konzeption, alle Saale-Stadien in das OIS 6 zu stellen, erfolgte vor dem Hintergrund, dass URBAN (1996: 494) in Schöningen, DE BEAULIEU et al. (1994: 137, 141) im Vercors und REILLE et al. (1998: 1109) im Massif Central mit hoher Wahrscheinlichkeit belegen konnten, dass zwischen dem Holstein- und dem Eem-Interglazial noch zwei weitere, in das OIS 9 und das OIS 7 zu stellende Warmzeiten existiert haben.

Die Hypothese eines zwischen dem St. Germain I und dem St. Germain II (GREMMEN 1982: fig. 12, 14) stattgefundenen gewichtigen Gletschervorstoßes, wie er für das Grésivaudan postuliert worden ist (HANNSS 1982: 106; 1983: 21, 22) und für diesen Zeitraum zudem von WELTEN (1982: 168) in den Schweizer Alpen angenommen wurde, muss nicht zuletzt auch wegen der neuen pollenanalytischen Ergebnisse von Unterhalb La Flachère als widerlegt gelten.

2 Vorbemerkungen zur Pollenanalyse

Die wissenschaftliche Kernbohrung Unterhalb La Flachère wurde im August 1991 unmittelbar neben dem Aufschluss niedergebracht, aus welchem das Material für das bereits publizierte Pollenprofil von GREMMEN (1982) stammt. Da in einer mit der freundlichen Unterstützung von G. MONJUVENT 1978 niedergebrachten Sondierungsbohrung noch 6,3 m Feinsedimente und Schieferkohlen unter dem Aufschluss nachgewiesen werden konnten, wurde 1991 die pollenanalytisch bearbeitete Kernbohrung niedergebracht. Die Basis des Aufschlusses und der obere Ansatzpunkt der Bohrung liegen, nur wenige Meter horizontal von einander entfernt, auf gleicher Höhe (Abb. 3, 7). Die Sedimentabfolge von Aufschluss und Bohrung gehören in den gleichen Ablagerungszyklus.

Die Kernbohrung durchteufte Wechsellagerungen von Tonen und Schieferkohlen unterschiedlicher Mächtigkeit und erreichte in 815 cm Tiefe wahrscheinlich Moränenmaterial, worauf die Bohrung eingestellt wurde (Abb. 2, 3, 7). Die ab 700 cm erreichten olivgrauen bis ockerfarbenen Tone waren so gut wie pollenfrei. Auch in den humosen Straten dieses Bereiches war die Pollenführung für eine Interpretation zu gering und bestand nur aus wenigen *Pinus*-Pollenbruchstücken, perisporlosen Farnsporen und vereinzelten dickwandigen Asteraceen-Pollenkörnern. Eine befriedigende auswertbare Pollenführung setzte bei 690 cm in den Tonen mit höheren humosen Anteilen („Schieferkohlentonen") ein.

Die Aufbereitung der Sedimente für die Pollenanalyse wurde nach der im Botanischen Institut der Universität Hohenheim üblichen Methode vorgenommen, wobei als schwere Lösung bei der Schweretrennung anstelle von dem schwierig zu entsorgenden Cadmiumjodid Natriumpolywolframat verwendet wird. Die Analyse des gewonnenen Rückstandes erfolgte in Glyzerin bei meist 400facher Vergrößerung, gelegentlich musste bei schwieriger Diagnose Ölimmersion mit 1000facher Vergrößerung benutzt werden. Nach Möglichkeit wurde eine Auszählsumme von 600 bis 800 Pollenkörnern angestrebt, oft liegt die Auszählsumme noch höher.

Das Pollenprofil wurde in zwei Varianten dargestellt; einmal der herkömmliche Typ (Abb. 6) mit Gesamtdiagramm (Grundsumme BP + NBP = 100%, exklusive Sporen und Wasserpflanzen-Pk) und einem Baumpollendiagramm (Grundsumme BP o h n e *Alnus* = 100%).

Eine weitere Diagrammdarstellung (Abb. 5) zeigt das Pollenprofil analog der Berechnungs- und Darstellungsweise (Grundsumme = BP + NBP ohne Gramineae und Poaceae) nach GREMMEN (1982), um eine bessere Vergleichsmöglichkeit mit den dortigen Ergebnissen zu erreichen. Die folgende Diagrammbeschreibung bezieht sich nur auf die zweite Variante, kann aber auch zur Beurteilung der anderen Darstellungart dienen, weil die Einteilung in Diagrammabschnitte identisch ist. Lediglich die angegebenen Prozentwerte differieren.

3 Aufbau des Pollendiagramms Typ GREMMEN

In der Mitte der Darstellung (Abb. 5) befindet sich das Gesamtdiagramm mit Aufteilung des BP/NBP-Verhältnisses sowie den Häufigkeiten der Holzarten *Pinus* und *Picea*. Der NBP-Anteil ist horizontal schraffiert. Links vom Gesamtdiagramm sind in unterschiedlich breiten Spalten mit Schattenrissen und 5facher Überhöhung die Gehölze eingetragen, rechts davon die Kräuter. Der Anteil der Süß- und Sauergräser ist in der NBP-Summe nicht enthalten, aber auf der rechten Seite neben der Spalte Pollensumme (= Berechnungssumme) relativ darauf bezogen graphisch dargestellt. Nach der Häufigkeit kennzeichnender Holzarten und ihrer Entwicklung wurde das Pollendiagramm in 6 Diagrammabschnitte (DA) a-f

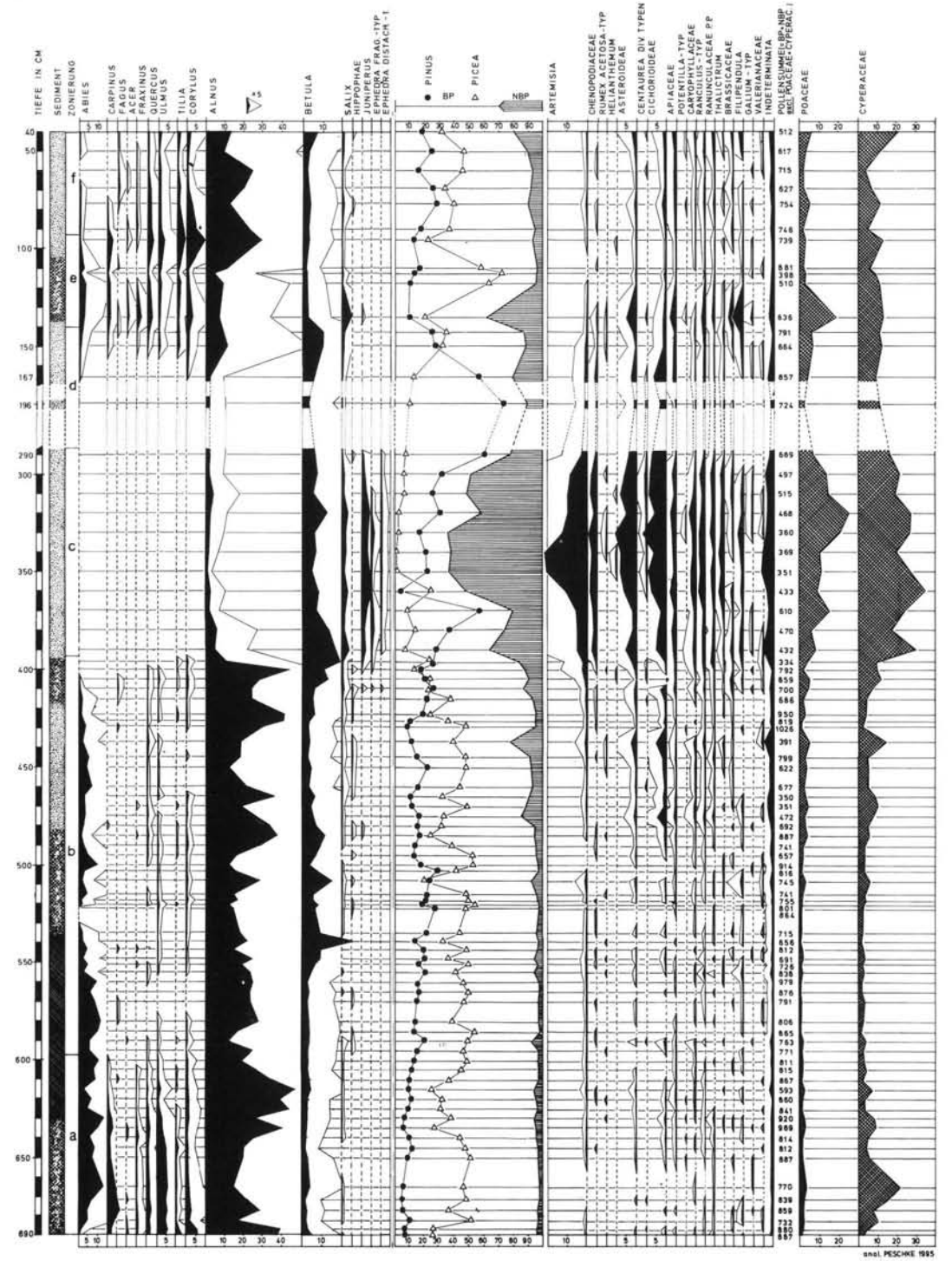


Abb. 5: Pollendiagramm der Kernbohrung von Unterhalb La Flachère nach der Darstellungsweise von GREMMEN (1982).Grundsumme = BP + NBP ohne Gramineae und Poaceae. Litostratigraphie: Punkte = Siltige Tone. Schräge Raster = Schieferkohlen. Schräge Raster mit Punkt: Tonige Schieferkohlen. – Kartographie: P. PESCHKE, G. KOCH.

Fig. 5: Pollen diagram of the core "Below La Flachère" after the presentation form of GREMMEN (1982).
Total sum = AP + NAP without Gramineae and Poaceae. Lithostratigraphy: dots = silty clay; diagonal screen = slate coal, diagonal screen dotted = clayey slate coal. - Cartography: P. PESCHKE, G. KOCH.

unterteilt. Diese werden im Folgenden von unten nach oben im Einzelnen beschrieben:

4 Diagrammbeschreibung

DA a: 907,5 – 1000 cm Profiltiefe[3]

In diesem DA repräsentiert der Pollenniederschlag eine ausgeprägte Waldzeit: Im basalen Spektrum bei 1000 cm nimmt der BP 96,2 % ein, worin *Alnus* mit 38,0% dominiert. EMW-Gehölze, *Corylus* und *Carpinus* vertreten neben *Alnus* die Laubwaldflora, der mit 26,5% *Picea* und etwas *Abies* beigemischt sind. Leider sind die Einwanderungsvorgänge dieser Waldvegetationen aufgrund der wahrscheinlich transgressiven lithostratigraphischen Position der fossilführenden Feinsedimente nicht erhalten. Es bleibt völlig offen, was sich vegetationsgeschichtlich seit der Ablagerung der Moräne an der Profilbasis und der hier festgestellten Waldzeit ereignet hat.

Der NBP besteht aus dem üblichen Arteninventar geschlossener Wälder ohne irgendwelche charakteristischen Arten oder hohe Pollenwerte. Der Anteil der Sauergräser (Cyperaceae) ist in der unteren Hälfte des DA mehr als doppelt so hoch wie in der oberen, in der *Alnus* mit höheren Werten vertreten ist.

Die Kurvenwerte der thermophilen Gehölze (EMW, *Carpinus, Corylus*) nehmen zum Ende des DA allmählich ab und setzen zum Teil ganz aus. Offenbar spiegelt sich hier das Ende einer warmzeitlichen Laubwaldflora wider, die ihr Ausbreitungsmaximum schon überschritten hatte. Der relativ hohe Anteil der Fichte beruht auf der Gebirgsrandlage der Lokalität. Vermutlich kam diese Holzart mehr in den oberen Hangpartien und in den Gipfellagen der das Isèretal begleitenden Höhenzüge der Chartreuse und der Belledonne vor. Die Fichte war wahrscheinlich aber auch am Vegetationsaufbau der Tallagen beteiligt, da sie Nassstandorte zu besiedeln vermag und intramontan manchmal einen regelrechten "Fichtenauwald" aufbauen kann. Die hohen *Alnus*-Werte sind Ausdruck einer Bruch- und Auenwaldvegetation in der Talsohle. Außerdem wird die Erle auf ihr zusagenden Standorten in kleinen Seitentälern vorgekommen sein. Die Tanne meidet hingegen Nassstandorte. Dieser Baum wird im Gefolge der Vegetationshöhenstufung eher auf weiter oben gelegenen, absonnigen Hangpartien gewachsen sein, während die thermophilen Laubgehölze hauptsächlich im unteren Teil der nach SE gewandten Hangflanken der Chartreuse vorgekommen sein dürften.

Parallel zum Ausklingen der thermophilen Gehölze wird die Fichte häufiger. Ihr Anteil an der Waldfläche muss zugenommen haben. Hinweise auf offene Flächen im Wald fehlen. Der BP-Anteil am Pollenniederschlag bleibt am DA-Ende unverändert; ausgesprochene Heliophyten im Kräuterpollen kommen nicht vor. Dieser Wechsel der Holzarten, das heißt das Verschwinden der Thermophilgehölze, zeichnet sich im Sediment nicht ab. Die Grenze DA a/b liegt in ungestörten, tonigen, dichtgelagerten, Schieferkohlen.

DA b: 700 – 907,5 cm Profiltiefe

Die sehr heterogenen Sedimente dieser rund 2 m langen Bohrstrecke sind tonige Schieferkohlen, humose Tone und nahezu mineralfreie Schieferkohlen, das heißt stark gepresste blättrige Lagen von Bruchwaldtorfen. Diese Sedimente dominieren vor allem im unteren Drittel des DA. So unterschiedlich wie die Sedimente ist auch die jeweilige Pollenführung, wobei keineswegs die humosesten Lagen auch die beste Pollenführung aufweisen.

Zu Beginn des DA bleibt das BP/NBP-Verhältnis vom vorhergehenden Abschnitt annähernd erhalten (DA-Basis 97,3% BP). Der BP nimmt dann aber nach oben hin mit einigen Schwankungen allmählich ab und weist am Ende des DA nur noch 88,3 % auf. Die Abnahme des Gehölzpollens resultiert aus dem Rückgang der EMW-Gehölze, von *Abies* und *Corylus* sowie dem Verschwinden von *Carpinus*. Diese Holzart kommt hier nur noch mit einem Pollenkorn im Spektrum 790 cm vor. Am Ende des DA enden alle Kurven thermophiler Holzarten, auch *Picea* geht mit ihren Werten zurück. *Pinus* dagegen bleibt nahezu unverändert.

Der Anteil von *Alnus*, *Pinus* und *Picea* am Pollenniederschlag ist während des gesamten DA schwankend. Besonders die *Alnus*-Kurve hat mehrfach deutliche Spitzen und Einbrüche, am ruhigsten verläuft die *Pinus*-Kurve. *Betula* hat jetzt deutlich höhere Werte als im DA a und ihre Pollenkurve weist ebenfalls einige markante Gipfel auf. Am auffallendsten ist der Spitzenwert im Spektrum von 849 cm von 26,5 %, danach fällt die Kurve aber gleich wieder auf die vorherigen Werte um 10% zurück. Erst gegen Ende des DA b steigt die *Betula*-Kurve parallel zu derjenigen der Kiefer wieder an und erreicht am Abschnittsende

[3] DA = Diagrammabschnitt. Die Tiefenangaben der einzelnen Diagrammabschnitte beziehen sich auf das Gesamtpollenprofil der Abb. 7.

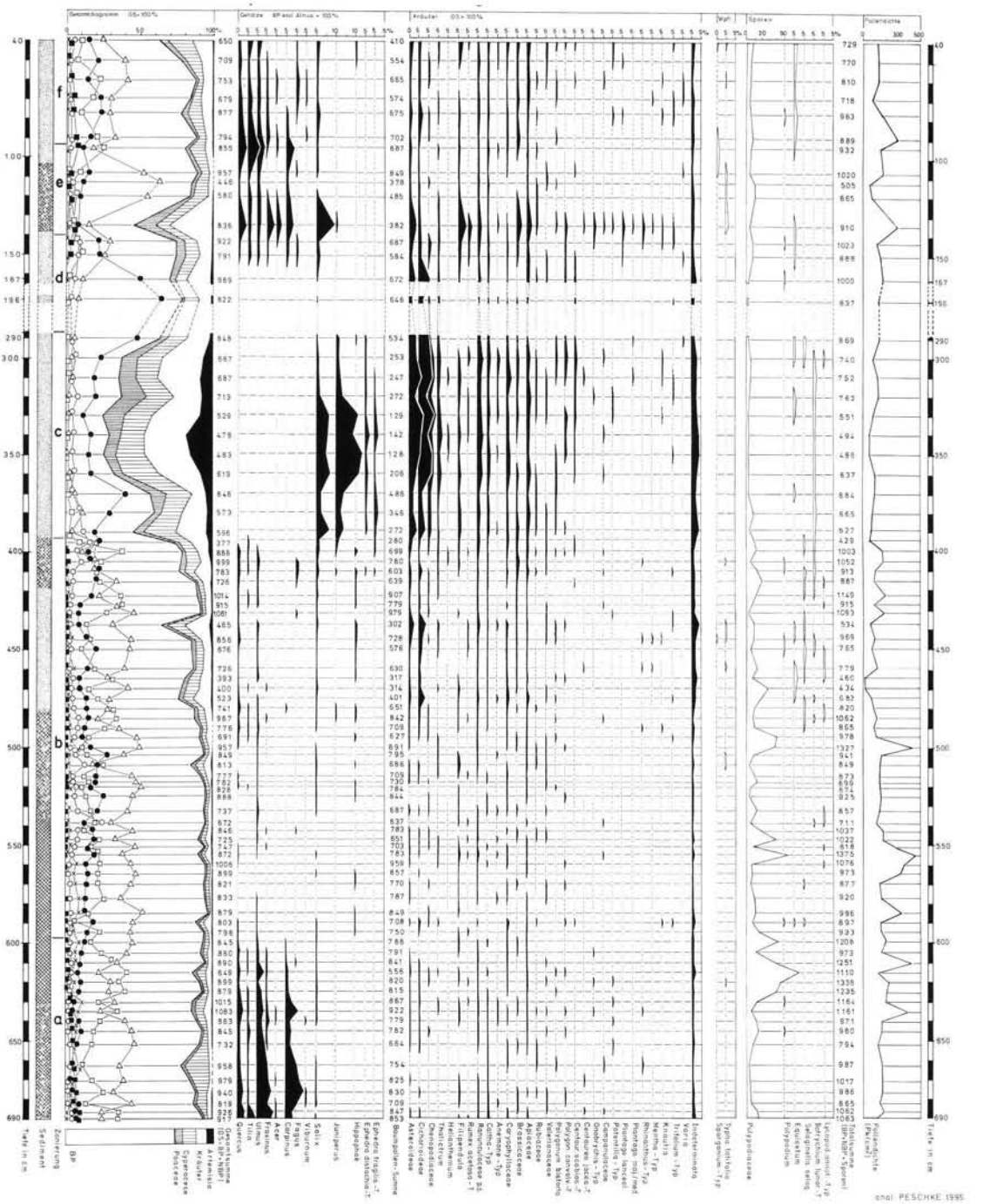


Abb. 6: Pollendiagramm der Kernbohrung von Unterhalb La Flachère nach der herkömmlichen Darstellungsweise (PESCHKE). Grundsumme = BP + NBP = 100 %. Lithostratigraphie: Punkte = Siltige Tone. Schräge Raster = Schieferkohlen. Schräge Raster mit Punkt: Tonige Schieferkohlen. – Kartographie: P. PESCHKE, G. KOCH.

Fig. 6: Pollen diagram of the drilling "Below La Flachère" after the common presentation form of (PESCHKE). Total sum = AP + NAP = 100 %. Lithostratigraphy: dots = silty clay; diagonal screen = slate coal; diagonal screen dotted = clayey slate coal. – Cartography: P. PESCHKE, G. KOCH.

19,5% bei einem *Pinus*-Anteil von 25,7%. An dieser Stelle sind keine thermophilen Gehölze mehr nachzuweisen, dafür beginnen die geschlossenen Pollenkurven von *Juniperus* und *Ephedra*. Außerdem ist jetzt *Salix* im Pollenniederschlag stärker vertreten. Diese sich in der Auflichtung des Waldes und dem Vorkommen heliophiler Gehölze niederschlagende Klimaverschlechterung zeigt sich auch in einer allgemeinen Zunahme der Kräuter, besonders von *Artemisia*, Chenopodiaceae und Asteraceae. Für die Erle müssen sich die Standortverhältnisse gravierend verschlechtert haben, möglicherweise auch Größe und Anzahl der Nassstandorte kleiner geworden sein. Die *Alnus*-Pollenwerte liegen im gesamten DA b zwischen 20 und 40% und erreichen kurz vor Abschnittsende im Spektrum bei 710 cm den Spitzenwert von 43,8%. Danach fällt die Pollenkurve dieser Holzart auf Werte von 5-10% zurück, die langandauernde Dominanz des Erlenpollens in der unteren Diagrammhälfte wird nicht mehr erreicht. Dieser Rückgang kann nur mit einer geringeren Beteiligung dieser Holzart am Vegetationsbild erklärt werden.

Das Waldbild in diesem DA ist von der Fichte geprägt mit geringer Beteiligung von Tanne und Kiefer, dazu wenig EMW-Gehölze, meist Eiche und Ulme sowie etwas Haselnuss. Häufiges Auftreten der Erle spricht für ausgedehnte Bruchwald- und Auwaldstandorte im Talbereich. Auf offenen Stellen im Bereich der Isère kamen auch etwas Sanddorn und Weide vor.

Allgemein zeigt der Abschnitt b noch das Abbild einer bewaldeten Landschaft, denn der NBP-Anteil bleibt überwiegend unter 10%. Nur wenn Süß- und Sauergräser mitberücksichtigt werden, gibt es ab und zu höhere NBP-Werte. Offene, das heißt waldfreie Flächen können im Bereich des verwilderten Isère-Flusssystems vorgekommen sein, z. B. auf Kiesbänken oder Sandalluvionen oder auch auf steilen und exponierten Partien der Talflanken, wo Felsen aus dem Waldland herausragten und nur einer Gräser-Kräuter-Vegetation besiedelbare Standorte boten.

DA c: 605 – 700 cm Profiltiefe

Das untersuchte Sediment dieses Abschnittes bestand durchweg aus grauen, siltigen Tonen mit geringen organischen Beimengungen und Molluskenresten. Die Pollenführung erwies sich als ähnlich gut wie in den tonigen Schieferkohlen mit ihrem hohen Anteil an organischer Substanz. Die Erhaltung war allerdings schlechter. Dies kommt in höheren Werten der Indeterminata zum Ausdruck.

Die sich am Ende des DA b ankündigenden klimatischen Verschlechterungen für den Pflanzenwuchs sind jetzt voll eingetreten: Die Gehölzvegetation hat deutlich abgenommen, ihr Pollenanteil sinkt unter 40% und erreicht im Spektrum bei 640 cm einen Tiefstand von 35,8%. Thermophile Holzarten sind völlig verschwunden, lediglich *Alnus* ist noch mit geschlossener Kurve und Werten um 2-3% vertreten. Bei Berücksichtigung der Überrepräsentation dieses Pollentyps kann aber die Baumart im Vegetationsbild keine große Rolle mehr gespielt haben. Den höchsten Anteil am BP nimmt *Pinus* ein, gefolgt von *Betula* und *Juniperus* mit einem Maximum von 5,3% im Spektrum bei 670 cm. *Picea* ist weiterhin mit geschlossener Kurve vertreten, ihre Werte sinken aber bis unter 2%. *Salix* und beide *Ephedra*-Typen vervollständigen das Arteninventar der Gehölze.

Die vom Wald verlassenen Standorte besiedelt jetzt eine reichhaltige Gräser-Kräuter-Pflanzengesellschaft, in welcher *Artemisia* eine dominierende Rolle zukommt mit einem Maximum ihrer Pollenkurve von 23,0% im Spektrum bei 650 cm. Neben den Süßgräsern sind gegenüber dem vorigen DA auch die Sauergräser stärker repräsentiert. Dies verweist auf eine Vergrößerung der Riedvegetation auf Sumpf- und Nassstandorten. Am Pollenniederschlag dieser Taxa werden aber auch alpine Seggen- und Süßgräserarten beteiligt gewesen sein, welche die jetzt mehr offenen terrestrischen Standorte der Talhänge besiedelt haben.

Das Vegetationsbild dieser Zeit war bestimmt von einem aufgelockerten Wald, der vorwiegend aus Kiefern und Birken mit etwas Fichte und Wacholder bestanden hat. Wahrscheinlich sind die Gehölze auf edaphisch günstigen Standorten in kleinen Inseln bzw. Gruppen vorgekommen. Erle und verschiedene Weidenarten können vereinzelt Fluss- und Bachufer begleitet haben. Nach den geringen Pollenwerten wird es aber kaum zu Galeriesäumen gekommen sein. Die offenen Standorte waren von einer artenreichen Gräser-Kräuter-Vegetation bedeckt, die NBP-Typenzahl erreicht in diesem DA die höchsten Werte des gesamten Diagramms. Die konstante Beteiligung von Chenopodiaceae am Pollenniederschlag und das reichliche Vorkommen von *Artemisia* sind Ausdruck einer "Steppen-Tundra", wie sie in Mitteleuropa bei kaltzeitlichen Bedingungen im Laufe des Quartärs immer wieder vorkam.

DA d: 468,5 – 605 cm Profiltiefe

Obwohl die Sedimente dieses Abschnittes in der Profilsäule über 1,3 m ausmachen, konnten daraus nur 3 Pollenspektren erarbeitet werden. Weite Bereiche der Profilstrecke waren pollenfrei oder enthielten nur vereinzelt Sporomorphen, die keine Auswertung erlaubten. Im Gegensatz zu vorher waren die graubläulichen siltigen Tone wesentlich kompakter gelagert, zerriebene Reste von Molluskenschalen waren noch zu erkennen, organische Beimengungen fehlten aber vollkommen. Wahrscheinlich haben sich die Klimaverhältnisse des DA c noch weiter verschlechtert und die Vegetation wurde stark dezimiert bzw. geschwächt, so dass die Pollenproduktion der wenigen Arten drastisch zurückging und der Pollenniederschlag sich verteilte, weshalb er kaum mehr fassbar ist.

Dieser Vermutung steht allerdings entgegen, dass sich in den drei auswertbaren Spektren bei 600, 506 und 477 cm eine bessere Klimasituation abzuzeichnen scheint als im DA c: Der BP und hier vor allem *Pinus* ist deutlich höher als zuvor und "Kältezeiger" unter den Gehölzen fehlen. Der NBP ist dabei aber annähernd so artenreich wie vorher, nur der Anteil der Gräser ist etwas zurückgegangen. Diese drei Spektren liegen in dieser sonst mehr oder weniger pollenfreien Profilstrecke allerdings sehr isoliert und weit auseinander, so dass sie kaum Ausdruck einer zusammenhängenden Vegetationsentwicklung sein können. Sehr wahrscheinlich sind diese Spektren durch umgelagerte Pollenkörner verfälscht, auch wenn dabei kein Thermophilpollen gefunden werden konnte. Damit entfällt auch die Möglichkeit, aus den Pollenfunden dieses Abschnittes ein Vegetationsbild zu rekonstruieren. Die hier sedimentierten, überwiegend sporomorphenfreien Tone müssen aus einem fast vegetationsfreien Zeitraum stammen und Ausdruck eines sehr kalten Klimas sein.

DA e: 383 – 468,5 cm Profiltiefe

Die Sedimente dieses Diagrammabschnittes weisen in den grauen Tonen an der Basis, die von schwarzbraunen kompakten Schieferkohlen überlagert werden, wieder höhere organische Anteile in Form von Holzresten und Schieferkohlenspuren auf. Die obersten Horizonte von DA e werden erneut von grauen sandig-tonigen Ablagerungen mit organischen Beimengungen gebildet. Die Pollenführung dieses Abschnittes ist wechselhaft, gute Spektren sind mehrfach von mehr oder weniger pollenfreien Straten unterbrochen, was zu Lücken im Diagramm führte. In den Schieferkohlen ist die Pollenerhaltung mittelmäßig und die Pollenbeobachtung häufig durch Überlagerung insbesondere durch Gewebebruchstücke erschwert, wie dies in derartig detritusreichen Rückständen aus Schieferkohlen üblich ist. Hier bewährte sich bei der Analyse erneut das Auszählen in Glycerin, wobei die Suspension unter dem Deckglas etwas bewegt werden kann und verdeckte Pollenkörner oft frei werden, die dann sicherer angesprochen werden können. Der Baumpollen hat jetzt wieder deutlich zugenommen und erreicht Werte über 90 %, mit einem Maximum von 96,4 % im Spektrum bei 420 cm. *Picea* ist die dominierende Holzart und erreicht in diesem Diagramm mit 71,6 % im Spektrum bei 422 cm den höchsten Wert überhaupt. *Pinus* hat an Bedeutung verloren, *Alnus* und *Betula* dagegen gewonnen. Außerdem treten wieder *Abies* und *Carpinus* sowie alle EMW-Gehölze mit *Corylus* auf und deuten eine ähnliche Waldzusammensetzung an, wie sie vor der Kältephase von DA d und c im DA b bzw. am Ende des DA a geherrscht hatte. Der Kräuterpollen ist in der unteren Hälfte des DA e noch verhältnismäßig artenreich, auch wenn hier dickwandige und stark strukturierte Pollentypen wie die der Asteraceae überrepräsentiert sind.

Im mittleren Teil von DA e lässt sich zwischen 420 cm und 430 cm eine Klimaverschlechterung erkennen, die sich in einer sprunghaften Zunahme der Kiefer und einem Rückgang der Thermophilen niederschlägt.

Die im DA e gefundene Pollenflora vermittelt das Bild eines Nadelwaldes mit eingestreuten anspruchsvollen Laubgehölzen, wie es im Alpenraum einschließlich der Vorländer interstadialen Zeiträumen zugeordnet wird. Die wärmeliebenden Gehölze werden vermutlich in erster Linie auf kalkigem Untergrund die SE exponierte Talflanke der Chartreuse besiedelt haben. Die häufige Fichte wird einerseits auf den Oberhängen und in den Hochlagen der kristallinen Belledonne vermutet, andererseits aber auch auf vernässten Standorten des Talbodens, dort in Gesellschaft von Erle und Weidenarten. Ausgesprochen heliophile Gehölz- und Kräuterarten fehlen, so dass der Waldbestand ziemlich geschlossen gewesen sein muss.

DA f: 350 – 383 cm Profiltiefe

Das Sediment dieses Abschnittes bestand aus graublauen Tonen mit organischen Beimengungen unterschiedlicher Größe, teilweise auch

Holzresten. Stellenweise waren feine horizontale Schichten vermutlich eingeschwemmten organischen Materials zu erkennen. Die Pollenführung war zufriedenstellend, die Erhaltung mäßig.

Die Pollenflora hat vor allem Ähnlichkeit mit dem kurzen kühleren Abschnitt von DA e zwischen 420 cm und 430 cm. *Pinus* ist die vorherrschende Baumart. Der BP schwankt um 90% und bei den Gehölzen verschwindet *Carpinus*, die bereits in der Mitte von DA e zurückgeht. Im DA f fällt auch *Abies* unter die 1%-Grenze und fehlt im Spektrum bei 360 cm vollkommen. Die EMW-Gehölze und *Corylus* sind insgesamt schwächer vertreten als im liegenden Diagrammabschnitt. Die thermophile Begleitflora des Fichten-Kiefernwaldes ist im DA f also etwas ärmer als im DA e. Ob dies auf klimatische Veränderungen zurückgeführt werden darf, ist nicht eindeutig, denn Kälteanzeiger in der Gehölzflora oder Zeiger für offene Vegetation bei den Kräutern wie *Artemisia* und anderen Heliophyten sind auch nicht zahlreicher als zuvor. Anstelle von *Carpinus* kommt im ganzen Abschnitt jetzt *Fagus* mit Werten um 1% vor, die sich im vorigen DA schon in drei Spektren angekündigt hatte. Vielleicht lässt sich hieraus eine etwas größere Humidität des Klimas ableiten. *Alnus* bleibt bei ähnlich hohen Werten wie am Ende des DA. An der Größe des Nassstandortes dürfte sich nicht viel verändert haben.

Die oberen 40 cm anthropogen umgelagerten Sediments bis zur Geländeoberkante des Bohransatzpunktes konnten nicht palynologisch bearbeitet werden. Die Fortsetzung der Ablagerungen nach oben wurde bereits früher wenige Meter hangwärts ergraben und das Profil von 350 cm Länge schon zweimal bearbeitet, und zwar von BOTTEMA & KOSTER (in: HANNSS et al. 1976: 501 ff.) und GREMMEN (1982: Diagr. 10, 27, 44, 45). Dabei lässt sich die Basis der Pollenzone DA 1 von GREMMEN zwanglos an den hier beschriebenen DA f anschließen und verlängert die Fichten-Kiefern-Nadelwaldphase beträchtlich (Abb. 7).

GREMMEN (1982: 44, 45) beschrieb seine 5 Pollenzonen folgendermaßen:

DA 1: 293 – 350 cm
Hier (Spektren 1-3) dominieren abwechselnd *Pinus*- und *Picea*-Pollen. *Alnus* und *Corylus* sind gut vertreten. *Tilia*-Pollenkörner wurden mit 5% gefunden, *Ulmus*, *Quercus* und *Abies* kommen nur in sehr geringen Prozentsätzen vor. Die NAP-Werte sind niedrig, *Dryopteris*-Sporen machen hohe Anteile aus.

DA 2: 183,5 – 293 cm
In diesem Abschnitt 2 (Spektren 4-12) dominiert der *Picea*-Pollen und stellt zusammen mit dem von *Pinus* den Hauptteil des AP-Pollens. Der *Alnus*-Anteil ist im allgemeinen niedrig, ausgenommen das über 40% erreichende Maximum in Spektrum 5. Unter den anderen Pollentypen sind *Tilia* und *Quercus* am besten repräsentiert, aber beide nur mit niedrigen Werten. Der NAP-Pollen macht lediglich einige wenige Prozente aus. *Dryopteris* kommt sehr wenig vor.

Da 3: 160 – 183,5 cm
In dieser Pollenzone 3 (Spektren 13 und 14) dominiert *Pinus* mit rund 40%. *Picea*-Pollen ist ebenfalls mit eher hohen Werten vertreten. *Alnus* ist gut repräsentiert. Von den anderen Bäumen erreicht nur *Betula* mehr als 5%. Der Anteil von *Abies* ist schwach, der des NAP-Pollen geht nicht über 13% hinaus. *Artemisia* ist am stärksten verbreitet. Cyperaceae und Gramineae weisen hohe Werte auf. *Dryopteris* ist eher gut vertreten.

DA 4: 134,5 – 160 cm
Hier (Spektren 15-16) sind die NAP-Werte niedrig. *Picea* nimmt zu und wird zum beherrschenden Pollentyp. Laubabwerfende Bäume sind schwach vertreten, abgesehen von *Alnus* und *Betula*; Gramineae- und Cyperaceae-Pollenkörner zeigen einen starken Rückgang. Die *Dryopteris*-Werte sind sehr niedrig.

DA 5: 2 – 134,5 cm
In diesem Diagrammabschnitt (Spektren 17-23) geht die *Picea*-Kurve auf unter 20% zurück. Die *Pinus*-Werte nehmen von 40% auf 70% zu. *Abies* fehlt in dieser Zone. Pollen laubabwerfender Bäume hat keinerlei Bedeutung. *Betula* und *Salix* kommen vor, aber nur mit geringen Prozentanteilen. Verschiedene Pollentypen wie *Artemisia*, Chenopodiaceae, Compositae, Tubiliflorae, Umbelliferae und *Thalictrum* tragen zu hohen NAP-Werten in der Pollenflora bei. Insgesamt sind die Prozentanteile von Gramineae eher niedrig, die von Cyperaceae eher hoch. Die Maximalwerte werden jeweils in den Spektren 22 und 23 erreicht.

Das teilweise schon recht kühle Klima, das während der Ablagerung des aufgeschlossenen Profils von Unterhalb La Flachère geherrscht hat, schlägt sich auch in den Funden von zwei Stücken Birkenholz, ein bis drei Stücken Fichtenholz und einem weiteren fossilen Nadelholz nieder (Bestimmung durch F. SCHWEINGRUBER in HANNSS 1982: Tab. 6).

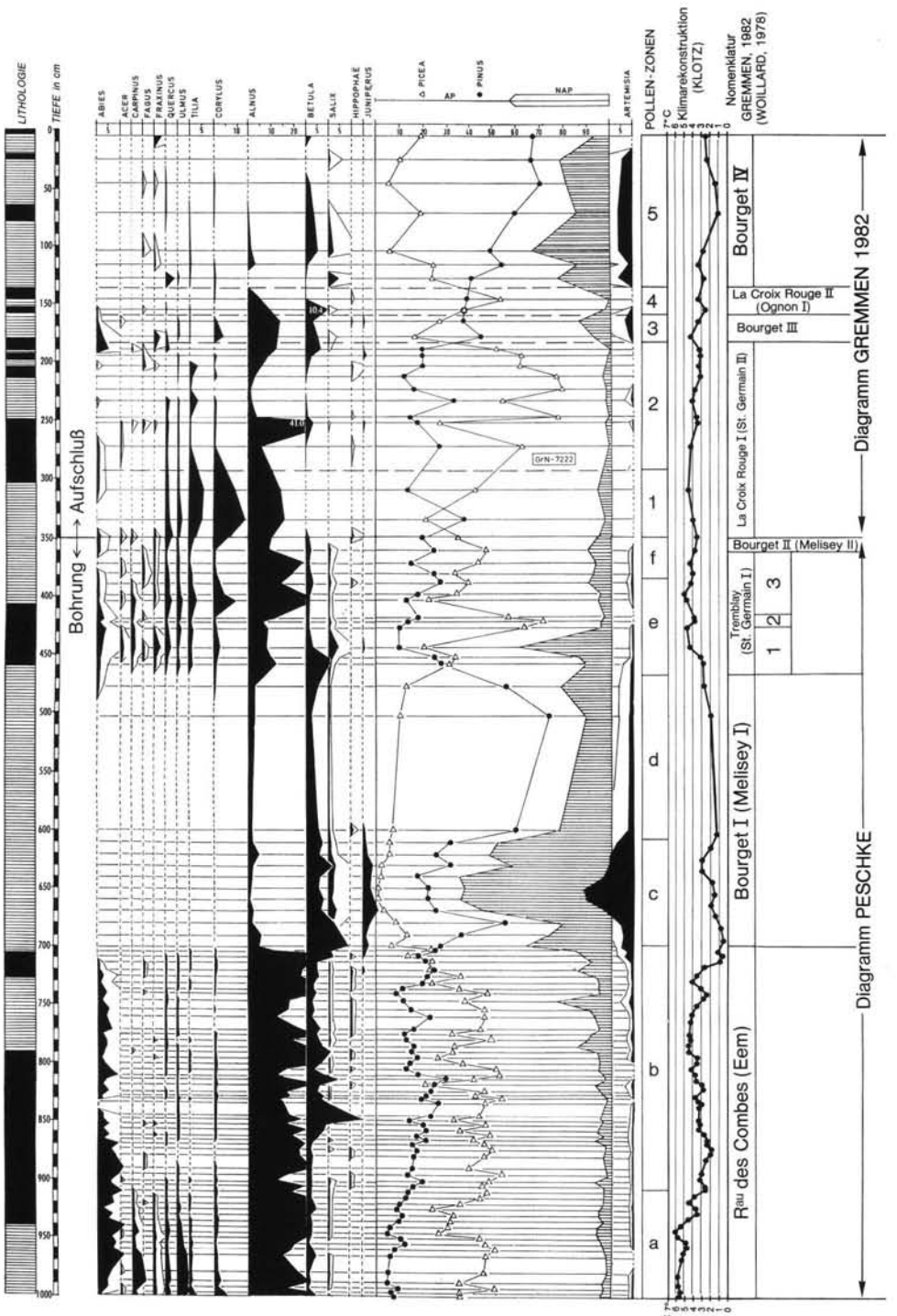


Abb. 7: Gesamtpollendiagramm von Unterhalb La Flachère nach der Darstellungsweise von GREMMEN (1982). Waagrechte Striche = fossilführende tonige Silte. Schwarz = Schieferkohlen. Grundsumme = BP + NBP ohne Gramineae und Poaceae. – Kartographie: P. PESCHKE, G. KOCH.

Fig. 7: Total pollen diagram from "Below La Flachère" after the presentation form of GREMMEN (1982). Total sum = AP + NAP without Gramineae and Poaceae. Lithostratigraphy: horizontal lines = fossiliferous clayey silts; black = slate coal. - Cartography: P. PESCHKE, G. KOCH.

5 Die biostratigraphische Einstufung

Das aus der Kernbohrung erarbeitete Pollendiagramm (Abb. 5 [4]), Abb. 6 [5]) zeigt an der Basis (DA a und b) eindeutig eine warmzeitliche Pollenflora eines Fichten-Tannenwaldes mit nach unten zunehmender Beteiligung thermophiler Laubgehölze. Diese deuten die Endphase eines interglazialen Laubwaldoptimums an. Leider ist dieser Zeitabschnitt und die Einwanderung der wärmeliebenden Gehölzflora nicht mehr überliefert. Dies erschwert den Vergleich mit anderen kompletten Pollendiagrammen interglazialer Ablagerungen. Zum Ende der Warmzeit (DA b) nehmen die Thermophilgehölze wie die Tanne allmählich ab. Ein deutlicher Kiefern-Birken-Vorstoß bei Rückgang der Fichte leitet danach zu einer ausgeprägten Kaltphase (DA c) über, in welcher viel Kräuterpollen mit *Artemisia* sowie Wacholder die Pollenspektren prägen. Über dieser Kaltphase liegen Silte mit hohem Tonanteil, die nur in wenigen Spektren und großen Probenabständen eine auswertbare Pollenflora enthielten (DA d). Diese Sedimente müssen noch am Ende der Kaltphase abgelagert worden sein. Die Pollenakkumulation während dieser Phase war nur gering, weil auf Grund der offenen kaltzeitlichen und lockeren Vegetationsdecke nur vergleichsweise wenig Pollen produziert worden ist.

Nach dieser Kaltphase breitet sich erneut die Waldvegetation aus, woran auch EMW-Gehölze und die Hasel beteiligt sind. Tanne und Hainbuche sind jetzt deutlich geringer vertreten als in den unteren stadialen Abschnitten. Die relativ hohe Beteiligung von Fichte und Kiefer zeigt an, dass während der Waldzeit DA e, die durch eine Abkühlungsphase zweigeteilt ist, ein interstadialzeitlicher Klimacharakter vorgeherrscht hat. Der DA f spiegelt im Vergleich hiermit kühlere Klimabedingungen wider. Somit ist in den erbohrten Sedimenten eine ausklingende Warmzeit abgebildet, die über eine ausgeprägte Kaltphase zu einer interstadialen, wahrscheinlich zweigeteilten Waldvegetationsperiode mit wenigen thermophilen Laubgehölzen überleitet, auf die nach oben hin eine weitere Abkühlungsphase folgt.

Das von GREMMEN erarbeitete Pollendiagramm von Unterhalb La Flachère (1982: Diagr. 10), das an einst aufgeschlossenen Schieferkohlenführenden Feinablagerungen gewonnen worden ist, schließt sich augenscheinlich nahtlos an die hier 1991 erbohrte Sequenz an. Im DA 1 und 2 (Abb. 7) folgt auf ein eher boreal getöntes Interstadial mit wenig Thermophilen in DA 3 eine deutliche stadiale Abkühlungsphase, während der die Kiefer über die Fichte dominierte, und im DA 4 eine interstadialzeitliche Wiedererwärmung, die durch ein Überhandnehmen der Fichte über die Kiefer und das Fehlen thermophiler Laubbäume gekennzeichnet ist. Darüber zeichnet die Pollenflora im DA 5 eine weitere, von der Kiefer dominierte stadiale Abkühlungsphase nach, wobei die beiden obersten Spektren eine leichte Klimaverbesserung in ein oberstes Fichten-Kiefern-Interstadial hinein andeuten könnten.

Bei dem Versuch einer zeitlichen Einstufung dieser Ablagerungen kommen als Vergleichsdaten in erster Linie die zahlreichen Pollendiagramme von GREMMEN (1982) aus dem nahegelegenen Val du Bourget und dem Grésivaudan selbst in Frage. Daneben können zum weiteren Vergleich mit der Sequenz von Unterhalb La Flachère noch zwei nicht zu weit entfernt liegende lange Pollensequenzen aus dem Alpenvorland herangezogen werden. Es handelt sich dabei zum einen um die pollenanalytisch bearbeitete Abfolge von Les Echets (DE BEAULIEU & REILLE 1984) aus den östlich von Lyon gelegenen Dombes und zum anderen um die der Schieferkohlen von Gondiswil im Schweizer Mittelland (WEGMÜLLER 1992). Sie spiegeln jedoch etwas andere Vegetationsverhältnisse wider, insbesondere hinsichtlich der Gebirgsbaumarten Fichte und Tanne. Die wesentlichen Veränderungen der Klimaverhältnisse zeichnen sich aber hier wie dort ab. Die entsprechenden Diagramme zeigen in Les Echets wie in Gondiswil die Abfolge eines an Thermophilen reichen Interglazials. Während in Les Echets darüber noch zwei weitere Warmphasen gleichen Charakters entwickelt sind, folgen in Gondiswil zwei boreale Interstadiale, in denen die thermophilen Laubbäume noch spärlicher vertreten sind als in den Schieferkohle-führenden Feinablagerungen von Unterhalb La Flachère. Darüber zeichnen sich weitere kühlere, allein durch die Fichte und Kiefer charakterisierte Interstadialphasen ab.

An beiden Lokalitäten ist im unteren Teil der Ablagerungen das komplette letzte Interglazial und die Einwanderung der verschiedenen thermophilen Holzarten erfasst. Ihre jeweilige Ausbreitung zeichnet sich gut ab. Diese Kriterien sind für das Unterhalb La Flachère-Diagramm leider nicht nutzbar. Erst im jüngeren Teil des Interglazials, nach dem EMW- und *Taxus*-Maximum, ist in der

[4]) Nach der Diagrammdarstellung von GREMMEN (1982: Diag. 10)

[5]) In herkömmlicher Darstellung mit Gesamtdiagramm und Baumpollendiagramm ohne *Alnus*.

Tannen-Fichten-Hainbuchen-Phase eine Vergleichsmöglichkeit gegeben, ebenso bei dem dann erfolgenden Wechsel zur ersten Kaltphase und dem sich anschließenden Interstadial.

Diagrammvergleiche mit weiter entfernten Lokalitäten im östlichen Alpenvorland oder gar in Norddeutschland erscheinen wenig sinnvoll, da über die Areale waldbestimmender Baumarten in älteren Warmzeiten noch viel zu wenig bekannt ist. Diese waren sicher nicht mit den heutigen Arealen vergleichbar. Auch weiß man wenig über die Einwanderungsbahnen der einzelnen Holzarten, die in älteren Warmzeiten nicht so wie im Postglazial verlaufen sein müssen.
Hinzu kommt, dass Lokalitäten außerhalb der Alpen durch ihre gemäßigtere Topographie den Waldgesellschaften einheitlichere und oft auch großflächigere Standorte geboten haben als im stärker reliefierten Gebirgsinnern, wo eine Vielzahl extremer Standorte mit unterschiedlicher Exposition, Höhenlage und Böden ein viel reichhaltigeres Vegetationsmosaik zulässt. Durch die Reliefunterschiede werden hier auch die klimatischen Verhältnisse sowie die Pollenverwehung und -einschwemmung und damit die Pollensedimentation stärker beeinflusst als im Vorland. So ist im Gebirge der Eintrag von Kräuterpollen aus der baumfreien alpinen Vegetation bestimmt deutlicher als im Vorland – und in Kaltzeiten steigt im Gebirge der NBP früher an, weil die Waldgrenze hier früher absinkt. All das kann regionale Unterschiede in zeitgleichen Pollendiagrammen einer Region erklären.

Vor dem Hintergrund seiner Befunde aus dem Val du Bourget korrelierte GREMMEN seinen obersten Profilabschnitt von Unterhalb La Flachère mit dem Bourget IV-Stadial, das nach der Einteilung und Terminologie der Grande Pile (WOILLARD 1975, 1978) mit dem Ognon II-Stadial von WOILLARD (1978: 5) gleichzusetzen ist (Tab. 3). Nach unten folgt das von Kiefern und Fichten bestimmte La Croix-Rouge II-Interstadial, das wahrscheinlich mit dem Ognon I-Interstadial zusammenfällt. Abgetrennt von dem Bourget III-Stadial, dem Ognon I-Stadial von WOILLARD (1978: 5), schließt sich nach unten das La Croix-Rouge I-Interstadial an, welches GREMMEN mit dem warmzeitlichen St. Germain II-Interstadial gleichgesetzt hat. Es wird nach unten von dem Bourget II-Stadial begrenzt, das dem Melisey II-Stadial von WOILLARD entspricht. Folgerichtig ist darunter dann das Tremblay-Interstadial entwickelt, das GREMMEN mit dem dreigeteilten und ebenfalls warmzeitlichen St. Germain I gleichgesetzt hat. In seinen Verlauf waren die thermophilen Laubbäume im Val du Bourget weniger stark verbreitet als während des La Croix Rouge I-Interstadials, also dem St. Germain II (GREMMEN 1982: Diagr. 1, 2, 6; GREMMEN & HANNSS 1994: Fig. 4). Das sich unter dem Tremblay-Interstadial abzeichnende Bourget I-Stadial muss dann mit dem Melisey I gleichgesetzt werden und darunter die jüngere Hälfte des Rau des Combes-Interglazials und damit des oberen Eems entwickelt sein.

An der hier vorgeschlagenen bzw. von GREMMEN übernommenen Gliederung des Pollendiagramms von Unterhalb La Flachère bleiben besonders im mittleren und oberen Teil Zweifel bestehen, und zwar deshalb, weil nach oben hin die Sedimentationsraten augenscheinlich stark abgenommen haben und einige klimastratigraphische Einheiten nur

Tab 3: Korrelation der Chronozonen von GREMMEN (1982: Fig. 14), WOILLARD (1978: Fig. 2) und der Isotopenstadien (OIS).

Tab. 3: Correlation of the chrono zones of GREMMEN (1982, Fig.14), WOILLARD (1978, Fig. 2) and the isotopic stages (OIS).

GREMMEN	WOILLARD	Isotopenst. (OIS)
Frühestweichsel		
Sonnaz II	Lanterne II	5a-4
Tillet II	Lanterne II	5a-4
Sonnaz I	Lanterne II	5a-4
Tillet I	Lanterne II	5a-4
La Croix Rouge III	Ognon II	5a-4
Bourget IV	Stade Ognon II	5a-4
La Croix Rouge II	Ognon I	5a-4
Bourget III	Stade Ognon I	5a-4
Letztes Interglazial:		
La Croix Rouge I	St. Germain II	5a
Bourget II	Melisey II	
Tremblay	St. Germain I	5c
Bourget I	Melisey I	
Ruisseau des Combes	Eem	5e
Moulins	Linexert	6

durch ganz wenige Pollenspektren repräsentiert sind. Insbesondere gilt das für das Tremblay 2 sowie für das Bourget II- und Bourget III-Stadial.

Trotz dieser Unsicherheiten ist jedoch davon auszugehen, dass das zusammengefasste Diagramm der Bohrung und des Aufschlusses von Unterhalb La Flachère (Abb. 7) das ganze letzte Interglazial zeigt, dessen frühe und mittlere Phasen wie bei den anderen Pollensequenzen gleichen Alters aus dem Val du Bourget und dem Grésivaudan (GREMMEN 1982: Diagr. 1-3, 9; GREMMEN & HANNSS 1994: Fig. 4) aber auch hier nicht abgebildet sind. Darüber sind noch zwei bereits wesentlich borealer gefärbte Interstadiale entwickelt, in denen die Thermophilen keine allzu große Rolle mehr spielten, sowie ein frühestweichselzeitliches Interstadial, in dem sie so gut wie gar nicht mehr vertreten gewesen sind. In diesem dominieren eindeutig die Kiefer und die Fichte. Darüber ist mindestens noch ein zweites frühestweichselzeitliches Kiefern-Fichten-Interstadial (Abb. 3, 4) in einer rund 50 cm mächtigen, tonig-siltigen Sequenz entwickelt, die in rund 348 m ansteht und pflanzliche Reste enthält. Sie wird von nach unten hin konglomeratisierten Schottern überlagert, die nach oben in relativ grobe Vorstoßschotter übergehen, deren Feinsedimentlinsen sich jedoch schon als pollenleer erwiesen haben (Abb. 3).

Die bisher für den Schieferkohlen-Aufschluss von Unterhalb La Flachère gewonnenen Radiokarbonmindestalter von > 21100, > 35000, > 45000 und > 56 400 stehen in keinem Widerspruch zu der vorgeschlagenen biostratigraphischen Einstufung. Das von GROOTES erzielte Anreicherungsabsolutalter von 65 000 - 1 400 ± 1 700 BP muss jedoch wohl eher als Mindestalter interpretiert werden (Tab. 2).

6 Klimarekonstruktion (STEFAN KLOTZ)

Fossile Pollenspektren spiegeln nicht nur in gewissem Maße die regionale Paläovegetation wider, sondern geben aufgrund der Florenzusammensetzung und ökologischen Ansprüche der einzelnen Pflanzen auch Auskunft über die regionalen klimatischen Verhältnisse. Mittels quantitativer Rekonstruktionsmethoden lässt sich danach zu fossilen Spektren das Paläoklima rekonstruieren, so dass bei Anwendung auf die gesamte Pollenchronik die Klimaentwicklung des betrachteten Zeitabschnitts aufgezeigt werden kann.

Den frühen Ansatz eines quantitativen Rekonstruktionsverfahrens zeigt die Indikatorartmethode von IVERSEN, bei der die Verbreitung von *Viscum*, *Hedera* und *Ilex* in Abhängigkeit von der mittleren Temperatur des wärmsten (MTWM) und des kältesten Monats (MTKM) untersucht wurde, so dass für alle Kombinationen der genannten Pflanzen klimatische Aussagen möglich waren, insbesondere bei Vorkommen in quartären Spektren (IVERSEN 1944: 463-483). In ähnlicher Weise beschreibt GRICHUK die klimatische Verbreitung zahlreicher Bäume, indem deren heutiges Vorkommen in Abhängigkeit von der MTWM und MTKM in einem Diagramm dargestellt wird, um deren klimatische Existenzgebiete abzugrenzen. Das Existenzgebiet einer fossilen Flora kann dann dadurch rekonstruiert werden, dass die gemeinsame Überschneidung der Existenzgebiete der nächsten lebenden Verwandten zu den fossilen Pflanzen bestimmt wird (GRICHUK 1969: 41-57; GRICHUK et al. 1984: 251-260). Für Anwendungen im Tertiär zeigt die Koexistenzmethode genaue Werte, bei der die Verbreitung der Pflanzen jeweils nur in Abhängigkeit eines Klimafaktors betrachtet wird (MOSBRUGGER & UTESCHER 1997: 61-86). Klimarekonstruktionen für das Quartär werden heute hauptsächlich mit den Methoden der modernen Analoge durchgeführt, die mit Hilfe rezenter Oberflächenspektren und Klimadaten das Paläoklima ermitteln (GUIOT et al. 1993: 73-93). Hierbei ist die zuerst benutzte Technik der Transferfunktionen zu nennen, die als multivariates statistisches Verfahren den funktionalen Zusammenhang zwischen Taxaprozentwerten und einzelnen Klimafaktoren herstellt (IMBRIE & KIPP 1971: 71-147; HOWE & WEBB III 1983: 17-51). Die pollen-climate response surfaces dagegen erlauben die Betrachtung der Florenverbreitung in Abhängigkeit mehrerer klimatischer Faktoren bei gleichzeitig anschaulicher Verbreitungsdarstellung (BARTLEIN et al. 1986: 35-57; HUNTLEY 1992: 91-99). Weiterhin ist die Methode der modernen Analoge mit paläobioklimatischem Operator nach GUIOT anzuführen, bei der durch den Operator eine Gewichtung der klimatisch aussagekräftigeren Pflanzenarten erfolgt. Dabei wird zuerst zu jedem fossilen Pollenspektrum in Abhängigkeit von einem Distanzmaß eine bestimmte Anzahl dazu ähnlicher rezenter Oberflächenspektren ermittelt. Anhand der zu den Entnahmestellen der Oberflächenspektren zur Verfügung stehenden Klimawerte wird schließlich das Paläoklima berechnet, etwa durch Mittelung der einzelnen Klimawerte (GUIOT 1987: 100-118; GUIOT et al. 1989: 309-313).

Aufgrund der Vorteile der Berücksichtigung der Taxaprozentwerte in den Pollenspektren und der

Gewichtung klimarelevanter Pflanzen bei der Methode der modernen Analoge mit paläobioklimatischem Operator, wurde dieses Verfahren im folgenden zur Klimarekonstruktion herangezogen. Da als Distanzmaß die logarithmierte euklidische Distanz benutzt wurde, werden bei der Auswahl der modernen Analoge zu einem fossilen Spektrum besonders Taxa mit geringen Anteilswerten berücksichtigt. Andererseits bedeutet dies, dass auch umgelagerte Pollenkörner größeren Einfluss auf die Klimarekonstruktion haben können. Die Datenbank der rezenten Oberflächenspektren enthält dabei Spektren neueren Datums von GUIOT, HUNTLEY und PRENTICE sowie älteren Datums von BIRKS und PETERSON, so dass der gesamte Datensatz 1327 rezente Oberflächenspektren, hauptsächlich aus dem europäischen Raum umfasst. Die einzelnen Pollenspektren setzen sich dabei jeweils aus den gleichen 43 Taxa zusammen, die vornehmlich Bäume, Sträucher und in geringer Anzahl Gräser und Kräuter repräsentieren (GUIOT 1990: 49-69; PEYRON et al. 1998: 183-196).

Der mittels der Methode der modernen Analoge rekonstruierte Verlauf der Klimaentwicklung wird hier mit der biostratigraphischen Zonierung von GREMMEN in Bezug gesetzt, zumal dadurch die einzelnen Klimaphasen deutlicher herausgehoben und Übereinstimmungen aufgezeigt werden können. Der Verlauf der mittleren Jahrestemperatur (MJT) mit jeweils gemittelten benachbarten Werten ist im Gesamtpollendiagramm dargestellt und gibt einen ersten Überblick über die klimatische Entwicklung (Abb. 7). Die genaue Klimarekonstruktion mit allen Temperaturfaktoren sowie den Niederschlagswerten und der daraus resultierenden klimatischen Zonierung ist getrennt davon angegeben (Abb. 8).

Im DA a der Abb. 8 zeigt sich, ausgehend von einer mittleren Jahrestemperatur (MJT) von etwas über 6°C bei gleichzeitig höherer Ozeanität, ersichtlich an der MTWM um 16° C und der MTKM um -5°C sowie hohen Niederschlagsmengen, eine im weiteren Verlauf des DA zunehmende Abkühlung mit kontinentalerem Klima. Dabei sinkt die MJT bis auf 3° C und die MTKM auf -10° C bei zudem abnehmenden Niederschlagsmengen. Ausdruck dieser Entwicklung sind die im allgemeinen geringer werdenden Taxawerte der bisher noch deutlich vertretenen thermophilen Gehölze sowie die Zunahme von *Pinus*.

Während sich zu Beginn des DA b die Abkühlung und eine starke Zunahme von *Betula* fortsetzen und den weiteren Rückgang thermophiler Gehölze bedingt, macht sich ab Mitte des DA b wiederum stärker ozeanisches Klima bemerkbar, wenn auch mit geringerer MJT und MTKM als noch zu Beginn des DA a. Die für den Beginn des DA a rekonstruierten Temperaturen liegen bei der MJT und MTKM etwa 4° C und bei der MTWM etwa 3° C unter denen der heutigen Messwerte im Untersuchungsgebiet (MÜLLER 1980: 11-21, 116-125).

Neben der biostratigraphischen Zuordnung kann daraus geschlossen werden, dass es sich bei den besagten Abschnitten tatsächlich um das in Schüben kühler werdende "End-Eem" handelt. Entsprechende klimatische Verhältnisse zeigen sich trotz unterschiedlicher Vegetationszusammensetzung etwa auch für das Profil von Grande Pile in den südwestlichen Vogesen (GUIOT 1990: 63). Der hohe Nadelwaldanteil in Verbindung mit dem Auftreten thermophiler Gehölze in den DA a und b bei Unterhalb La Flachère kann dabei durchaus lokalen hypsometrischen Einflüssen zugerechnet werden (FRENZEL 1991: 51-78).

Infolge des abrupten Klimarückschlags im DA c mit einer MJT zwischen -0,5° C und 3,5° C, einer MTWM um 17,5° C und einer MTKM zwischen -10,2° C und -15,4° C werden bei gleichzeitig geringeren Niederschlagswerten ausgeprägt kontinentale Verhältnisse angezeigt, wie sie heute etwa in der finnischen Region von Oulu und der anschließenden Region Karelien im NW Russlands vorzufinden sind. Damit können sowohl der DA c als auch der etwas wärmer erscheinende DA d, die jedoch beide durch hohe NBP-Werte zu charakterisieren und gegenüber dem „End-Eem" leicht abzugrenzen sind, in das Bourget I-Stadial bzw. Melisey I-Stadial nach der im folgenden verwendeten WOILLARD-Terminologie gestellt werden. Die Vegetation entspricht dabei einer artenreichen Gräser-Kräuter-Steppe mit vereinzelten Gehölzelementen, wie sie vornehmlich auch für weite Gebiete Mittel- und Osteuropas nachgewiesen wurden (FRENZEL 1968: 250). Ein klimatischer Vergleich mit Rekonstruktionen anhand von Käfern aus dem nördlichen Mitteleuropa ergibt für Unterhalb La Flachère eine bis zu 6° C höhere MTWM (WALKLING & COOPE 1996: 145-159; CASPERS & FREUND 1997: 201-249). Dies wird sehr deutlich durch die artenreichere Vegetation und das Auftreten von Gehölzen getragen. Hingegen entspricht die MJT den für das Profil von Grande Pile rekonstruierten Werten (GUIOT et al. 1989: 309-313).

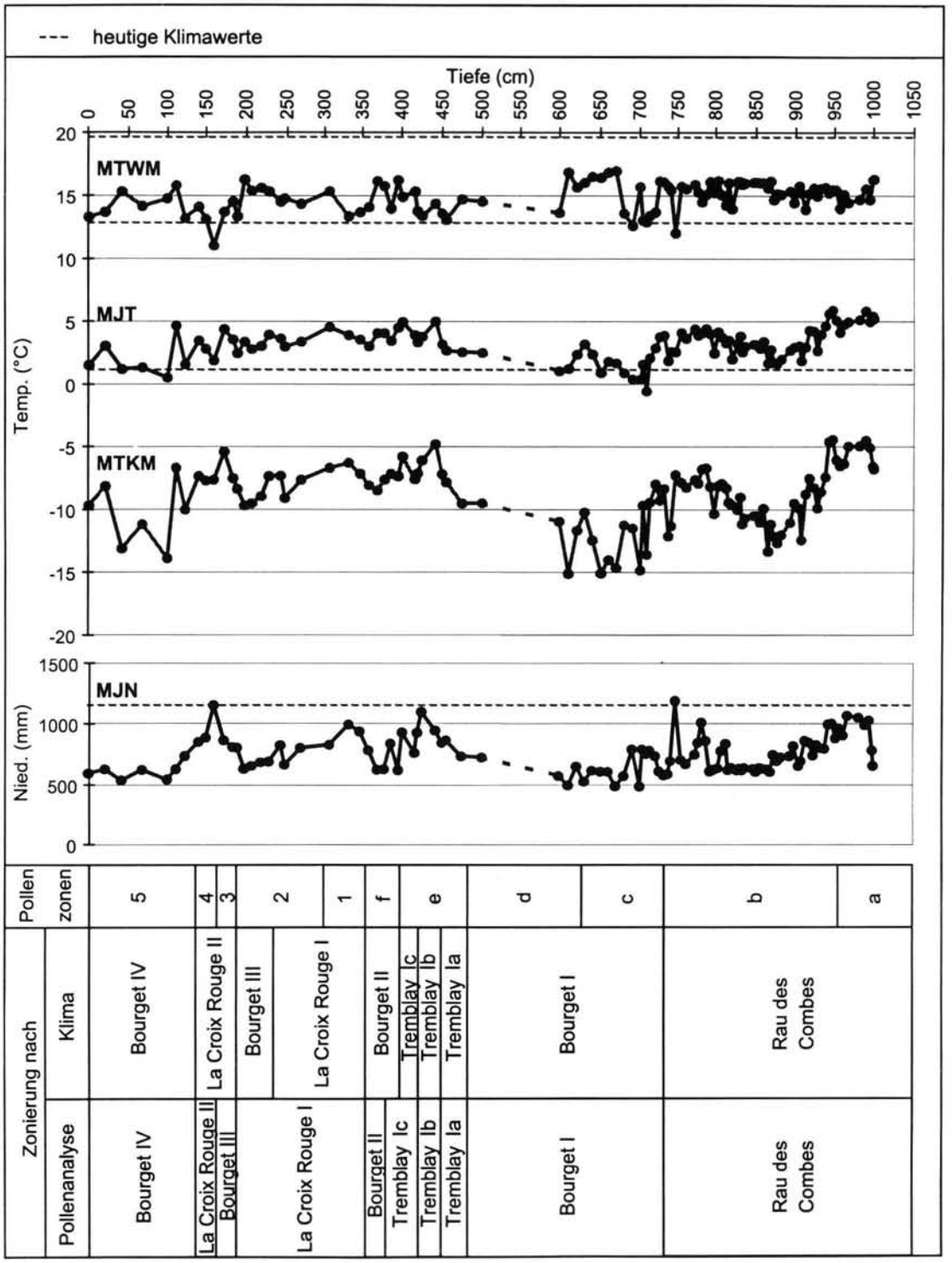


Abb. 8: Klimarekonstruktion mit der Methode der modernen Analoge von Unterhalb La Flachère. - Kartographie: S. KLOTZ.

Fig. 8: Climate reconstruction by means of the modern analog vegetation types from "Below La Flachère". – Cartography: S. KLOTZ.

Die Klimarekonstruktion der DA e und f bestätigt im folgenden nicht nur die biostratigraphische Zonierung von GREMMEN, der diese Abschnitte dem St. Germain I-Interstadial und dem Melisey II-Stadial zuordnet, sondern zeigt vielmehr auch deutlich deren Untergliederung und klimatische Ausprägung.

Infolge des nahezu gleichzeitigen Einsetzens der Kurven der thermophilen Gehölze, der Zunahme von *Picea* und dem Rückgang der NBP werden im DA e günstigere Klimaverhältnisse durch den Anstieg der MJT bis auf 5,4° C und der MTKM bis auf -4,5° C sowie durch höhere Niederschlagsmengen deutlich. Die wenn auch geringfügige Abnahme der thermophilen Gehölze markiert im weiteren Verlauf einen kurzzeitigen klimatischen Rückschlag, der allerdings anhand der rekonstruierten Werte deutlicher abzulesen ist, und zwar mit einer MJT von nur noch etwa 3,5°C und einer um 3°C verringerten MTKM. Anschließend werden wieder die Ausgangswerte erreicht, so dass der Verlauf im DA e insgesamt die Folge des St. Germain I-Interstadials mit den Teileinheiten Ia, Ib und Ic nachzeichnet. Ähnliche Rekonstruktionswerte werden im Vergleich dazu für das nördliche Mitteleuropa mit einer MTWM von etwa 15,5°C und einer MTKM von –3°C für das St. Germain Ia und Ic sowie eine um 3°C geringere MTWM innerhalb des St. Germain Ib genannt (WALKLING, 1997: 87-102). Für Grande Pile ergeben sich allerdings der Methode der modernen Analoge nach um bis zu 4 °C höhere mittlere Jahrestemperaturen (GUIOT et al. 1989: 309-313).

Im DA f macht sich mit einer MJT von 3,2° C, MTWM um 16,5° C und MTKM um -8° C bei zudem geringen Niederschlagsmengen schließlich ein leichter klimatischer Rückgang bemerkbar. Der Abschnitt erscheint im Vergleich zum Melisey I-Stadial des DA c und d vor allem aufgrund der wesentlich höheren MTKM und MJT weit weniger ausgeprägt. Die höhere Kontinentalität gegenüber dem DA e und die geringeren Anteilswerte thermophiler Gehölze sprechen jedoch für seinen stadialen Charakter, so dass der DA f dem Melisey II-Stadial zugerechnet werden muss. Die Lithostratigraphie wie auch die ein schwach ausgeprägtes Stadial ausweisende Klimarekonstruktion bestätigen, dass zwischen dem St. Germain I und dem nachfolgenden St. Germain II im Grésivaudan kein bedeutender Gletschervorstoß stattgefunden haben kann, wie dies früher angenommen worden ist (HANNSS 1982: 9-60). Wie auch andere Untersuchungen erwiesen haben, ist der Kälterückschlag des Melisey I-Stadial prägnanter entwickelt als der des Melisey II-Stadials (MENKE & TYNNI 1984: 77).

Die Klimarekonstruktion der nachfolgenden DA hat nur noch eine teilweise Übereinstimmung mit den entsprechenden biostratigraphischen Zonierungen ergeben. Vom DA 1 bis Mitte DA 2 ergibt sich infolge des Anstiegs der MJT bis auf 5°C bei höherer Ozeanität und der sich anschließenden Abkühlungsphase ein interstadialer Klimaverlauf. Dafür sprechen auch der geringe NBP-Anteil und der höhere Prozentsatz thermophiler Gehölze in diesem DA. Damit und in Übereinstimmung mit der Florenzusammensetzung kann der Abschnitt von DA 1 bis Mitte DA 2 dem St. Germain II zugeordnet werden, das hier im Vergleich zum St. Germain I weniger stark ausgeprägt ist.

Von Mitte DA 2 bis Ende DA 2 folgt nach der Klimarekonstruktion eine stadiale Phase, welche sich aber im Pollenbild nur partiell niederschlägt. In diesem Teilabschnitt wird bei einer MJT um 3°C, einer MTWM um 16,5°C und einer MTKM um -9,5°C eine Abkühlung deutlich, die der im Melisey II-Stadial in DA f ähnlich ist. Diese Phase wird deshalb als Stadial angesehen und infolge der fortlaufenden Bezeichnung dem Ognon I-Stadial zugeschrieben.

Im Anschluss tritt der Wechsel zum DA 3 sehr auffällig hervor, wobei sich dieser DA mit nahezu gleichen klimatischen Verhältnissen wie das St. Germain Ia im DA e präsentiert und der Klimarekonstruktion nach daher dem Ognon I-Interstadial zugeordnet wird. Im Pollenbild weisen die beiden DA jedoch größere Unterschiede auf, zumal im DA 3 die Kiefer über die Fichte dominiert bei zudem geringerer Diversität an thermophilen Gehölzen.

Im Übergang vom DA 3 zu den DA 4 und 5 macht sich trotz variierender MJT-Werte zwischen 0,7°C und 5°C aufgrund der zunehmenden MTWM und abnehmenden MTKM bei geringer werdenden Niederschlägen auf der Basis der Klimarekonstruktion ein deutlicher klimatischer Rückschlag bemerkbar. Solche klimatischen Verhältnisse findet man heute etwa im SE Finnlands sowie im südlichen Teil Kareliens im NW Russlands. Während das Pollenbild im DA 4 trotz geringen NBP-Anteils, insbesondere von *Artemisia*, kaum thermophile Gehölze anzeigt und damit eher uneinheitlich erscheint, weist das des DA 5 mit dem Melisey I-Stadial in den DA c und d eine größere Ähnlichkeit auf.

Anhand der Klimarekonstruktion lässt sich insgesamt eindrücklich eine Abfolge warm- und kalt-

zeitlicher Phasen verfolgen, wobei das "End-Eem", Melisey I und Ognon II-Stadial alleine schon durch den Verlauf der MJT markant hervortreten und jeweils im Einklang mit der Zonierung von GREMMEN stehen. Zieht man weiterhin vor allem die MTKM und den MJN in Betracht, so lassen sich nach der klimatischen Zonierung auch das mehrgeteilte St. Germain I, Melisey II, St. Germain II, Ognon II sowie das Ognon I leicht erkennen und voneinander trennen. Gerade der Verlauf der MTKM und des MJN weist darauf hin, dass die warmzeitlichen Verhältnisse hauptsächlich mit höheren Temperaturen des kältesten Monats sowie hohen Niederschlagsmengen einhergehen, die kühlen Phasen dagegen kontinentaleren Charakter besitzen. Hierbei sei allerdings noch einmal angeführt, dass die Klimarekonstruktion Ende DA 2 bis Ende DA 4 nur partiell mit der Zonierung von GREMMEN übereinstimmt, zumal nach der Klimarekonstruktion das Ognon I-Stadial schon in den Bereich der Pollenzone Ende DA 2 fällt und damit in das endende St. Germain II nach GREMMEN. Weiterhin wird für die Pollenzonen DA 3 und 4, die nach GREMMEN dem Ognon I-Stadial und dem Ognon I-Interstadial zugeordet sind, eine geschlossene klimagünstigere Phase rekonstruiert. Sie wird deshalb nach der klimatischen Zonierung ausschließlich dem Ognon I-Interstadial zugerechnet.

Die Rekonstruktion zeigt zudem, dass den warmzeitlichen Abschnitten von Eem, St. Germain I, II und Ognon I jeweils signifikante Klimarückschläge bei noch relativ hohen Niederschlagswerten folgen. Während dabei die Stadiale Melisey II und Ognon I recht gemäßigt erscheinen, sind für das Melisey I und Ognon II-Stadial mit Erniedrigungen der MJT bis zu 10° C, MTKM bis zu 15,5° C und MTKM zwischen 2° C und 6° C gegenüber den heutigen Verhältnissen Bedingungen vorzufinden, die Gletschervorstöße zumindest in der alpinen Stufe ermöglicht haben können (CHARLESWORTH 1957: 9, 647; FLINT 1971: 66). Insbesondere wird dies bei dem Ognon II-Stadial deutlich, zumal hier die MTWM nur Werte um 14° C erreichen. Die Auswirkungen der Abkühlungen im Melisey II und Ognon I-Stadial gemäß der klimatischen Zonierung dürften demzufolge eher als lokal angesehen werden.

7 Zusammenfassung (CHRISTIAN HANNSS)

Zwischen der saalezeitlichen Moräne des OIS 6 und der Weichselmoräne des OIS 4 oder 2 konnten an Moor- und limnischen Sedimenten erstmals inneralpin die drei Hauptwarmphasen des letzten Interglazials 5a, 5c und 5e sensu WOILLARD (1975: 63) mit einer nach oben hin abnehmenden Beteiligung thermophiler Laubbäume nachgewiesen werden. Nach der Definition von GREMMEN und WOILLARD sind dies das Rau des Combes-Interglazial (= Eem) sowie das Tremblay- (= St. Germain I) und das La Croix Rouge I- (= St. Germain II) Interstadial. Im Unterschied zum Val du Bourget gelang es in Unterhalb La Flachère, die palynostratigraphischen Äquivalente der OIS 5a, 5c und 5e komplett in einer einzigen Abfolge pollenanalytisch zu erfassen. Im Val du Bourget sind diese drei Warmphasen palynologisch bisher nur lithostratigraphisch getrennt in einer aus dem Eem und St. Germain I bestehenden unteren Sequenz nachgewiesen und einer zweiten oberen mit dem St. Germain II und vier darüber entwickelten frühestweichselzeitlichen Kiefern-Fichten-Interstadialen.

Eine lithostratigraphisch durchlaufende letztinterglazial- bis frühestweichselzeitliche Abfolge wurde pollenanalytisch in den französischen Nordalpen noch in den Banquetten im SW des Lac d'Annecy von A. BRUN (unveröffentlicht) erarbeitet. Eine zweite liegt aller Wahrscheinlichkeit nach am Rau de l'Amourette im südlich von Grenoble gelegenen Trièves vor. Dort konnte jedoch das OIS 5a (= St. Germain II) bisher nur malakologisch und nicht wie die OIS 5c und 5e auch palynologisch dokumentiert werden (GREMMEN et al. 1984: 93, 96). Hinsichtlich Temperatur und Niederschlag liefert die Klimarekonstruktion zur letztinterglazialzeitlichen Abfolge von Unterhalb La Flachère ein deutliches Bild, welches das in Schüben kühler werdende endende Eem im Übergang zu den frühestweichselzeitlichen Kiefern-Fichten-Interstadialen zeigt. Aufgrund absoluter Temperaturwerte und dem jeweiligen Grad an Kontinentalität können die einzelnen durch Rekonstruktion bestimmten klimatischen Zonen einfach voneinander unterschieden und zum größten Teil auch mit den biostratigraphischen Ergebnissen in Einklang gebracht werden.

8 Dank

Die Autoren danken der DFG für die Finanzierung der Kernbohrung von Unterhalb La Flachère sowie den beiden Bohrmeistern BERNARD und BANET der Firma Bachy aus Meyzieu für all die Anstrengungen, die nötig waren, um die Bohrkerne in ihrer außergewöhnlichen Qualität zu gewinnen. Dank gebührt auch Herrn Prof. Dr. CHRISTIAN SCHLÜCHTER und einem anonymen Gutachter für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

9 Literatur

BARTLEIN, P. J., PRENTICE, I. C. & WEBB, T. III. (1986): Climatic response surfaces from pollen data for some eastern North American taxa. - Journal of Biogeography, **13**: 35-57, Oxford.

BEAULIEU, J.-L. DE, EICHER, U. & MONJUVENT, G. (1994): Reconstruction of Middle Pleistocene palaeoenvironments based on pollen and stable isotope investigations at Val-de-Lans, Isère, France. - Vegetation History and Archaeobotany, **3**: 127-142; Berlin.

– & REILLE, M. (1984): A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France. - Boreas **13**: 111-132, Oslo.

BOURDIER, F. (1961-62): Le bassin du Rhône au Quaternaire., 2 Bde. - Editions du centre national de la recherche scientifique: 364 S.; Paris.

BRUN, A. & HANNSS, CH. (1998): La fiabilité des datations au ^{14}C pour des séquences fini-pléistocènes et les différentes phases de la glaciation wurmienne: l'exemple des Alpes Orientales et de leur avant-pays. - Revue de Géographie Alpine, **86**: 9-25, 91.

CASPERS, G. & FREUND, H. (1997): Die Vegetations- und Klimaentwicklung des Weichsel-Früh- und -Hochglazials im nördlichen Mitteleuropa. - Schriftenreihe der dt. geol. Ges., **4**: 201-249; Hannover.

CHARLESWORTH, J. K. (1957): The Quaternary Era, **1**: 591 p., **2**: 1700 p.; London.

DEPAPE, G. & BOURDIER, F. (1952a): La flore interglaciaire à Rhododendron ponticum L. de Barraux dans la vallée de l'Isère, entre Grenoble et Chambéry. - Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, **235**: 1531-1533; Paris.

– (1952b): Le gisement interglaciare à Rhododendron ponticum L. de Barraux dans la vallée de l'Isère, entre Grenoble et Chambéry. - Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, **30**: 81-102; Grenoble.

EISSMANN, L. (1997): Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen. - Altenburger naturwiss. Forschungen, **8**: 98 S.; Altenburg.

FLINT, R. F. (1971): Glacial and Quaternary Geology.- 892 p.; New York (John Wiley).

FRENZEL, B. (1968): Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. - 326 S.; Wiesbaden (Steiner).

– (1991): Klimageschichtliche Probleme der letzten 130000 Jahre. - 451 S.; Stuttgart (Fischer).

GRAS, S. (1851): Banc de lignite observé à Barraux. - Bulletin de la Société Scientifique de l'Isère, **11**, série 2: 198; Rennes.

GREMMEN, W. H. E. (1982): Palynological investigations of Late-Pleistocene deposits in southeastern France. - 94 p.; Groningen (Selbstverlag).

– & HANNSS, CH. (1994): Une nouvelle analyse pollinique de la banquette du Tremblay et son rapport avec le Pléistocène supérieur du Val du Bourget (Savoie). - Géologie Alpine, **70**: 29-45; Grenoble.

– HANNSS, CH. & PUISSEGUR, J. (1984): Die warmzeitlichen Ablagerungen am Rau de l'Amourette (Trièves, französische Alpen). - Eiszeitalter und Gegenwart, **34**: 87-103; Stuttgart.

GRICHUK, V. P. (1969): An attempt to reconstruct certain elements of the climate of the northern hemisphere in the Atlantic period of the Holocene. - Golotsen, Akad. Nauk SSSR, Inst. Geogr., Moscow Nauka: 41-57; Moskau.

– GURTOVAYA, Y., ZELIKSON, E. M. & BORISOVA, O. K. (1984): Methods and results of Late Pleistocene paleoclimatic reconstructions. - Late Quaternary environments of the Soviet Union: 251-260; Minneapolis.

GUIOT, J. (1987): Late Quaternary climatic change in France estimated from multivariate pollen time series. - Quaternary Research, **28**: 100-118; New York.

– (1990): Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. - Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, **80**: 49-69; Amsterdam.

– BEAULIEU, J. L. DE, CHEDDADI, R., DAVID, F., PONEL, P. & REILLE, M. (1993): The climate in Western Europe during the last Glacial/Interglacial cycle derived from pollen and insect remains. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **103**: 73-93; Amsterdam.

– PONS, A., BEAULIEU, J. L. DE & REILLE, M. (1989): A 140 000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. - Nature, **338**: 309-313; London.

HANNSS, CH. (1974): Premières indications par une datation au ^{14}C pour l'âge interstadiaire würmien des dépôts fluviatiles de la banquette de Barraux (rive droite du Haut-Grésivaudan). - Revue de Géographie Alpine, **62**: 551-554; Grenoble.

– (1982): Spätpleistozäne bis postglaziale Talverschüttungs- und Vergletscherungsphasen im Bereich des Sillon alpin der französischen Nordalpen. - Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **4**: 213 S.; Wien.

– (1983): Neuere Ergebnisse über den Ablauf des Spätpleistozäns im Bereich des zentralen Sillon alpin in den französischen Nordalpen. - In: SCHRÖDER-LANZ, H. [Hrsg.]: Kolloquium, Trier, 1980. 05. 15-17. Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen: Glazial- und Periglazialformen: 15-33; Rotterdam.

– BOTTEMA, S., GROOTES, P.-M., KOSTER, Y. M. & MÜNNICH, M. (1976): Nouveaux résultats sur la stratigraphie et l'âge de la banquette de Barraux (Haut-Grésivaudan, Isère). - Revue de Géographie Alpine, **64**: 495-513; Grenoble.

HOWE, S. & WEBB, T. III. (1983): Calibrating pollen data in climatic terms. Improving the methods. - Quaternary Science Reviews, **2**: 17-51; Oxford.

HUNTLEY, B. (1992): Pollen-climate response surface and the study of climate change. - Quaternary Proceedings, **2**: 91-99; Cambridge.

IMBRIE, J. & KIPP, N. G. (1971): A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology; application to a late Pleistocene Caribbean core. - In: The late Cenozoic glacial ages: 71-147; New Haven-London.

IVERSEN, J. (1944): Viscum, Hedera and Ilex as climate indicators. A contribution to the study of the post-glacial temperature climate .- Geologiska Foereningen i Stockholm Foerhandlingar, **66**: 463-483; Stockholm.

KRBETSCHEK, M. R. & STOLZ, W. (1994): Lumineszenz-Datierungen an pleistozänen Sedimenten aus Tagebauen des mitteldeutschen und Lausitzer Braunkohlenreviers. - Altenburger naturwiss. Forschungen, **7**: 289-295; Altenburg.

LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. - Zentralausschuss für dt. Landeskunde, **204**: 307 S.; Trier.

MENKE, B. & TYNNI, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Redderstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän- Gliederung .- Geol. Jb. **A76**: 117 S.; Stuttgart.

MONJUVENT, G. (1969): Nouvelles datations absolues dans les formations quaternaires du Sillon alpin. - Revue de Géographie Alpine, **57**: 545-558; Grenoble.

MOSBRUGGER, V. & UTESCHER, T. (1997): The coexistence approach - a method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial palaeoclimate data using plant fossils. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **134**: 61-86; Amsterdam.

MÜLLER, M. J. (1980): Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde. - Forschungsstelle Bodenerosion der Universität Trier: 346 S.; Trier.

PEYRON, O., GUIOT, J., CHEDDADI, R., TARASOV, P., REILLE, M., BEAULIEU, J. L. DE, BOTTEMA, S. & ANDRIEU, V. (1998): Climatic reconstruction in Europe for 18000 yr B.P. from pollen data. - Quaternary Research, **49**: 183-196; New York.

REILLE, M., ANDRIEU, V., BEAULIEU, J.-L. DE, GUENET, P., GOEUREY, C. (1998): A long pollen record from Lac du Bouchet, Massif central: for the period ca. 325 to 100 ka BP (= OIS 9c to OIS 5e). - Quaternary Science Reviews, **17**: 1107-1123; New York.

SCHLÜCHTER, CH. (1976): Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern (Stratigraphie, Sedimentologie, Paläontologie). - Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge, **148**; Bern.

URBAN, B. (1996): Mittelpleistozäne Waldzeiten im Tagebau Schöningen: Spektren aus dem Holstein-Interglazial und dem Harbke-Interstadial. - Tübinger Monographien zur Urgeschichte, **11**: 487-495; Tübingen.

WALKLING, A. (1997): Käferfundliche Untersuchungen an weichselzeitlichen Ablagerungen der Bohrung Groß Todtshorn (Kr. Harburg, Niedersachsen). - Schriftenreihe der dt. geol. Ges., **4**: 87-102; Hannover.

– & COOPE, G. R. (1996): Climatic reconstructions from the Eemian/Early Weichselian transition in central Europe based on the coleopteran record from Gröbern, Germany. - Boreas, **25**: 145-159; Oslo.

WEGMÜLLER, S. (1992): Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. - Denkschrift der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften, **102**: 82 S.; Basel.

WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Textband. - Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N.F. **156**; Bern.

WOILLARD, G. (1975): Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. - Acta Geographica Lovaniensia, **14**: 118 p.; Louvain.

– (1978): Grande Pile Peat Bog: A continous Pollen Record for the Last 140 000 Years. - Quaternary Research, **9**: 1-21; New York.

Manuskript eingegangen am 18. 01. 1999,
zum Druck angenommen am 03. 07. 2000

Eiszeitalter und Gegenwart	**50**	25 — 49 10 Abb.	*Hannover 2000*

Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löss

WOLFGANG SCHIRMER*)

Es ist so gut, Ideen zu leben,
zu zeichnen, schreiben, sie zu weben,
nicht den Ideen von ungefähr und eben,
viel eher denen, die wie Reben
sich langsam windend Formen geben,
nach spannend erddurchgrabend Streben
sich leise aus dem Dunst erheben,
noch vaggestaltig vor uns schweben,
urplötzlich dann mit freudig Beben
aus Bruchstücken ein Ganzes geben.

SCHIRMER, W. (2000): Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löss. – Eiszeitalter und Gegenwart, **50**: 25-49; Hannover 2000.

Keywords: Upper Pleistocene, loess, fossil soils, climate record, ice records, deep-sea records, Niederrhein, Maas.

Kurzfassung: Eine rheinische Löss-Boden-Folge, die die letzten 130.000 Jahre umfasst, bietet an Hand von braunen und humosen Böden eine reichere Zahl von Klima-Schwankungen der letzten Kaltzeit als bisher vom terrestrischen Bereich berichtet wurde (Abb. 3, 8). Neunzehn interstadiale Böden lassen sich tendenziell, manchmal auch bis in Einzelheiten nach Alter, Intensität und Gruppierung mit den Interstadialen 1-24 (sensu DANSGAARD et al. 1993) aus grönländischen Eiskernen und mit Tiefseesedimentkernen korrelieren (Abb. 9, 10).

Eem und Unterwürm präsentieren sich als charakteristischer Bodenkomplex mit dreigeteilter Bodengruppe (Rocourt-Solkomplex): Ein sehr kräftiger Boden, eine Parabraunerde von Eem-Alter (Rocourt-Boden); zwei starke Böden, eine Parabraunerde (Pescher Boden), dem Brørup zugestellt, und eine Humusparabraunerde (Holzer Boden), dem Odderade zugestellt; schließlich eine Gruppe schwacher Böden, Holzer Humuszone, Titzer Boden und Titzer Humuszone, die in den Bereich der Interstadiale [=IS] 20 und 19 eingeordnet werden. Die Gruppe der schwachen Böden schließt den Rocourt-Solkomplex ab und sollte mit den IS 20 und 19 noch dem marinen Isotopenstadium (MIS) 5 zugeordnet werden. Für diese werden in Mitteleuropa Parallelen zu den Straten Dürnten, Samerberg-Dürnten, Ognon, Mittlere und Obere Mosbacher Humuszone im Rheingau, Oerel/Glinde und vielleicht Keller IV gezogen. Der Löss zwischen dem Eem-Boden und der Obergrenze der Titzer Humuszone ist der Rheingau-Löss.

Das Mittelwürm (Ahrgau-Löss) gliedert sich in vier markante Abschnitte (wm 1-4): *wm 1*: Mächtige Löss-Fließerde verkörpert den ersten von zwei großen Kaltabschnitten der letzten Kaltzeit, entsprechend der Mittelwürm-Vereisung 1 (MWG 1). Inmitten liegt der braune Reisberg-Boden [? IS 18]. wm 1 entspricht dem MIS 4. *wm 2*: Längste Phase des Mittelwürms mit fünf braunen Interstadial-Böden (Kalkbraunerden), bestehend aus zwei Unteren Remagener Böden [IS 17-14], mit dem zweiten als stärkstem [14], und aus drei Oberen Remagener Böden [IS 12-10]. Zwischen Unteren und Oberen Remagener Böden findet sich der größte Abstand innerhalb der Remagener Bodenfolge. *wm 3*: Löss des Kripp-Stadials, vielleicht entsprechend der MWG 2. *wm 4*: Kurze Warmphase mit drei braunen Interstadial-Böden, den Sinziger Böden 1-3 [IS 8, 7, 6+5]. Die Böden nehmen an Intensität von unten nach oben ab. wm 2-4 stellt das MIS 3 dar. Diese charakteristische Mittelwürm-Folge bildet sich in Einzelheiten in Eis- und Tiefseesedimenten ab.

Das Oberwürm gliedert sich in drei Abschnitte (wo 1-3): *wo 1* (tieferes Hochwürm): Bevorzugt feingeschichteter Löss (Hesbaye-Löss) mit drei Erbenheimer Nassböden (E1-3). E2 [? IS 4+3]. Über dem E3-Nassboden liegt die Eltviller Tephra. Knapp darüber, bevorzugt im Niederrhein-Maas-Sambre-Raum, folgt die Eben-Diskordanz als Einebnungsfläche. Sie erzeugt eine Aufarbeitungslage älterer Lösse und Böden (Kesselt-Lage). Im höheren Teil dieses Lösses sollte das LGM liegen. *wo 2* (Höheres Hochwürm): Bevorzugt äolischer und hellster Löss mit den geringsten Verlagerungsmerkmalen (Brabant-Löss). Im Niederrhein-Maas-Ge-

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. W. SCHIRMER, Abt. Geologie der HHUniversität, Universitätsstr. 1, D-40225 Düsseldorf; schirmer@uni-duesseldorf.de

biet enthält er eine Folge von verschiedenen Nassböden und zwei terrestrischen Böden: schwach humoser Belmener Nassboden - humoser Elfgener Boden [?IS 2] - Nassboden (die drei entsprechen zusammen dem Erbenheimer Boden 4) - brauner Leonard-Boden, häufig mit Nassböden vergesellschaftet - Gustorfer Nassboden mit kräftigen Eiskeilen. *wo 1+2* vertreten als Hochglazial das MIS 2. *wo 3* (Spätwürm): Auf dem obersten wo 2-Löss liegt eine basale schwache pollenanalytische Warmphase (Meiendorf), gefolgt von kurzer Abkühlung (Dryas 1), kurzer, kräftiger Warmphase (Bølling) [IS 1e], schwacher Abkühlung (Dryas 2) [IS 1d], längerer Warmphase (Allerød) [IS 1c-a] und schließlich kräftiger Abkühlung (Dryas 3). Die drei spätglazialen Warmphasen dokumentieren sich als gemeinsame Pararendzina (Mendiger Boden). Im späten Allerød ist im Mittelrheingebiet die Laacher See-Tephra verbreitet. In der Dryas 3 ist Flugsand vorherrschend.

Mit ihrer Löss-Boden-Folge zeigt die Rheinlöss-Folge die beste Korrelierung zwischen dem terrestrischen, marinen und glaziären Milieu, die bisher beobachtet wurde. Abschnittsweise zeigt die terrestrische Ausbildung eine feinere klimastratigraphische Gliederung als das marine Milieu. Die reinen Lössabschnitte in dieser Rheinlöss-Folge nehmen deutlich geringere Zeiträume ein als die bodenreichen Abschnitte. Der Gesamt-Klimahaushalt der Letzten Eiszeit stellt sich in der Rheinlöss-Folge wärmer dar als für den terrestrischen Bereich bisher angenommen.

[Upper Pleistocene climate record of the Rhein loess]

Abstract: A loess and fossil soil record of the Lower Mittelrhein and Niederrhein-Maas area covering the last 130,000 years demonstrates more variability of the terrestrial climate during the Last Glacial period than has been realized up till now (Figs. 3, 8). The succession representing the last glacial period is subdivided by 19 interstadial soils. They closely match the climate oscillations of the Greenland ice-core and the deep-sea records in age, configuration and intensity (Figs. 9, 10). The Eemian and Lower Würmian (ca. 130.000-67.000 a BP) is represented by the Rocourt Solcomplex comprising three different soil groups: a strong luvisol, two weaker luvisols and humic soils intercalated by a faint luvisol. The strong basal luvisol (Rocourt Soil) represents the Eemian, the second luvisol (Pesch Soil) the Brørup Interstadial [IS 24-22 sensu DANSGAARD et al. 1993], the third one (Holz Soil) the Odderade Interstadial [IS 21]. The fourth (Titz Soil) sandwiched by humic soils (HH and TH) should match the region of IS 20 and 19. They form the top of the Rocourt Solcomplex of the last interglacial/early glacial period. Thus, IS 20 and 19 respectively the Titz and TH soils represent the top of the Early Glacial, top of marine isotope stage (MIS) 5.

The Middle Würmian Ahrgau loess (ca. 67.000-28.000 a BP) shows a fourfold alternation: The sequence stadial-interstadial-stadial-interstadial produces the divisions wm 1-4. *wm 1*: Thick solifluction loess indicates cool conditions with the short Reisberg interstadial soil [? IS 18]. *wm 1* represents the MIS 4 respectively the terrestrial period of the Middle Würmian Glaciation 1 (MWG 1). *wm 2*: A bundle of five brown interstadial cambisols shows a distinct configuration: two Lower Remagen Soils (R1-2) are separated from three Upper Remagen Soils (R3-5) by a short loess interval. The Remagen Soils 1-5 form the largest interstadial interval within the Middle Würmian. The second soil (R2) is the thickest and shows the highest C content. *wm 3*: A loess layer, thinner than the wm 1 loess, separates the interstadial Remagen and Sinzig Soil groups. It evidences the cooler Kripp Stadial, which may be comparable to the Middle Würmian Glaciation 2 (MWG 2). *wm 4*: A bundle of 3 Sinzig Soils demonstrates a short but intense interstadial group. The first interstadial soil, Sinzig 1, is the strongest one with the highest C content. As a whole, *wm 2-4* represents the terrestric equivalent of MIS 3 and forms a conspicuous sequence likewise presented in ice and deep-see records.

The Upper Würmian (ca. 28.000-12.600 a BP) is subdivided into three units (wu 1-3): *wu 1*: Thick loess with tendency of fine lamination (Hesbayan Loess) is intercalated by three gleyic gelisols (Nassböden), the Erbenheim Soils (E1-3). E2 [? IS 4+3]. Above the E3 Nassboden the Eltville Tephra forms the most reliable stratigraphic layer of the Upper Würmian. The tephra is closely followed by the Eben Discordance, that widely extends over the Niederrhein-Maas-Sambre area. Its reworking activity produced a bed incorporating reworked older loesses and soils (Kesselt Layer). The upper part of the Kesselt Layer is suggested to host the LGM. *wu 2*: A layer up to 6 m thick, light coloured and preferably of eolian loess veneers the landscape (Brabantian Loess). In the Niederrhein-Maas area it encompasses several gelic gleysols (Nassböden) and two terrestric soils: Belmen Nassboden - calcaric regosol, the Elfgen Soil [?IS 2] - Nassboden (this soil trinity equals the Erbenheim Soil 4) - brown calcaric cambisol, the Leonard Soil, accompanied by Nassböden - Gustorf Nassboden with large ice wedges. wu 1-2 represents MIS 2. *wu 3* (Late Würmian): On top of the wu 2 loess, the Late Glacial palynologically starts with a weak warming (Meiendorf Interstadial), followed by a short cooling (Dryas 1), a short and pointed warming (Bølling) [IS 1e], a slight cooling (Dryas 2) [IS 1d], a longer warm phase (Allerød) [IS 1c-a] and finally a strong cooling (Dryas 3). The late Allerød period hosts the Laacher See tephra. Eolian sand prevails during Dryas 3.

Thus, the Rhein loess record for the last glacial period demonstrates the best match between terrestrial and marine/ice records reported thus far. It indicates the periods of loess deposition to cover less time than the soil-forming periods. From this evidence it is argued that the climate of the last glacial stage on land was warmer than has been assumed hitherto.

1 Vorgeschichte

Für das Oberpleistozän Mitteleuropas wurden zahlreiche Klimakurven vorgestellt, eine ältere Gruppe zum Beispiel von BÜDEL (1953: 258), WOLDSTEDT (1954: 43, 1956: 82, 1958a: 151, 1958b: 244, 1960: 156, 1962: 121), MÜLLER-BECK (1959: 156), ANDERSEN et al. (1960: 40) und FINK (1960:

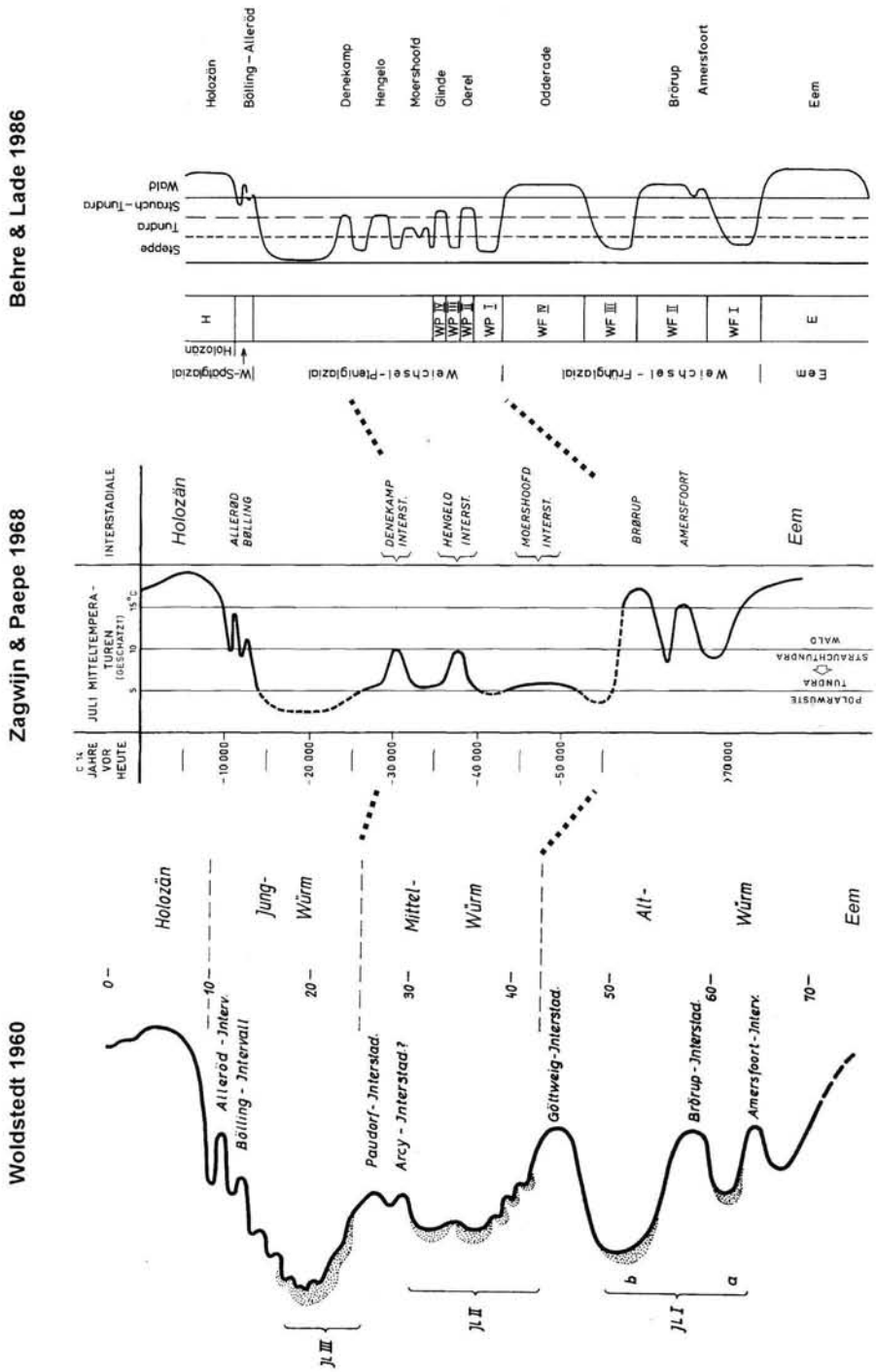


Abb. 1: Klimakurven des Oberpleistozäns von WOLDSTEDT (1960: 156), ZAGWIJN & PAEPE (1968: 135) und BEHRE & LADE (1986: 33)

Fig. 1: Upper Pleistocene climate curves of WOLDSTEDT (1960: 156), ZAGWIJN & PAEPE (1968: 135) and BEHRE & LADE (1986: 33)

263), eine jüngere Gruppe von VAN DER HAMMEN et al. (1967: 92), ZAGWIJN & PAEPE (1968: 135), STAALDUINEN et al. (1979: 43), VANDENBERGHE (1985: 36) und BEHRE & LADE (1986: 33). Drei von ihnen sind in Abb. 1 dargestellt. Die älteren sind in Abb. 1 durch die Kurve von WOLDSTEDT 1960 vertreten. Sie beinhalten zum Teil Bodenbildungen, die sich als ältere Interglazial-Böden erwiesen haben, wie die „Göttweiger Verlehmung" (BAYER 1927: 352; vgl. FINK 1964: 230), deren Warmgipfel in dieser Form im Würm gar nicht existiert. Oder es handelt sich um aufgegebene Bodennamen, wie die „Paudorfer Verlehmungszone" (GÖTZINGER 1935: 130), die sich an ihrem locus typicus ebenfalls als Interglazial-Boden erwies (FINK 1969: 19), andernorts aber als Name für ein tatsächlich vorhandenes Interstadial im Würm verwendet wurde, nämlich eines aus der Gruppe der Mittelwürm-Interstadiale. FINK (1969: 14) empfahl an seiner Stelle die Bezeichnung Stillfried B und setzt diesen Boden dem floristisch definierten Denekamp-Interstadial auf Grund vergleichbarer stratigraphischer Position und ^{14}C-Alter gleich (FINK 1979: 95). Im Spätglazial dieser älteren Kurven stellen Bølling und Allerød deutliche Erwärmungsphasen dar.

Die Gruppe der jüngeren Klimakurven, in Abb. 1 durch diejenigen von ZAGWIJN & PAEPE und BEHRE & LADE vertreten, beruhen vorwiegend auf der Kenntnis paläobotanisch belegter Warmphasen im letzten Glazial.

Die gemeinsame Betrachtung der Kurven zeigt das Eem in allen Kurven einphasig. Im Unterwürm („Altwürm", „Frühwürm") finden sich in der Gliederung von WOLDSTEDT zwei Interstadiale: damals Amersfoort und Brørup genannt, später als Brørup und Odderade bezeichnet (vgl. MENKE 1976: 54 f.), so auch in der Gliederung von BEHRE & LADE. Durch die Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (CHALINE & JERZ 1984: 186) wurde das Ende des Unterwürms mit dem Ende des zweiten Würm-Interstadials bzw. mit dem Oberende der Humuszonen definiert. Das Mittelwürm enthält in der Gliederung von WOLDSTEDT zwei, in der von ZAGWIJN & PAEPE drei Interstadiale: Moershoofd, Hengelo und Denekamp. Ihnen haben BEHRE & LADE zwei weitere vorangesetzt: Oerel und Glinde. Der Hochwürm-Teil des Oberwürms bleibt ungegliedert. Er ist die Zeit des letzten großen Eisvorstoßes der Letzten Eiszeit. Die Gliederungen zeigen erst im Spätwürm wieder die Wärmeschwankungen, die schon die WOLDSTEDTsche Kurve aufführt: Bølling und Allerød.

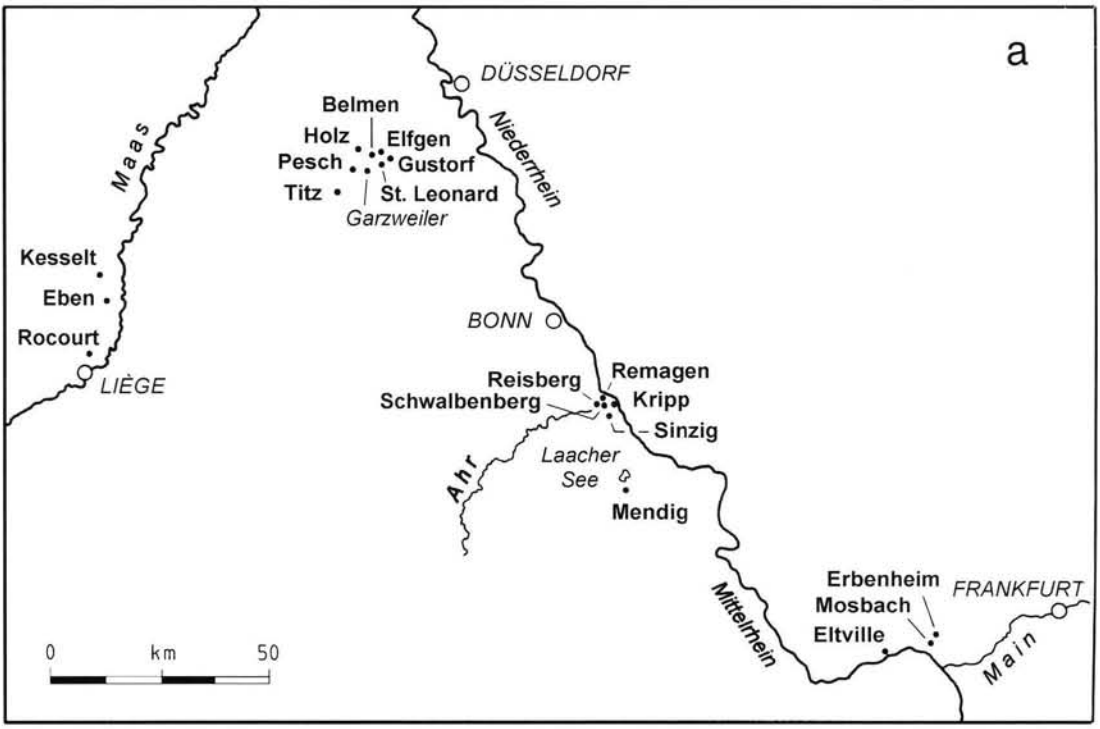
Vergleicht man diese Kurven mit fossilen Bodenfolgen im Löss des Rheingebiets und der Mittelgebirge, so finden sie sich in der Bodengliederung nach SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) annähernd wieder: Allerdings stehen dort für die beiden Wärmeschwankungen im Unterwürm *drei* Humuszonen zur Verfügung. Ihre Zuordnung zu den zwei Wärmeschwankungen blieb ungeklärt (SEMMEL 1998a). Im Mittelwürm treten - passend zur Kurve von ZAGWIJN & PAEPE - drei Böden auf: der Gräselberger Boden, der Böckinger Boden (BIBUS 1989: 8) und der Lohner Boden, welch letzteren FINK (1979: 95) mit dem Denekamp-Interstadial vergleicht.

2 Lössprofile des Niederrhein-Maas-Gebietes

Eigene Untersuchungen der letzten 20 Jahre im Rheinland (Abb. 2) erbrachten eine detailliertere Löss-Boden-Folge des Oberpleistozäns (Abb. 3)[1]. An der Basis des Oberpleistozäns liegen drei kräftige Bt-Horizonte von Parabraunerden (Rocourt-Boden, Pescher und Holzer Boden[2]), der obere gefolgt von einer Humuszone, die aus zwei entkalkten Pararendzinen mit zwischenliegender Verbraunung besteht (Holzer Humuszone, Titzer Boden, Titzer Humuszone). Das Mittelwürm beherbergt neun braune Interstadialböden: Reisberg-Boden, Remagener Böden 1-5 und Sinziger Böden 1-3. Im Oberwürm liegen noch vor dem Spätwürm ein humoser (Elfgener Boden) und ein brauner Interstadialboden (Leonard-Boden). Im Spätwürm des Rheinlands sind erstmals drei Wärmeschwankungen von U. SCHIRMER (1995) nachgewiesen, die seit BOCK et al. (1985) bereits in Norddeutschland bekannt sind: Meiendorf, Bølling und Allerød (vgl. U. SCHIRMER 1999). Bodentypologisch sind sie als ein gemeinsamer Boden, eine Pararendzina (Mendiger Boden) (W. SCHIRMER 1995a), entwickelt[3].

Lithologische Lösseinheiten

Ich habe die Lössablagerungen des Niederrhein-Maas-Gebietes als lithologische Körper gemäß dem Vorgehen der belgischen Lössforscher[4] mit Namen der alten fränkischen Gaue belegt (W. SCHIRMER 1999a) (s. Abb. 2b). - dies, um die zahlreichen Lösseinheiten lithostratigraphisch ansprechen zu können, was bisher nicht möglich war. Überdies ist die chronostratigraphische Zuordnung der präwürmzeitlichen Lösse teilweise unsicher; auch Ausschnitte des Würmlösses lassen sich in stärker von Diskordanzen geprägten Profilen oft nur den größeren würmzeitlichen Lössabschnitten zuordnen. Im übrigen ist es nicht sinn-



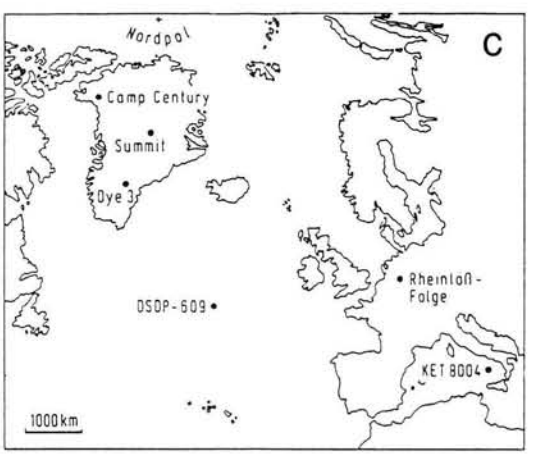


Abb. 2: Lagekarte der im Text genannten Lokalitäten. 2a: Lokalitäten, nach denen die erwähnten Böden und Schichten benannt wurden. Der Kartenausschnitt ist in Abb. 2b markiert. 2b: Lage mitteleuropäischer Lokalitäten, die mit Garzweiler 4 verglichen wurden. 2c: Lage der erwähnten Profile und Bohrkerne mit hochaufgelösten Klimadaten des Oberpleistozäns.

Fig. 2: Location maps: 2a: Location of localities being origin for the soil and strata names. The map is marked as inset in Fig. 2b. 2b: Location of sections correlated with the Garzweiler 4 section. 2c: Location of mentioned sections and cores with high-resolution climate records of the Upper Pleistocene.

voll, die terrestrischen Ablagerungen mit Bezeichnungen der marinen oder glaziären Eiskern-Stratigraphie zu belegen („etwa MIS 6-Löss"). Außerdem erweist sich die terrestrische Löss-Stratigraphie, wie im Folgenden gezeigt wird, in einigen Bereichen feingliedriger als die marine oder glaziäre.

Der letztglaziale Löss von der Obergrenze des Rocourt-Bodens (Abb. 3) bis zur Obergrenze der obersten Humuszone ist als Rheingau-Löss benannt. Der Löss von der Obergrenze der obersten Humuszone bis zur Obergrenze des Sinziger Bodens 3 ist der Ahrgau-Löss. Der Löss von dort bis zur Untergrenze des Belmener Bodens, also bis vor den neuen kalkreichen Lösseinsatz in der Eben-Zone, ist der Hesbaye-Löss. Der Löss von der Basis des Belmener Bodens bis zur heutigen Oberfläche ist der Brabant-Löss[5].

Nassboden-Typen

Die Lösseinheiten des Niederrheins sind in stärkerem Maße durch Nassböden gekennzeichnet, als das von anderen Lössgebieten Mitteleuropas berichtet wurde. Profilmorphologisch lassen sich dabei zwei Grundtypen ausscheiden: ein *Gefleckter Nassboden* (Ng), der graue, rostgeränderte Flecken zeigt, und ein *Grauer Nassboden*, der homogene Graufärbung (Nr) zeigt, dazu bevorzugt randliche Rostbänder oder auch Rostfleckung (No). Der Gefleckte Nassboden repräsentiert einen Haftnässepseudogley-Typ, der Graue Nassboden einen Gley-Typ. Beide Typen können auch in Übergangsformen (z. B. Nrg) auftreten. Da es sich bei den Nassböden, im Gegensatz zu den echten Gleyen und Pseudogleyen, um Hydromorphie auf stauendem Permafrost handelt, hat sich für die Nassböden-Typen die gemeinsame Verwendung des Symbols N (von Nassboden) als sehr hilfreich erwiesen (W. SCHIRMER 1990, 1991: 73, 1992, 1995b: 541, 1999a, b, FELDMANN & SCHIRMER 1992, FELDMANN 1996: 189, HENZE 1998). Die Zusatzsymbole zum Hauptsymbol N, nämlich Nr, No und Ng, stehen dann in Analogie zu Go, Gr und Sg[6].

Profiltexturell, also von der Anordnung der Böden im Profil her, gibt es wiederum zwei Nassboden-Typen: *Synchrone* und *diachrone Nassböden.*

Die *synchronen* kennzeichnen - wie die meisten fossilen Böden - eine gewisse Ruhephase innerhalb des Sedimentaufwuchses. Das Sediment unter dem Boden ist also älter als der Boden, dasjenige darüber jünger. Synchrone Nassböden können durch beide morphologischen Bodentypen, Gefleckte wie Graue Nassböden, vertreten werden.

Die *diachronen* Nassböden dagegen können wesentlich jünger als der angrenzende liegende und hangende Schichtverband sein, auch jünger als mächtige überlagernde Schichten. Ihre bisher beobachteten Kennzeichen sind folgende[7]: Sie sind stets als Graue Nassböden ausgebildet. Sie treten gerne in Scharen zu schmalen cm- bis dm-starken Bändern auf. Sie schneiden den Schichtverband unter flachen Winkeln; das zu erkennen braucht allerdings manchmal viele Meter bis Dekameter horizontaler Verfolgung. Sie werden nur oben von schmalem Rostband begrenzt. Ihr Grau ist oben am stärksten und verklingt sanft nach unten.

Es scheint, als ob innerhalb einer Schar diachroner Böden der oberste der älteste und der unterste der jüngste ist. So könnten sie Stillstandsphasen niederschmelzenden Permafrostes im Boden markieren. Diachrone Nassböden sind in den Abbildungen dieser Arbeit nicht mit dargestellt, da sie nicht Bestandteil klimastratigraphischer Sediment-Boden-Sequenzen sind, die hier erfragt werden.

3 Detailgliederung des Oberpleistozäns und Vergleich mit Klimakurven des Eises und der Tiefsee

Da hier für die Detailprofile, die den Untersuchungen zugrunde liegen, nicht Platz ist, werden stellvertretend die Böden des Eems und Unterwürms (Rocourt-Solkomplex) durch das Profil Garzweiler 4 (Abb. 5 und 6) und die Böden des Mittelwürms durch das Profil des Schwalbenbergs (Abb. 7) vertreten. Ansonsten werden die Einzelglieder des Oberpleistozäns chronologisch besprochen. In Abb. 8 sind sie zu einer Klimakurve umgeformt, die sich auf lithologische Klimaindikatoren, wie z. B. Löss, auf Bodentypen und Floren- und Faunenangaben aus Straten und Böden stützt.

3.1 Eem und Unterwürm - der gespreizte Rocourt-Solkomplex

Im niederrheinischen Löss ist an der Basis des letztglazialen Würmlösses normalerweise der Bt-Horizont einer einzigen Parabraunerde mit hangendem Bleichhorizont und darüberliegender schwach gedoppelter Humuszone erhalten. Die solchermaßen gegliederte Bodenfolge wurde am Niederrhein erstmals von SCHIRMER & STREIT (1967:

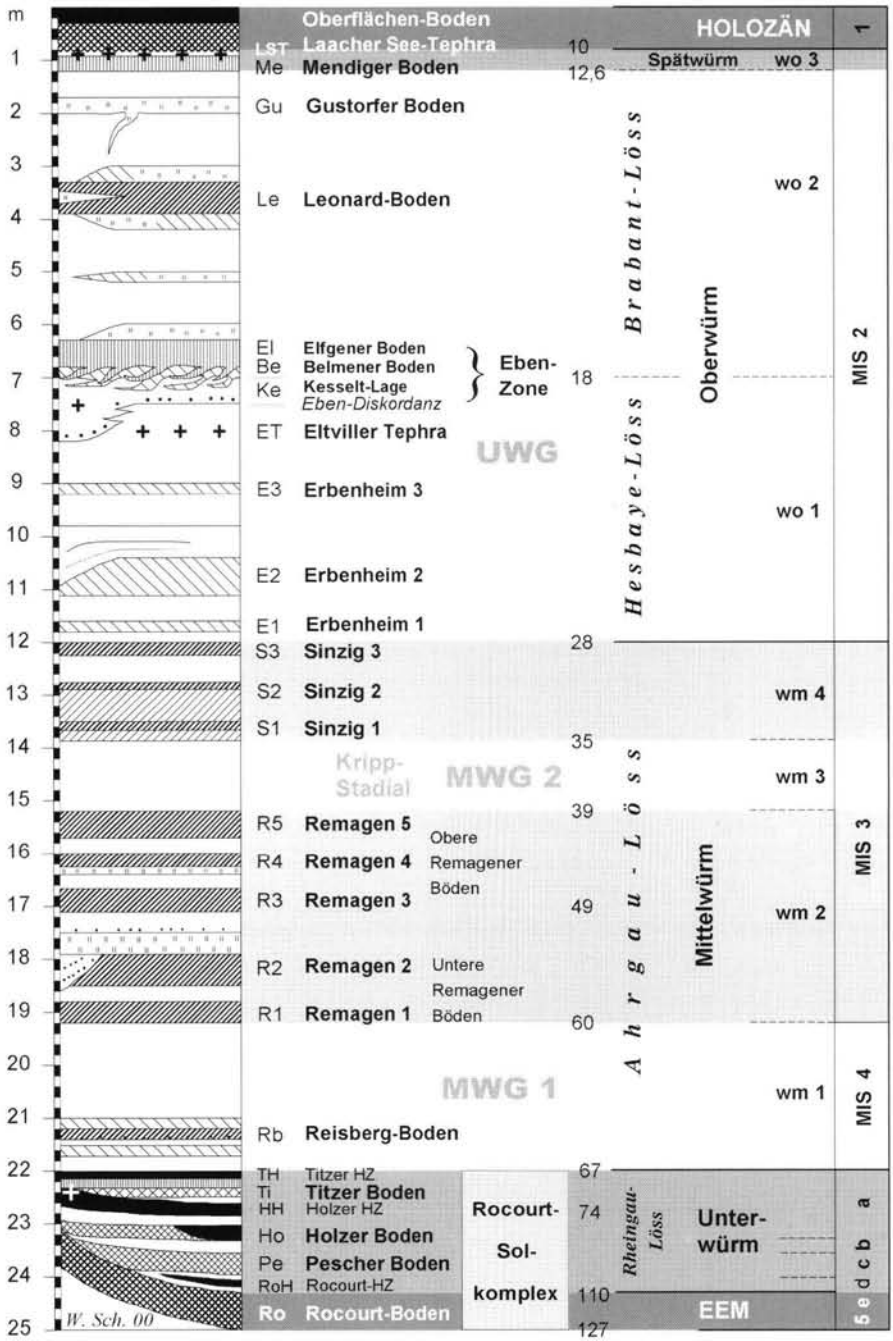


Abb. 3: Löss-Boden-Folge des Oberpleistozäns im Niederrhein-Maas-Gebiet. Von links nach rechts: Die Metrierung stellt eine mittlere vorgefundene Mächtigkeit dar; Profil-Signaturen siehe Abb. 4; leitende Böden und Sedimentlagen und deren Kurzbezeichnungen; wichtige Altersdaten in ka BP, für das Unter- und Mittelwürm nach DANSGAARD et al. (1993) und BOND et al. (1993); kursiv: lithologische Lösseinheiten (nach W. SCHIRMER 1999a); Gliederungseinheiten des Oberpleistozäns; marine Isotopen-Stadien (MIS) = Sauerstoff-Isotopen-Stadien (OIS). HZ = Humuszone.

Fig. 3: The Upper Pleistocene Rhein-Maas loess-soil sequence. From left to right hand: The meter scale represents an average thickness as far exhibited; for symbols see Fig. 4; characteristic soils and deposits and their abbreviations; some important ages in ka BP; italics: lithological loess units (after W. SCHIRMER 1999a); subunits of the Upper Pleistocene; marine isotopic stages (MIS) = oxygen isotope stages (OIS). HZ = humus zone.

Böden der Grenze i/j) beschrieben. GULLENTOPS (1954) hatte den Boden genau derselben Ausbildung im belgischen Maas-Gebiet bereits als Sol de Rocourt bezeichnet. Dieser Name wird, da es sich bis ins Detail um dieselbe Bodenfolge handelt, übernommen[8].

In morphologischen Hohlformen kann dieser Bodenkomplex stärker auseinandergezogen sein, und zwar in vier Parabraunerden, die von unten nach oben an Intensität abnehmen und zum Teil nachfolgende Humuszonen tragen. Solche Situationen stammen vom Tagebau Garzweiler. In einem 220 m langen Wandanschnitt des Aufschlusses Tagebau Garzweiler 4 (Abb. 5) durchzieht im Bereich der Hauptterrassen-Hochfläche ein derart gespreizter Bodenkomplex zwei Dellentälchen, die durch einen Plateausporn getrennt sind. Der unterste der vier Bt-Horizonte, der Rocourt-Boden (Ro)[9], zieht als weitaus kräftigster und rötester über Plateauposition wie Dellenhang und Dellenböden hinweg. Im Aufschluss Garzweiler 12 war über ihm eine Humuszone (RoH) erhalten. Die folgenden beiden, jeweils durch Löss getrennten Bt-Horizonte sind als Pescher Boden (Pe) und Holzer Boden (Ho) benannt (Abb. 2a und 5). Der Pescher Boden tritt nur in Dellenposition auf und ist dort deutlich durch Löss vom Rocourt-Boden abgesetzt. Der Holzer Boden ist fast immer diskordant über dem Rocourt-Boden als rötlichgraubrauner Bht-Saum vorhanden. In Hohlformen rückt er räumlich vom Rocourt- und Pescher Boden ab. Über dem Holzer Boden liegt, wiederum durch Löss getrennt, weitflächig erhalten, eine geschlossene schwarzbraune Humuszone, die im Normalfall farblich eine Zweiteilung erkennen lässt. Der untere Teil wird als Holzer Humuszone (HH) bezeichnet, da sie auf den Holzer Boden folgt. Lokal war zwischen ihr und dem oberen Teil der Humuszone im Aufschluss Garzweiler 12 noch ein schwacher Verbraunungshorizont (Btv), der Titzer Boden (Ti), abgesetzt. Über ihm folgt der obere Teil der Humuszone, Titzer Humuszone (TH) benannt[10]. Diese normalerweise gedoppelt erscheinende Humuszone schließt die Bodenfolge nach oben ab. Insgesamt wird der Boden-Komplex aus den vier Bt-Horizonten samt Humuszonen als Rocourt-Solkomplex bezeichnet.

Der basale Bt-Horizont, der Rocourt-Boden (Ro), zeigt die stärkste Gelb-Rotfärbung, der Pescher Boden (Pe) ist dagegen dunkler, rotbraun. Der Holzer Boden (Ho) ist graubraun, aber noch mit rötlichem Stich, und hat ein Polyeder-Gefüge mit Ton- und Humusbelägen (Bht-Horizont), stellt also eine Humusparabraunerde dar. In tiefster Muldenposition kann er Pseudotschernosem-Charakter annehmen. Die drei Parabraunerden nehmen von unten nach oben an Mächtigkeit ab, dagegen an Kohlenstoffgehalt zu (Abb. 6). Der Pescher Boden nimmt eine Mittelstellung im Humusgehalt zwischen dem Rocourt-Boden und dem Holzer Boden ein. Der Titzer Boden bedarf noch der Analytik. Die Titzer Humuszone (TH) hat einen höheren C-Gehalt als die Holzer.

Einstufung: Da Altersdaten und Floren im Tagebau Garzweiler fehlen, erfolgt die Einstufung des Rocourt-Solkomplexes durch regionalen Vergleich ihrer typischen, eigencharakteristischen Warm-Kalt-Folge. Die Böden verkörpern Warmschwankungen sehr unterschiedlicher Wertigkeit mit dazwischenliegenden Abkühlungsphasen. Die Intensitäten der Warmschwankungen lassen folgendes Warmphasen-Schema erkennen:

HH+Ti+TH: Ein Gruppe schwach ausgebildeter Warmphasen
Pe+Ho: Zwei kräftigere und breiter ausgebildete Warmphasen
Ro: Eine stärkste und am breitesten ausgebildete Warmphase.

Es sei betont, dass die schwachen Warmphasen HH, Ti und TH in dieser Form im ganzen Rhein-Maas-Gebiet mit erstaunlicher Mächtigkeitskonstanz von ca. 50 cm im Mittel (30-70 cm im Extrem) und stets in derselben gleichbleibenden und vollständigen Horizontfolge auftreten. Sie bilden also, da der Titzer Boden in seiner Erscheinungsform hinter den Humuszonen zurücktritt, zwei dicht übereinander sitzende schmale und markante Horizonte.

Vergleicht man dieses Warmphasen-Schema mit Klimakurven des grönländischen Inlandeises und solchen von Tiefseesedimenten, so lassen sich darin erstaunliche Gemeinsamkeiten erkennen. Zum Vergleich wurden hier der Bohrkern GRIP Summit (Abb. 9, 10) und Tiefseekerne aus dem nördlichen Atlantik und der Tyrrhenis (Abb. 9; Lage in Abb. 2c) ausgewählt. Auch in diesen Kurven findet sich eine stärkste und am breitesten ausgebildete Warmphase als Eem, entsprechend dem marinen Isotopen-Stadium (MIS) 5e. Es folgen zwei noch kräftig und breit ausgebildete, aber wenig schwächere Warmphasen als MIS 5c und a (Brørup und Odderade), entsprechend den Interstadialen (IS) 24-22 und 21 im Sinne von DANSGAARD et al. (1993: 218). Den Abschluss bilden zwei schwache und schmal ausgebildete Warm-

Ah-Horizont
oder:

Ah-Horizont, stark/mittel/schwach

x-Horizont: bioturbat durchwühlt

S(e)w-Horizont

Sd-Horizont

Bt- und Bht-Horizont

Bbv-Horizont

Bv-Horizont, auch karbonatisch (Bcv)
kräftiger/schwächer

Nassböden (N-Horizont):

Ng-Horizont: haftnässefleckig

No-Horizont: rostfleckig

No-Horizont: rostgebändert

Nr-Horizont: flächenhaft grau

M-Horizont: Bodensediment

Sand

Tephra

Rocourt-Tephra

humusgefüllte
Trockenrisse

Abb. 4: Legende zu den Abb. 3 und 6

Fig. 4: Legend to Figs. 3 and 6

phasen, die sich aber scharf und markant abbilden, die Interstadiale (IS) 20 und 19.

In diesem Vergleich entspricht also der Rocourt-Boden dem ungeteilten Interglazial 5e. Der Pescher Boden repräsentiert 5c, der Holzer Boden 5a. Die schwachen, aber scharf gezogenen Böden über dem Holzer Boden sollten dann der Gruppe der Interstadiale 20 und 19 zugeordnet werden, die unmittelbar über 5a in zahlreichen Eiskern- und Tiefseekurven auftreten. Diese beiden Interstadiale liegen an der Grenze der MIS 4 und 5 und werden von verschiedenen Autoren der einen oder anderen Stufe zugestellt. Dansgaard et al. (1993: 219) stellen sie ins MIS 4, Pisias et al. (1984: 124), McManus et al. (1994) stellen sie in den Übergang MIS 4/5, die meisten Autoren allerdings stellen sie in das MIS 5, wie zum Beispiel Dansgaard et al. (1971), Woillard (1979) und Paterne et al. (1986).

Im terrestrischen Bereich wird man in jedem Falle mit der Humuszone, die das Oberende der Bodenfolge des Rocourt-Solkomplexes markiert, das Unterwürm nach oben enden lassen und sie damit in das MIS 5 stellen. Allerdings fallen dann drei Interstadiale mit Verbraunung über dem Eem ins Unterwürm; und wenn man den Verbraunungshorizonten noch jeweils ihre Humuszonen hinzusetzt, sind es mit der Rocourt-Humuszone (RoH) sieben Interstadiale im Unterwürm. So müsste die Definition des Unterwürms der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (Chaline & Jerz 1984: 186), die nur zwei Interstadiale, aber auch die Humuszonen darin vorsieht, dann um etliche Bodeninterstadiale nach oben erweitert werden. Ansonsten fielen die höheren dieser Interstadiale dem tiefsten Mittelwürm vor der großen wm1-Kaltphase zu. Nach dem Bild jedoch, das die Natur in den Humuszonen liefert, und nach den dazugehörigen Klimaindikatoren sollten die nach jedem Interglazial auftretenden Humuszonen dem ausklingenden interglazialen Bodenkomplex zugeschlagen werden, der natürlicherweise auf die neue Glazialperiode hinweist. Die Humuszonen sollten also im Falle des letzten Interglazial/Glazial-Wechsels zum Unterwürm gezogen werden. So war auch das Unterwürm bisher verstanden worden[11].

Werden die schwächeren ausklingenden Interstadiale HH, Ti und TH noch in das Unterwürm gestellt, dann beginnt das Mittelwürm (wm 1) auch mit der bekannten kräftigen Kaltphase, die sich im Ozean als MIS 4 präsentiert, im Rheinland als mächtiger Löss verbreitet ist und mancherorts auch durch Hinweise auf einen offenbar bedeutenden Gletschervorstoß bekannt wurde, so z. B. durch Makowska (1975) in Polen, Lundqvist (1974) in Schweden, Petersen (1984) in Dänemark, Marks et al. (1995) in Schleswig-Holstein, Krayss (1988), Schlüchter (1991) und Keller & Krayss (1998) im nördlichen Alpenvorland und de Beaulieu et al. (1991) im westlichen Alpenvorland. Ich bezeichne diese Kaltphase als MWG 1 (Mittel-Würm-Vergletscherung 1/Middle Würmian Glaciation 1) im Gegensatz zur schwächeren MWG 2 und zur Oberwürm-Vergletscherung (Upper Würmian Glaciation/UWG); für W kann auch Weichsel oder Wisconsin gesetzt werden.

Vergleicht man dieses Warmphasen-Schema, das sich im Niederrhein-Maas-Gebiet so ausgeprägt wie in den Eis- und Tiefseekurven erkennen lässt, mit vollständigeren Ablagerungen des frühen Oberpleistozäns verschiedener mitteleuropäischer Lokalitäten (Lage in Abb. 2b), so findet man auch dort überraschende Übereinstimmungen.

Die Lokalität Oerel (BEHRE & LADE 1986, BEHRE & VAN DER PLICHT 1992) gilt bisher als die vollständigste bezüglich der Ausbildung des basalen Oberpleistozäns (GRÜGER 1989: 69). Auch hier sind drei Gruppen von Wärmegipfeln abnehmender Intensität durch Kaltphasen getrennt entwickelt. Sie werden dem Eem, dem Brørup und Odderade, und dem Oerel und Glinde zugewiesen. Auch hier stellen Oerel und Glinde deutlich schwächere, aber markante Interstadiale dar, die sich über zwei kräftigeren Interstadialen (Brørup und Odderade) und der basalen, mächtigsten Warmphase (Eem) entwickelt haben. Nach Profilentwicklung und Radiokohlenstoffdaten spräche nichts dagegen, Oerel und Glinde mit dem höheren Rocourt-Solkomplex zu korrelieren[12].

In der Grande Pile (WOILLARD 1979) sind ebenfalls drei Gruppen abnehmender Intensität der Wärmegipfel entwickelt (Abb. 7): mächtiges, breites Eem, kräftiges St. Germain I und St. Germain II, und schwaches Ognon I und Ognon II[13].

WELTEN (1981, 1982) beschreibt aus Pollenprofilen des Schweizer Mittellandes über einem breiten Eem vier Frühwürm-Interstadiale (FWI 1-4). Die tieferen beiden, Amersfoort (FWI 1a)/Brørup (FWI 1b) als erstes und Odderade (FWI 2) als zweites, sind sehr kräftig, die höheren beiden, Dürnten (FWI 3) und ein unbenanntes (FWI 4), sind sehr schwach und eng beieinander liegend; dabei ist FWI 3 noch kräftiger als FWI 4[14].

Am Samerberg (GRÜGER 1989) sind vier Warmphasen gegenwärtig, ein breites Eem, kräftiges Brørup und Odderade und knapp darüber ein schwaches Dürnten.

Im Rheingau (SEMMEL 1998b) sind drei Verbraunungshorizonte im Löss vorhanden, dazu kräftige Humuszonen: Über dem Erbacher Boden als reifstem Boden (Parabraunerde) liegen zwei kräftige Böden, nämlich Verbraunungshorizonte unter je einer Mosbacher Humuszone (Untere und Mittlere Mosbacher Humuszonen). Darüber folgt eine klimatisch schwächere Obere Mosbacher Humuszone ohne basale Verbraunung[15].

Von der Lokalität Keller in West-Schleswig-Holstein beschreibt MENKE (1976, 1980) vier Bodenglieder in Sand und Sandlöss übereinander. Über einer Podsolparabraunerde (Keller I/Eem-Boden) folgen zwei Podsole (Keller II/Brørup und Keller III/Odderade), dann - allerdings hier durch eine Erosionsdiskordanz getrennt - ein Nanopodsol (Keller IV/Keller-Interstadial). Die Serie wird von Oberwürm-Ablagerungen abgedeckt. Ob also der Nanopodsol wirklich noch an die liegenden Böden anschließt oder, durch die Erosionsdiskordanz vom Unterwürm getrennt, in die große Mittelwürmlücke darüber fällt, lässt sich hier nicht sagen.

Vergleicht man diese Abfolgen miteinander, so ergeben sich folgende Gemeinsamkeiten: 1. Warmphase: Das Eem ist in allen Profilen der kräftigste basale Abschnitt mit den wärmsten Klimaansprüchen, ein unbestrittenes Interglazial. 2. und 3. Warmphase: Sie sind noch kräftig, aber schwächer als die erste. Die zweite Warmphase ist in Eiskernen und manchen Tiefseesedimenten schwach unterteilt; in den Pollenprofilen wird das durch Amersfoort und Brørup sichtbar. Sie ist die entschieden längere Phase von den beiden kräftigen Unterwürm-Warmphasen. Der Sedimentationsabstand zwischen Brørup und Odderade ist in sämtlichen oben genannten terrestrischen wie auch in den marinen und glaziären Profilen der größte innerhalb der oberen vier Glieder der Warmphasen. Der Abstand zwischen Odderade und den IS 20 und 19 ist in all diesen Profilen kleiner. Höhere Warmphasen: Sie folgen, soweit vorhanden, in allen Profilen sehr dicht und ohne eine merklichen Diskordanz auf die 3. Warmphase. Sie sind viel schwächer als die 2. und 3. Warmphase. Sie bilden eine dicht übereinander liegende Folge. In einigen Profilen ist nur eine dieser Warmphasen entwickelt, in anderen zwei oder drei. Hier kann nur am Ort entschieden werden, ob im Falle geringerer Anzahl im Hangenden ein Abtrag vorliegt oder die eng zusammenhängenden Warmphasen örtlich als gemeinsame, kondensierte erscheinen.

Sehr unwahrscheinlich erscheint eine Zuordnung der tieferen drei Bodenglieder zu einem dreigeteilten Eem (GRIP 1993), wenngleich eine derartige Zuordnung die Unterstützung durch die marine Eem-Dreiteilung durch SEIDENKRANTZ & KNUDSEN (1997) im Kattegat und die palynologisch-terrestrische in Frankreich durch THOUVENY et al. (1994) erhielt.

Deutlich sichtbare Lösseinwehung in den Intervallen zwischen dem Rocourt-, dem Pescher und dem Holzer Boden in den Profilen des Rhein-

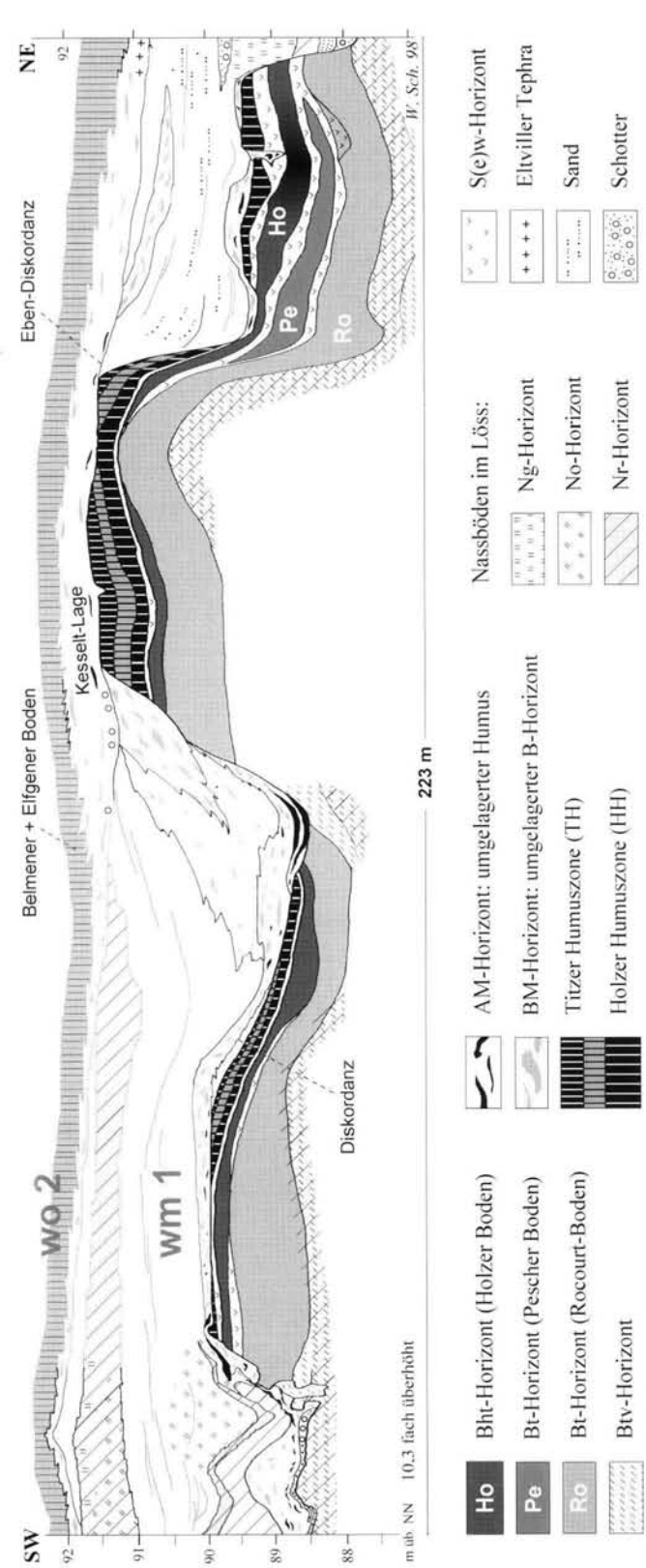


Abb. 5: Der Aufschluss Garzweiler 4 im Südteil des Tagebaus Garzweiler/Niederrhein

Fig. 5: The site Garzweiler 4 situated in the southern part of the opencast mine Garzweiler/Niederrhein

Maas-Gebietes lässt nur den Vergleich mit trennenden Kaltphasen von der Größenordnung Herning/Melisey I/Saulgau einerseits und Rederstall/Melisey II andererseits zu, wie sie eben nur über dem Eem im Unterwürm auftreten[16]. Derartige kurze Kaltphasen oder Breviglaziale (SCHIRMER 1999a) sind im periglazialen Lössgebiet durch geringe Sedimentaufhöhung und geringe Morphodynamik gekennzeichnet, im Gegensatz zu den Euglazialen, die kräftige Ab- und Umlagerung und damit weiträumige Landschaftsumgestaltung mit sich bringen.

3.2 Mittelwürm - ungeahnter Bodenreichtum

Das Profil des Schwalbenbergs bei Remagen in der Goldenen Meile im Bereich der Ahrmündung in den Rhein (Abb. 2a und 7) erschließt neun braune Interstadialböden und dazu eine Reihe von Nassböden, die alle deutlich von Lössablagerungen getrennt sind (W. SCHIRMER 1990, 1991, 1995a[17]). Die braunen Böden sind vom Typ der Kalkbraunerde. Sie sind jeweils durch erhöhte C-Gehalte und erhöhte Tongehalte gekennzeichnet. Ihre Molluskenfauna zeigt reichere Individuenzahl, Artenzahl und wärmere Ansprüche (SCHIERMEYER 2000).

Der tiefste der braunen Böden, der Reisberg-Boden (Abb. 3), liegt in einem mächtigen Abschnitt von Lössfließerden und ist damit deutlich von den jüngeren, höher im Mittelwürm gelegenen Böden abgesetzt. Die acht braunen Böden darüber gruppieren sich in eine Zweiergruppe, die Unteren Remagener Böden (R1-2) und eine Dreiergruppe, die Oberen Remagener Böden (R3-5) und -

getrennt durch ein etwas mächtigeres Lösspaket (Kripp-Stadial) - eine weitere Dreiergruppe, die Sinziger Böden 1-3. Fasst man die Remagener Böden als eine Bodengruppe zusammen, so ergeben Ausbildung und Anordnung der braunen Böden und zwischenliegenden Lösse eine Vierteilung des Mittelwürms (wm 1-4): wm 1: mächtiger Löss mit Reisberg-Boden - wm 2: mächtige Interstadialgruppe der Remagener Böden 1-5 - wm 3: schmaler Löss (Kripp-Stadial) - wm 4: schmale Interstadialgruppe der Sinziger Böden 1-3. Die Fünfergruppe der Remagener Böden zeigt eine weitere Unterteilung in eine Zweiergruppe (Untere Remagener Böden: Remagen 1-2) und in eine Dreiergruppe (Obere Remagener Böden: Remagen 3-5) mit dazwischen liegendem etwas breiteren Löss als zwischen den übrigen Remagener Böden. Auffallend und wichtig für den späteren Vergleich ist ferner, dass der Boden Remagen 2 der dickste von den Unteren Remagener Böden ist, der Boden Remagen 3 der kräftigste von den Oberen Remagener Böden ist und der Boden Sinzig 1 den kräftigsten unter den Sinziger Böden stellt.

Die besten Vergleichsmöglichkeiten zum Schwalbenberg-Profil finden sich wiederum in den Kurven der grönländischen Eiskerne und solchen aus Tiefseebohrungen. Abb. 9 und 10 zeigen den Vergleich der Schwalbenberg-Bodenfolge (Remagener und Sinziger Böden) mit dem GRIP-Summit-Eiskern (DANSGAARD et al. 1993), Abb. 9 zusätzlich den mit der Tiefseesedimentkurve DSDP-609 aus dem Nordatlantik (BOND et al. 1993) und der Tiefseesedimentkurve KET 8004 aus dem Tyrrhenischen Meer (PATERNE et al. 1986). Aufschlussreich ist auch der C_{org}-Gehalt des Schwalbenberg-Profils in Abb. 7.

Der Vergleich zeigt folgende Gemeinsamkeiten: MIS 4 ist überall als breite Kaltphase entwickelt. Es folgen bis zur MIS 2-Kaltphase des Oberwürms drei Warmphasen-Gruppen (Interstadial-Gruppen) getrennt durch etwas tiefere, aber kurze kalte Einschnitte. Sie sind in Abb. 9 als MIS 3e, 3c und 3a bezeichnet. Die Interstadial-Gruppe 3e, die der Unteren Remagener Böden, umfasst zwei Wärmegipfel, R1-2 der Rhein-Lössfolge, IS 17-14 in Summit, ein kleinerer und größerer Gipfel in DSDP-609 und 3.37 und 3.35 in KET 8004. Hierbei ist jeweils der zweite Gipfel der kräftiger ausgeprägte. Nach kurzem Kälterückschlag folgen im MIS 3c drei Wärmegipfel: Obere Remagener Böden R 3-5, IS 12-10 in Summit und DSDP-609, 3.33-3.31-3.13 in KET 8004. Von ihnen ist in den meisten Kurven der erste der kräftigste; in KET 8004 konkurrieren die ersten beiden um die Vorherrschaft. Der dritte ist der schwächste. Es folgt ein sehr ausgeprägter Kälteeinschnitt, gefolgt von einer Dreier- bis Vierergruppe von Warmgipfeln in MIS 3a: Sinziger Böden S 1-3, IS 8-5, 3.1-3.03-3.01. Bei allen ist der älteste Gipfel der weitaus stärkste. Die folgenden jüngeren Peaks werden immer schwächer. Das ist wohl auch der Grund, weshalb sich die letzten beiden wechselnd als zwei oder nur als ein Gipfel abbilden.

Die hier vorgetragenen Korrelationen sind kein Einzelfall. Nahezu alle Kerne, die das Mittelwürm durchfahren, lassen diese genannten Merkmale erkennen. Ein Vergleich des Mittelwürms vom Schwalbenberg mit den grönländischen Bohrkernen Dye 3 und Camp Century ist in W. SCHIRMER (1995a: 531) vorgeführt. Ähnlich guten Vergleich lässt eine Staubdichtekurve aus dem grönländischen Eiskern Dye 3 (HAMMER et al. 1985) zu. Der antarktische Vostok-Eiskern (JOUZEL et al. 1987) lässt zumindest die Dreiteilung des Mittelwürms 2-4: warme Remagen-Gruppe - kaltes Kripp - warme Sinzig-Gruppe erkennen.

Solche bis in kleinste Einzelheiten gehende Gemeinsamkeit wohlfestgelegter Klimaschwankungen sollte alle Zweifel an der Gültigkeit der Korrelation beiseite räumen. Prähistorische, Radiokarbon- und TL-Alter unterstützen diese Korrelation der Klima-Verhaltensmuster aufs Beste: Vom Oberteil der Sinziger Böden aus nächster Umgebung stammt ein Artefaktinventar, das typologisch dem Übergang Mittel- bis Jungpaläolithikum zugeschrieben wird. Aus dem Artefakthorizont stammen ^{14}C-Daten von Mollusken mit Altern von 27.890 ± 440 (Pta-2722) und 28.080 ± 530 (Pta-2721) (APP et al. 1987: 100). Eine TL-Datenserie aus 44 Proben über die Remagener und Sinziger Böden hinweg verteilt ergab Werte zwischen grob 50.000 und 30.000 a (Altersbestimmung M. FRECHEN)[18]; dabei ist bekannt, dass TL-Alter ins tiefere Würm hinein sich zunehmend als etwas zu jung erweisen.

In Mitteleuropa gibt es keine Mittelwürm-Folge, die eine ähnlich starke Differenzierung wie diejenige des Schwalbenbergs aufweist. Die nächste beste Vergleichsmöglichkeit bietet das Pollenprofil von der Grande Pile in den Vogesen (WOILLARD & MOOK 1982, DE BEAULIEU & REILLE 1992), das in Abb. 7 mit dem Schwalbenberg-Profil korreliert ist.

3.3 Oberwürm - Löss mit Lücken

Der Oberwürmlöss des Rhein-Maas-Gebietes zeigt eine auffallende Zweiteilung (Abb. 3). Der

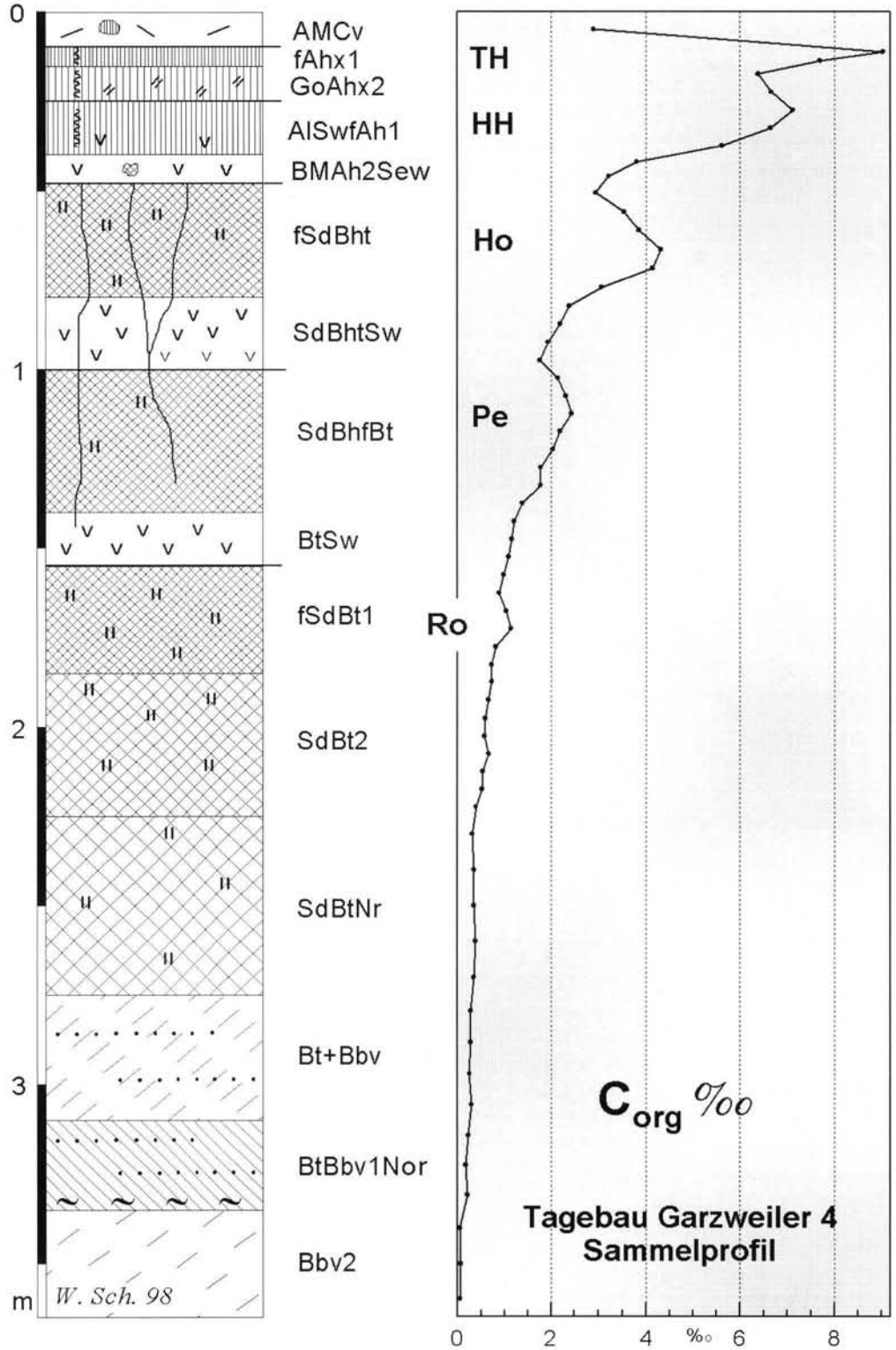


Abb. 6: Sammelprofil Garzweiler 4 samt C_{org}-Gehalt. Legende siehe Abb. 4.

Fig. 6: Compiled section Garzweiler 4 with C_{org} content. Legend see Fig. 4.

untere Teil, der Hesbaye-Löss, ist häufig feingeschichtet (niveo-äolischer Löss der belgischen Kollegen[19]) und durch kräftige Nassböden (Erbenheimer Böden 1-3) gegliedert. In seinem obersten Teil stellt die Eltviller Tephra als einige mm dickes, schwarzes Band den besten Leithorizont im letztglazialen Löss des Rhein-Maasgebietes dar (vgl. MEIJS et al. 1983). Örtlich unterschiedlich, von noch zeitlich *vor* bis zeitlich *nach* der Ablagerung dieser Tephra, setzt eine weiträumige flächenhafte und lineare Erosion ein, die durch die Eben-Diskordanz an der Basis der Kesselt-Lage sichtbar wird (W. SCHIRMER 2000b). Diese Erosion arbeitet große Teile älteren Lösses auf, lagert dabei viel entkalktes Löss- und Bodenmaterial einschließlich Sand und Geröll um (Kesselt-Lage). In dieser Zeit der Umlagerung setzt die Lösseinwehung aus, erkennbar an fehlendem Kalkgehalt in Bereichen umgelagerter entkalkter älterer Lösse.

Auf diesen längeren Stillstand setzt die Lösseinwehung erneut ein und leitet damit die letzte große Lösssedimentationsphase im Würm ein, die den frischen, hellen, sehr homogenen obersten Löss als ziemlich gleichmäßige äolische Decke absetzt, den Decklöss im Sinne WUNSTORF (1913: 319) oder Brabant-Löss im Sinne GULLENTOPS (1954).

Dieser Brabant-Löss wird durch zwei kräftigere Bodenbildungsphasen unterbrochen (Abb. 3). Die erste setzt kurz nach Ablagerung der ersten Dezimeter Lösses ein. Auf einen sehr schwach humosen Nassboden (Belmener Boden) folgt ein kräftig humoser Boden vom Pararendzina-Typ (Elfgener Boden), der lokal mehr oder weniger vernässt ist. Da der hellgraue Belmener und der humosbraune Elfgener Boden vielerorts innig solifluktiv mit der liegenden gelb- bis rötlichorange getönten Kesselt-Lage vermengt sind, stellen sie einen auffallenden Leithorizont in vielen Aufschlusswänden des Rhein-Maas-Gebietes dar. Daher habe ich diesen Leithorizont von der Basis der Kesselt-Lage bis zur höchsten Vernässung in oder knapp über dem Elfgener Boden mit einem sämtliche Einzelglieder zusammenfassenden Namen belegt, die Eben-Zone (W. SCHIRMER 2000b). Sie umgreift die Grenze der beiden großen Lösseinheiten des Oberwürms, des Hesbaye- und Brabant-Lösses[20].

Einzelglieder dieser Abfolge werden auch in Abb. 5 im Aufschluss Garzweiler 4 sichtbar (W. SCHIRMER 1999b). Dort folgt über dem Rocourt-Solkomplex tieferer Ahrgau-Löss (wm1), der vor allem - und das ist typisch für ihn - aus mächtiger Lössfließerde besteht, die das liegende Bodenmaterial mit aufgearbeitet hat. Sie enthält zwei Nassböden, die noch nicht im Schema der Abb. 3 verzeichnet sind, da ihr Auftreten noch nicht als regelhaft erwiesen ist. Die Folge wird wiederum durch die im Niederrhein-Maas-Gebiet weit und flächenhaft verbreitete Eben-Diskordanz geschnitten, deren Aufarbeitungsergebnis die Kesselt-Lage verkörpert. Basal mit kleinen Frostspalten und kleinen Geröllen enthält die Kesselt-Lage ansonsten viel umgelagertes Bodenmaterial und Fetzen der Eltviller Tephra. Darüber folgt der charakteristisch geschwänzte hellgraue Belmener und ebenfalls geschwänzte, dunkelgraue, humose Elfgener Boden (in Abb. 5 als ein gemeinsamer Boden dargestellt). Mit diesen beiden Böden beginnt der Brabant-Löss des höheren Oberwürms (wo 2). Kesselt-Lage, Belmener und Elfgener Boden bilden gemeinsam die Eben-Zone.

Im höheren Brabant-Löss tritt des Weiteren ein brauner Boden auf, der Leonard-Boden. Er ist manchmal zweigeteilt und inmitten, wie auch in seinem Liegenden und Hangenden von Nassböden begleitet. Es ist ein Kalkbraunerde-Typ, wie er sonst so zahlreich im Mittelwürm auftritt. Er ist an Tagebauwänden oft kilometerweit erschlossen, allerdings gelegentlich durch den Durchgriff der heutigen Parabraunerde der Oberfläche nach unten maskiert. Über dem Leonard-Boden folgt noch ein kräftiger Nassboden (Gustorfer Boden), der besonders durch Füllungen tiefreichender Eiskeile, die die Oberflächenbodenbildung nicht überdeckt hat, hervortritt[21].

Während im Niederrhein-Maas-Gebiet der Brabant-Löss als Decklöss oberflächlich am häufigsten - jedoch nicht allerorts - ausgebildet ist, ist durch die Erosionstätigkeit an der Eben-Diskordanz der Hesbaye-Löss nur in Schutzpositionen des Reliefs, also in Hohlformen oder in Leeposition erhalten. Auf das Konto der Eben-Diskordanz und auch älterer Abtragungs-Diskordanzen geht auch die starke Dezimierung des Ahrgau- und Rheingau-Lösses im Niederrhein-Maas-Gebiet, die mancherorts unter dem Brabant-Löss nicht erhalten sind.

Einstufung: Die Eltviller Tephra ist die beste Leitlage im Profil. Ihre ^{14}C- und TL-Datierung hat nach FRECHEN & PREUSSER (1996) die erhebliche Datenspannweite zwischen 31 und 16 ka v. h. ergeben, mit Schwerpunkt um 20 ka. Die Tephra liegt knapp unter bis im Bereich der Kesselt-Lage. Nach sedimentologischen Überlegungen sollte das Letztglaziale Maximum (LGM) im oberen Hesbaye-Löss, in der Kesselt-Lage, liegen. Die Kesselt-Lage ist eine großregionale Permafrostauftaulage und sollte Auslöser für das letzte und weiteste Auseinandergleiten der oberwürmzeitlichen Eiskalotte gewesen sein (W. SCHIRMER 2000b).

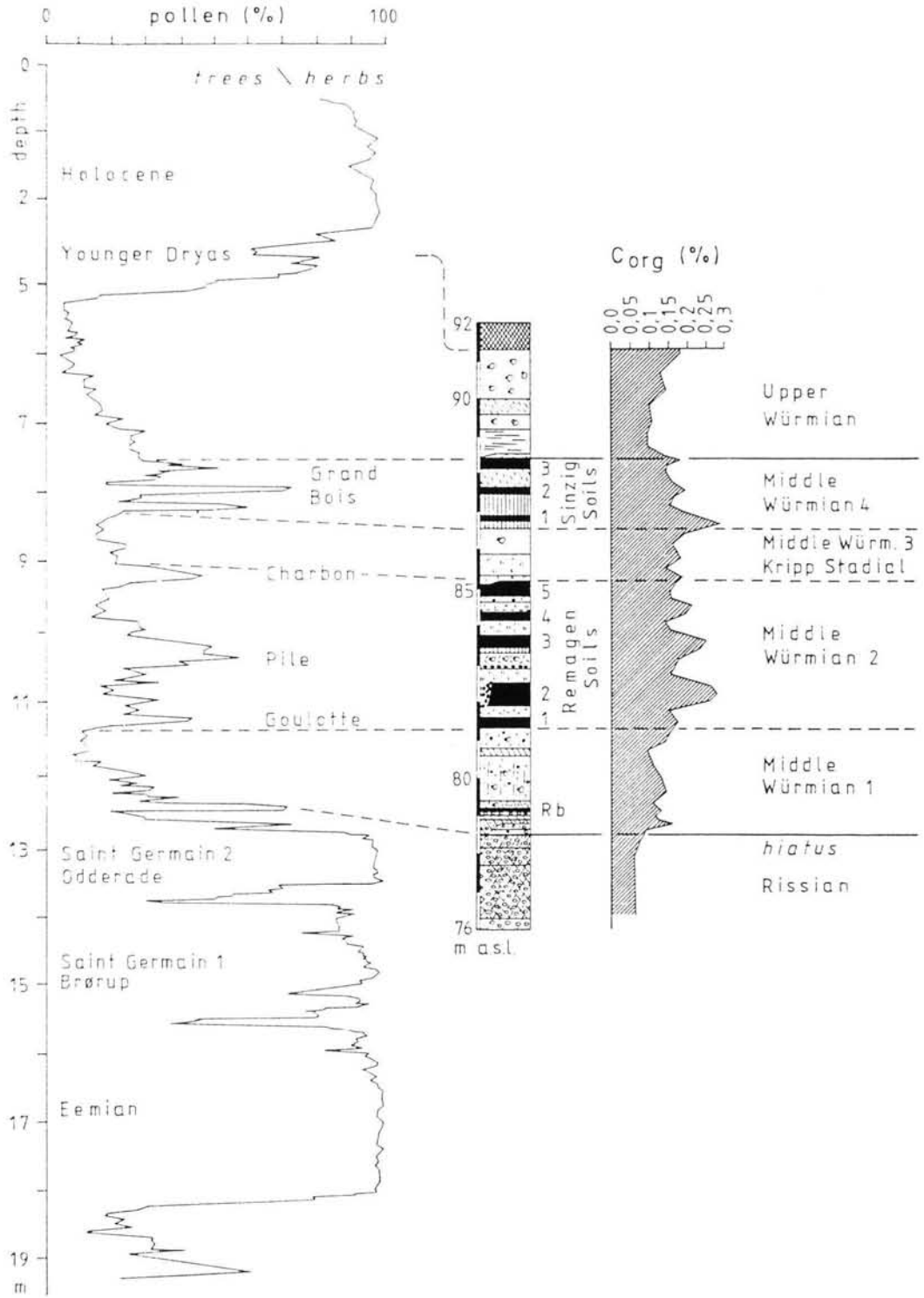


Abb. 7: Grande Pile-Profil: Baum- und Strauchpollen gegen Kräuterpollen nach WOILLARD & MOOK (1982: 159) verglichen mit dem Schwalbenberg-Profil (aus W. SCHIRMER 1995c: 513; wenig ergänzt)

Fig 7: Grande Pile section: total tree + shrub pollen versus herb pollen from WOILLARD & MOOK (1982: 159), correlated with the Schwalbenberg section (after W. SCHIRMER 1995c: 513; slightly modified)

Wenig später setzt die Warmphase des Elfgener Bodens ein[22]. Sie dürfte den Eisrückzug eingeleitet haben. Das Zusammenbrechen des Permafrostbodens sollte es auch sein, das in den Talböden den Umbruch von der Maxiwürm-Terrasse zur Schönbrunner Terrasse verursacht hat. Abtrag an der Eben-Diskordanz unter Lieferung großer Siltmengen, folgende Erwärmung zur Zeit des Belmener und Elfgener Bodens sollten Konzentration des hochkaltzeitlichen Breitbettflusses zum schmalen Mäandrieren und Eintiefen angeregt haben und einen Flusstyp mit Auendynamik mit reicher Siltversorgung geschaffen haben, wie er in der Schönbrunner Terrasse verwirklicht ist. Zur Zeit des folgenden Brabant-Lösses mit erneut einsetzenden Permafrost-Bedingungen griffen dann die Flüsse in der Schönbrunn-Phase als Breitbettflüsse über fast das ganze Tal wieder aus, von der Maxiwürmterrasse allerdings durch eine deutliche Terrassenkante abgesetzt (W. SCHIRMER, zuletzt 1995d).

Spätwürm

Mit dem Spätwürm ist die wesentliche Lössbildung abgeschlossen, denn es setzt wieder Bodenbildung ein, die spätwürmzeitliche Bodenbildung, die schließlich in ebener Lage den ersten Ansatz der heutigen holozänen Bodenbildung darstellt. Im Norden des Lössgebietes schaltet sich seit dem höheren Oberwürm mehr und mehr Flugsand in den Löss ein, der dann in den kühleren Phasen des Spätwürms dominiert und spätwürmzeitliche Bodenbildungsphasen konserviert, wie den Usselo-Horizont. Im Mittelrheingebiet, im Bereich der Verbreitung der spätallerødzeitlichen Laacher See-Tephra (ca. 13.000 Dendrojahre vor heute oder 11.000 Radiokarbonjahre BP) hat sich im Schutze der Tephra die Bodenbildung des Spätglazials erhalten, der Mendiger Boden[23]. Wie Untersuchungen in Miesenheim-Auf der Holl" zeigen (U. SCHIRMER 1995, 1996 und W. SCHIRMER 1996) setzt die Bildung des Mendiger Bodens, die zu einer Pararendzina auf dem Brabant-Löss führt, mit dem Meiendorf-Interstadial ein, setzt sich im Bølling fort und wird im späten Allerød durch die Laacher See-Eruption abgebrochen und konserviert.

4 Folgerungen

4.1 Der oben durchgeführte regionale Vergleich des rheinischen Eem-Unterwürms baut auf der Orientierung am basalen Eem-Alter und der relativen klimatischen Wertigkeit der einzelnen Horizonte auf, dem Wärmephasen-Schema: eine sehr kräftige - zwei kräftige - eine Gruppe schwacher, aber scharf abgegrenzter Wärmephasen. Darüber hinaus stützt er sich auf Sedimentationsraten und Diskordanzen. ^{14}C-Datierung ist in diesem Bereich nicht mehr zuverlässig, da sie die äußerste Grenze ihrer Auswertungsfähigkeit erreicht oder überschreitet. TL-Datierung erscheint für Feinstratigraphie im Unterwürm auch zu grob und kann an Bohrungen meist nicht angewandt werden. Die mit dem Warmphasen-Schema durchgeführte Korrelation ist ein Versuch, der allerdings bestechende Übereinstimmung aufzeigt. Erweist sie sich als richtig, dann löst sie wesentliche Zuordnungsprobleme mitteleuropäischer Quartärstratigraphie.

Einmal bot sie eine Lösung für den lange geäußerten Widerspruch zweier biostratigraphischer Interstadiale (Brørup/Odderade) gegenüber drei Humuszonen im Rheingau und im östlichen Mitteleuropa an. Zum andern wirft sie neues Licht auf die Frage der Stellung der Interstadiale Oerel und Glinde, die infolge ihrer ^{14}C-Alter einerseits im Mittelwürm 2 angesiedelt wurden, andererseits aber im Liegenden die mächtige Kaltphase des Mittelwürms 1 (MWG 1) nicht erkennen lassen (vgl. die Würmklimakurve Abb. 1 von BEHRE & LADE und Abb. 8 des vorliegenden Textes). Zum dritten bekräftigt sie die nicht unumstrittene Meinung Vieler[24], dass die St.-Germain-Warmzeiten der Grande Pile das südwestmitteleuropäische Äquivalent zu Brørup und Odderade im nördlichen Mitteleuropa darstellen. Das Warmphasen-Schema zeigt eine so typische stets wiederkehrende Bodenfolge, dass kein Platz zwischen Eem und Brørup zum Einbau zweier weiterer zu suchender und nicht auffindbarer St.-Germain-Warmzeiten bleibt.

4.2 Die Lokalität Garzweiler 4 eröffnet, dass die Parabraunerde des letztinterglazialen Bodens, wie sie uns im Normalfall im Gelände begegnet, eigentlich aus drei ineinander projizierten, eigenständigen Parabraunerden, bzw. deren Bt-Horizonten, besteht (Rocourt-, Pescher und Holzer Boden). Sie beherbergt also zeitlich Bodenbildungsergebnisse des Eem-Interglazials wie auch großenteils des Unterwürms. Oder anders betrachtet: Im Bereich dieses Bodens verharrte die Landschaftsoberfläche über den Zeitraum des Eems und auch des Unterwürms in annähernd demselben Niveau. Nach unseren heutigen Vorstellungen ist das etwa die Zeit von 127.000-74.000 a vor heute, also rund 50.000 Jahre. Man könnte dieser Zeit noch den folgenden Abschnitt

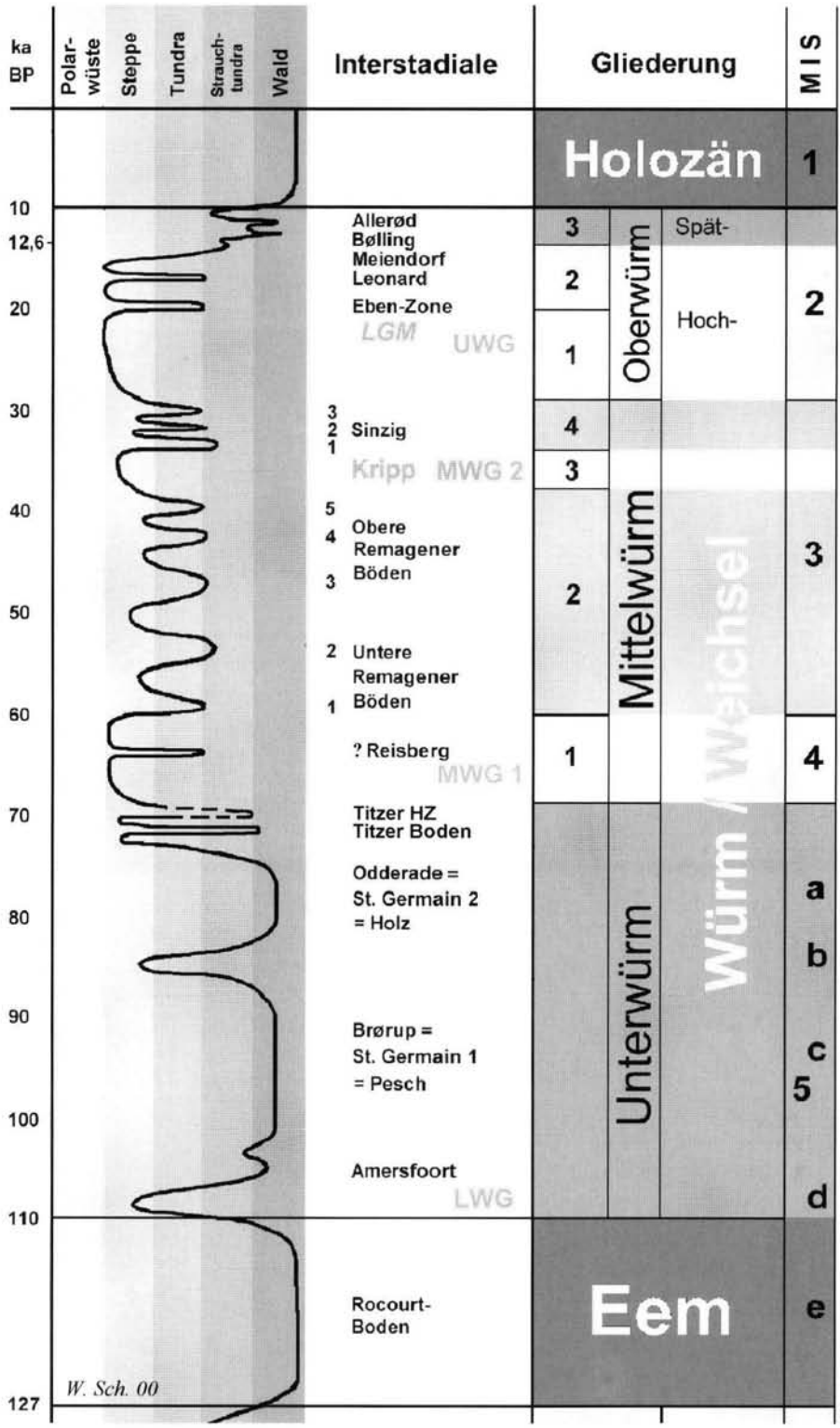


Abb. 8: Klimakurve der Letzten Eiszeit

Fig. 8: Climate curve of the Last Glacial

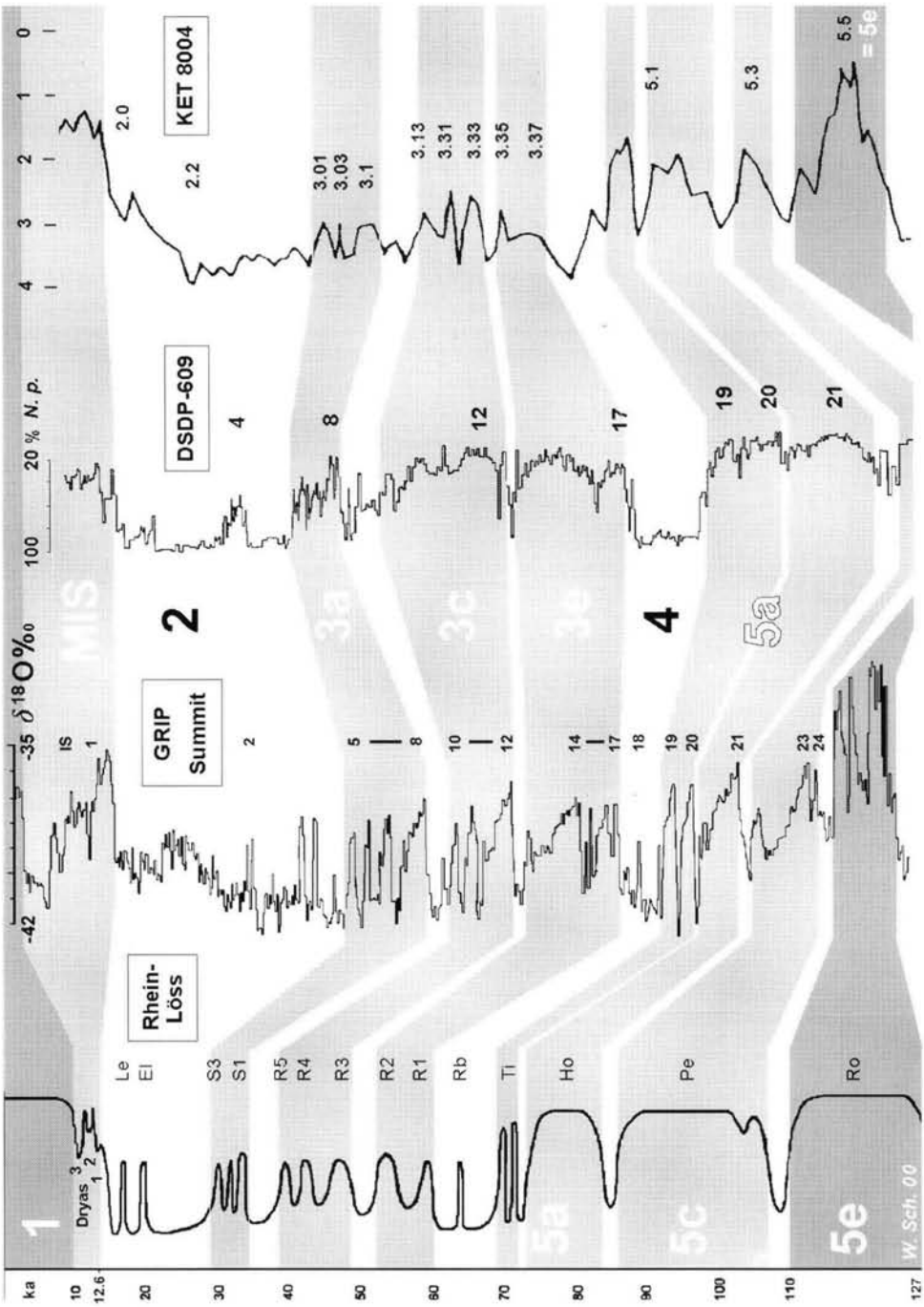


Abb. 9: Vergleich der oberpleistozänen Rhein-Löss-Bodenfolge mit dem Summit-Eiskern, dem nordatlantischen Tiefseesedimentkern DSDP-609 (BOND et al. 1993) und dem tyrrhenischen Tiefseesedimentkern KET 8004 (PATERNE et al. 1986). DSDP-609 zeigt die Häufigkeit der planktonischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma*, KET 8004 zeigt die ∂^{18}O-Kurve von Schalen der *Globigerina bulloïdes*. Abkürzungen sind in Abb. 3 erläutert.

Fig. 9: Correlation of the Rhein loess-soil sequence, the Summit ice core, the North Atlantic deep-sea sediment core DSDP-609 (BOND et al. 1993) and the deep-sea sediment core of KET 8004 in the Tyrrhenian Sea (PATERNE et al. 1986). DSDP-609 shows the abundance of the planktic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma*, KET 8004 the ∂^{18}O record of *Globigerina bulloïdes*. For abbreviations see Fig. 3.

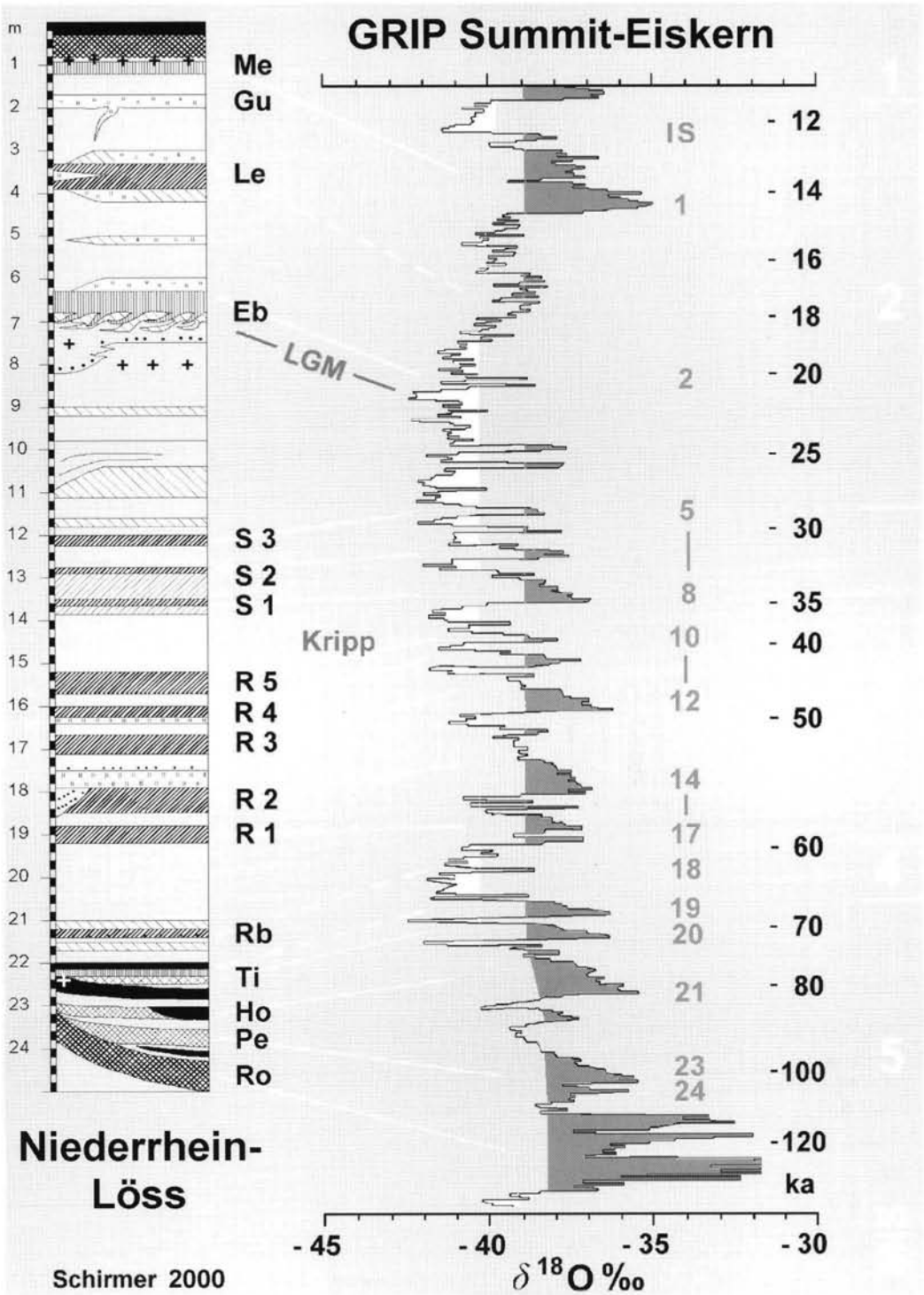


Abb. 10: Vergleich der oberpleistozänen Rheinlöss-Folge mit dem grönländischen Summit-Eiskern (DANSGAARD et al. 1993).

Fig. 10: Correlation of the Late Pleistocene Rhein loess record with the Greenland Summit ice core (DANSGAARD et al. 1993).

der Holzer Humuszone, des Titzer Bodens und der Titzer Humuszone hinzufügen, in dem sich abgesehen von ein paar Dezimetern Aufhöhung und geringer örtlicher Erosion keine wesentliche Landschaftsveränderung zutrug. Dann betrüge die Zeit landschaftlicher Stabilität von 127.000 bis 67.000 a v. h., also rund 60.000 Jahre. Knapp noch einmal so lange währt dann die folgende Letzte Kaltzeit - einschließlich deren Interstadiale –, in der die Landschaft mehrere Male wesentlich umgestaltet wurde.

Der Rocourt-Solkomplex ist also Ausdruck einer rund 60.000 Jahre langen stabilen Periode. Vom landschaftsgeschichtlichen Standpunkt her würde man dem Erdgeschehen gerechter werden, fasste man den gesamten Rocourt-Solkomplex, entsprechend dem MIS 5, als Interglazialkomplex auf[25].

Natürlich gab es in den kurzen, sehr kalten Lücken nach dem interglazialen Höhepunkt, dem Eem, wie auch nach dem Brørup, dem Odderade und dem Titzer Boden, vorübergehend kaltzeitliche Bedingungen (Breviglaziale). Während derer gab es örtlich eine gewisse Sedimentation, geringe Lösseinwehung, aber auch geringen Abtrag. Letzterer äußert sich unter anderem darin, dass die Einzelglieder des Rocourt-Solkomplexes meist bis in den Bt-Horizont hinein durch Abtragung erniedrigt sind. So kann man den Standpunkt vertreten, mit dem Ende des Rocourt-Bodens, Ende des Eems, setzt die neue Kaltzeit, wenn auch nur als Kurzbesuch, ein, im Alpenvorland vermutlich mit kurzem kräftigem Gletschervorstoß (WELTEN 1981: 190, FRENZEL 1991: 398, ELLWANGER 1995: 508), desgleichen vielleicht auch in Skandinavien (MANGERUD 1991: 314). In Abb. 8 ist er mit LWG, Lower Würmian/Weichselian Glaciation, bezeichnet. Nach WELTEN (1981: 200) war es palynologisch der kälteste Abschnitt im Unterwürm. Die folgenden Warmphasen (Brørup, Odderade) haben wohl interglazialähnliche Verhältnisse erreicht (daher St.-Germain-Interglaziale bei WOILLARD 1978: 15), bleiben aber bei starkem Vegetationsgefälle nach Norden hin (GRÜGER 1979: 32) doch knapp unter unserem heutigen Klima - blieben also per definitionem Interstadiale. Vom Definitionsbegriff her beginnt somit die letzte Kaltzeit mit dem Eem-Ende, dem Herning-Stadial (s. Anm. 15). Von der Landschaftsgeschichte her betrachtet, beginnt sie erst mit dem Ende des gesamten Rocourt-Solkomplexes, rund 45.000 Jahre später.

Im Falle des Prä-Eems werden alle Warmzeit-Komplexe, deren Einzel-Warmphasen durch Breviglaziale getrennt sind, zu Interglazialkomplexen zusammengefasst - so auch bezüglich der Bodenkomplexe, deren Einzel-Bt-Horizonte durch kurze breviglaziale Lössphasen unterbrochen sind. Der Rocourt-Solkomplex wäre also der einzige Warmphasenkomplex, dessen Einzelglieder auf ein Interglazial (Eem) und das folgende Frühglazial (Unterwürm) aufgeteilt werden.

4.3 Die Lokalität Schwalbenberg ist ob ihres wohlgespreizten Mittelwürms faszinierend, aber stellt reiche Aufgaben: Die meisten Mittelwürmlokalitäten zeigen anstatt der acht Remagener und Sinziger Böden nur einen, zwei oder drei Böden (siehe Kap. 1). Hier ist zu entscheiden, welcher dieser Einzelböden mit welchem des Schwalbenbergs korreliert werden kann. Ist die Minderzahl andernorts durch Abtragungsdiskordanzen verursacht und wo liegen die Diskordanzen dann stratigraphisch? Oder sind mehrere Böden mangels Sedimentation zu einem kondensiert? Diese offene Frage ist der Grund, weshalb die Schwalbenberg-Bodenfolge nicht mit Begriffen wie Lohner Boden (SCHÖNHALS et al. 1964) oder Böckinger Boden (BIBUS 1989: 8) in Zusammenhang gebracht werden kann. Als Lösungsansätze bieten sich an: Individualcharakteristik einzelner Böden; Nutzung dieses optimalen Bereiches der TL-Datierung; Suche nach dem paläomagnetischen Laschamp-Event als Leithorizont.

4.4 Das höhere Mittelwürm, eingebettet in die Kaltphasen der Mittelwürm 1-Vergletscherung (MWG 1) und Oberwürm-Vergletscherung (UWG), hatte durch seinen wohlbekannten wärmeren Gesamtcharakter, aber vage stratigraphische Festlegung der bisher gefundenen Einzel-Warmschwankungen, eine rege Diskussion ausgelöst. Die Torfinterstadiale Moershoofd, Hengelo und Denekamp sind als räumlich isolierte Vorkommen definiert. Es gibt kein Profil, in dem sie in echtem Übereinander auftreten. Ihre stratigraphische Altersanordnung beruht auf ihren ^{14}C-Altern.

Zusätzlich betont VANDENBERGHE (1985: 33, 35), dass Torfe nicht zwangsläufig interstadial sein müssen, sie vielmehr an feuchte geomorphologische Positionen, auch kalter Klimate, gebunden sind. Auch BEHRE (1989: 41) weist darauf hin, dass während der milden Phase im höheren Mittelwürm edaphisch bedingt hier und dort einmal Humus oder Torf gebildet werden konnte und dass man andererseits versucht, ^{14}C-datierte Mittelwürm-Bildungen allein auf Grund ihrer Radiokohlenstoff-Alter den niederländischen Interstadialen zuzuordnen, dass schließlich im Mittel-

würm Europas ausgeprägte Erwärmungs-Phasen fehlen, die sich über weitere Strecken korrelieren ließen.

Die Rheinlöss-Folge zeigt dagegen sehr deutlich ein klares stratigraphisches Übereinander all dieser Wärmeschwankungen, sowohl der des Unterwürms, des Mittelwürms als auch des Oberwürms als auch aller dreier Gruppen untereinander. Nicht einer der in Abb. 3 dargestellten Böden stammt aus isoliertem Kontext oder ist aus irgendwelchen Überlegungen in seine gegebene stratigraphische Position eingeschoben worden. Sie alle treten in zweifelsfreiem Übereinander auf - wohl nirgends alle in einem gemeinsamen Profil, aber stets als große Ausschnitte, die ausreichende Überlappung zum nächsten Ausschnitt gewährleisten. Und noch etwas bietet die Rheinlöss-Folge: Sie zeigt deutlich, dass im höheren Mittelwürm wohldefinierte und markante Wärmeschwankungen vorliegen, die zeigen, dass sich terrestrische, marine und glaziäre Profile sehr wohl verbinden lassen und dass Klimaschwankungen über weite Räume bis in Feinheiten gleichartig abgebildet werden konnten.

4.5 Das letzte Glazial zeigt zwei klare lössreiche Höhepunkte: die Zeit der Mittelwürm-Vergletscherung 1 (MWG 1) im wm 1 entsprechend dem MIS 4, und die Zeit der Oberwürm-Vergletscherung (UWG) im wo 1/2 entsprechend dem MIS 2. Die MWG 1 war allgemein feuchter, die UWG trockener. Beide Abschnitte zeigen im Niederrhein-Maas-Raum die mächtigsten Lössablagerungen. Dennoch haben beide Höhepunkte auch ausgeprägte lössfreie Phasen und Bodenbildung, das heißt Vegetationsvermehrung: Reisberg-Boden im wm 1, Eben-Zone und Leonard-Boden im wo 2[26]. Selbst innerhalb dieser beiden Hochglazialphasen waren also die Kältehöhepunkte, von wärmeren Phasen unterbrochen auf einzelne kürzere Zeitabschnitte eingeengt.

4.6 In Abb. 8 ist die Rheinlöss-Folge der Letzten Eiszeit in eine Klimakurve umgeformt. Sie fußt auf lithologischen und pedologischen Klimaindikatoren und solchen der Flora und Fauna. Betrachtet man das Verhältnis Lössablagerung zu Bodenbildung in der Zeit, so stellt man fest, dass den Bodenbildungsphasen im rheinischen Löss mehr Zeit zukommt als den Lösssedimentationsphasen. In jedem Falle erhält die Letzte Eiszeit durch die hier vorgetragene Vermehrung der Böden mehr Vegetationszeit als bisher angenommen. Die Rheinlöss-Folge bereichert die Lössstratigraphie des Letzten Glazials nicht nur um einige stratigraphisch verwendbare Glieder, sie hat auch die Letzte Eiszeit im Gesamthaushalt etwas wärmer gemacht.

5 Dank

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft gebührt Dank für finanzielle Unterstützung dieses Projektes. Den Herren Kollegen JÜRGEN EHLERS und ARMIN SKOWRONEK danke ich sehr herzlich für kritische Anregungen zum Manuskript.

6 Anmerkungen

1) Dieser Text ist eine erweiterte Fassung eines Vortrags anlässlich der DEUQUA-Tagung in Hannover im September 1998 (W. SCHIRMER 1998). Er wurde 1998 erstellt in der Annahme, dass er 1999 gedruckt würde. Daher ist in den später geschriebenen, aber früher erschienenen Arbeiten (W. SCHIRMER 1999a, b, c) auf ihn als Quelltext verwiesen worden.

2) Zur Lage der namengebenden Lokalitäten siehe Abb. 2a.

3) Der vorliegende Text stellt eine Übersicht über die Ergebnisse der Oberpleistozän-Gliederung am Unteren Mittelrhein und im Niederrhein-Maas-Gebiet dar. Berichte zum Eem/Unterwürm sind in W. SCHIRMER (1999a, b), zum Mittelwürm in W. SCHIRMER (1990, 1991) und SCHIERMEYER (2000), zum Oberwürm in HENZE (1998) und W. SCHIRMER (2000b) und zum Spätwürm in W. SCHIRMER (1996) ausgeführt. Ausführlichere Einzeldarstellungen sind in Vorbereitung.

4) z. B. GULLENTOPS (1954); hierin Angaben älterer Literatur.

5) Die Benennung dieser wie der Präwürm-Lösse (W. SCHIRMER 1999a) wird an anderer Stelle näher erläutert und charakterisiert.

6) In den früheren Arbeiten (W. SCHIRMER 1990, 1991: 73, 1992, 1995b: 541 und SCHIRMER & FELDMANN 1992) habe ich den Gefleckten Nassboden mit NS (Nassboden vom Pseudogleytyp bzw. Haftnässepseudogleytyp) und den Grauen Nassboden mit NG (Nassboden vom Gleytyp) bezeichnet.

7) Die Existenz diachroner Nassböden wurde mir im Januar 1998 bewusst.

8) Die Namen Homburger und Erbacher Boden (SCHÖNHALS et al. 1964) für den letztinterglazialen Boden in Hessen wurden 10 Jahre nach GULLENTOPS (1954) aufgestellt. Folgt man der Prioritätsregel, so gebührt dem Rocourt-Boden als Boden des Rhein-Maas-Raumes der Vorrang.

9) Alle im Text gegebenen Abkürzungen für Namen von Böden und Leitlagen sind in Abb. 3 eingetragen.

10) Die die Humuszonen trennende Verbraunung wurde erst jüngst in gespreizter Profilposition auf wenigen Metern Länge im Profil Tagebau Garzweiler 12 am Rande eines damaligen Bachbettes beobachtet. In allen anderen Profilen des Niederrhein-Maas-Gebietes lässt die den Rocourt-Solkomplex beschließende Humuszone

profilmorphologisch stets nur zwei humose Horizonte erkennen. Da sie in zeitlichem Zusammenhang zu den Mosbacher Humuszonen des Rheingaus stehen müssen, habe ich sie in den früheren Arbeiten (W. SCHIRMER 1999a, b, c, d, e) als Mosbacher Humuszone 1 und 2 bezeichnet. Nachdem sich aber über dem Rocourt-Bt eine eigene Humuszone fand, habe ich die Einzelglieder der den Rocourt-Solkomplex beschließenden Humuszone, da sie auf den Holzer Boden folgen, als Holzer Humuszonen (HH1 und 2) bezeichnet (W. SCHIRMER 2000a). Denn nahezu jeder Bt-Horizont der Rheinischen Lössfolge trägt eine Humuszone. So habe ich eine Humuszone jeweils mit dem Namen des darunter liegenden Bt-Horizontes unter dem Zusatz "Humuszone" belegt - über dem Erkelenzer Boden liegt also die Erkelenzer Humuszone - dies, um die Zugehörigkeit der Humuszone sogleich erkennen zu lassen und um die Namenvielfalt nicht unnötig zu vergrößern. So bin ich dann konsequenterweise auch mit den beiden Humuszonen über dem Holzer Boden verfahren. Nachdem diese beiden Humuszonen nun eine Trennung durch einen eigenen braunen Boden verrieten, gliedere ich das Humuszonen-Paket in Holzer Humuszone, Titzer Boden und Titzer Humuszone.

11) Und so verstand es auch die genannte Subkommission. Damals übersah man noch nicht, welches Verhältnis die Humuszonen zu den Interstadialen Brørup und Odderade haben.

12) BEHRE & VAN DER PLICHT (1992: 116) sehen die Radiokohlenstoff-Daten für das Glinde-Interstadial (51.000-48.000 a BP) und Oerel-Interstadial (58.000-54.000 a BP) als sicher an, währenddessen sie das Datum für die räumlich dicht darunter liegende Obergrenze Odderade (61.000 a BP) als zu jung betrachten. Mit derselben Argumentation wie für die Odderade-Obergrenze gegeben kann man sämtliche doch so dicht beieinander liegenden Daten als zu jung ansehen. Entscheidend ist meines Erachtens, dass der Beleg fehlt, dass zwischen der Obergrenze Odderade und Oerel die lange kalte Phase des terrestrischen Mittelwürms 1 (im Sinne W. SCHIRMER 1991, 1995) entsprechend dem MIS 4 im marinen Bereich vorhanden ist.

13) DE BEAULIEU & REILLE (1992: 433) sehen Ognon II, da es in ihrer Bohrung Grande Pile 20 fehlt und bei WOILLARD ein seltsames Pollenspektrum mit Mischung thermophiler und Steppenelemente hat, als umgelagertes Sediment an. Allerdings deutet WELTEN (1981: 200) die thermophilen Anteile als Fernflugspuren, wie sie in der Westschweiz in diesem Horizont häufig auftreten.

14) Die oben verwendete Bezeichnung der Frühwürm-Interstadiale orientiert sich an den Pollendiagrammen in Abb. 3-5 von WELTEN 1981, und denselben in Abb. 3a, b in WELTEN 1982. Im Text von 1981 verwendet WELTEN eine andere Nummerierung seiner Frühwürm-Interstadiale.

15) Benennung als Untere, Mittlere und Obere Mosbacher Humuszone durch SEMMEL (1995: 134).

16) Der erste Kälterückschlag, der auf das Eem folgt und Eem von Brørup trennt, wurde von ANDERSEN (1980: 53) als Herning-Stadial bezeichnet, von WOILLARD (1978: 16) als Melisey I, von FRENZEL (1991: 398) als Saulgau-Vereisung. Der Kälterückschlag zwischen Brørup und Odderade wird als Rederstall-Stadial (MENKE 1980: 45) bzw. Melisey II (WOILLARD 1978: 16) bezeichnet.

17) Die bisher vom Schwalbenberg veröffentlichten Ergebnisse stammen von einer ersten Bearbeitung des Schwalbenberg-Aufschlusses 1989. Da aus ihr die Bedeutung des Profils erst hervorging, habe ich den Aufschluss inzwischen noch einmal feinstratigraphisch beprobt und bearbeitet. Die Auswertung durch eine Arbeitsgruppe ist noch nicht ganz abgeschlossen.

18) Eine gemeinsame Publikation darüber ist in Vorbereitung.

19) vgl. GULLENTOPS (1954)

20) Die Eben-Zone und ihre Einzelglieder wurden besonders von belgischer und niederländischer Seite mit den verschiedensten Namen belegt, zum Beispiel enthalten sie die Begriffe Kesselt-Boden, Nagelbeek-Horizont, Horizont à langues. Eine historische Darstellung der Namen, aber auch der Verwechslungen und Missverständnisse, die um diese Begriffe entstanden, findet sich in W. SCHIRMER (2000b).

21) Das Oberwürm des südlichen Niederrheingebietes wurde auch in einer Dissertation von N. HENZE (1998) bearbeitet, das des nördlichen Niederrheingebietes und der Maas ist bei W. SCHIRMER (2000b) dargestellt.

22) Der Belmener Boden und der Elfgener Boden samt seinen begleitenden Nassböden entsprechen zusammen nach ihrer Ausbildung und konstanten Lage über der Eltviller Tephra dem Erbenheimer Boden 4 sensu SCHÖNHALS et al. (1964).

23) Der Mendiger Boden tritt nur im Mittelrheingebiet auf. Die Laacher See-Tephra ist in der Niederrheinischen Bucht nur schwermineralogisch auffindbar.

24) Zum Beispiel GRÜGER (1979: 33), WELTEN (1981), BEHRE (1989: 35).

25) In einem Vortrag kam der Einwurf, der Rocourt-Solkomplex könne nicht als "Interglazialkomplex" bezeichnet werden, da sich überwiegend Interstadiale daran beteiligen. Von seinem Wesen her nimmt der Rocourt-Solkomplex aber dieselbe Rolle ein wie die älteren echten Interglazialkomplexe, die tatsächlich aus mehreren definitionsgerechten Interglazialen bestehen. Interglazialkomplex bedeutet ja, dass sich daran auch andere Klimaabschnitte als Interglaziale beteiligen, vor allem auch Breviglaziale als kühlste Abschnitte solch eines Komplexes. Dem Einwand ausweichend könnte man „Warmphasenkomplex" sagen. Das aber würde zwischen dem Rocourt-Solkomplex als Warmphasenkomplex und den schrittweise älteren Bodenkomplexen, dem Erft-Solkomplex und Rur-Solkomplex als Interglazialkomplexe (W. SCHIRMER 1999a), einen Gegensatz aufbauen, der dem Unterschied zu diesen nicht gerecht wird.
Man sollte daher definieren: Ein Interglazialkomplex ist eine Komplex aus Warmphasen und Breviglazialen, an dem wenigstens ein Interglazial per definitionem beteiligt ist, und der als Ganzes, Interstadiale und Brevigla-

ziale mit einschließend, eine lange Zeit der Landschaftskonstanz verkörpert.

26) SCHELLMANN (1990: 66) ordnet im Regensburger Raum vier schwache braune Böden dem Oberwürm zu.

7 Literatur

ANDERSEN, S. T. (1980): Early and Late Weichselian chronology and birch assemblages in Denmark. - Boreas, **9**: 53-69; Oslo.

– VRIES, H. DE & ZAGWIJN, W. H. (1960): Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and The Netherlands. - Geologie en Mijnbouw, **39**: 38-42; s'Gravenhage.

APP, V., CAMPEN, J., DOMSEK, G. & HAHN, J. (1987): Eine altsteinzeitliche Fundstelle auf dem Schwalbenberg bei Remagen, Kreis Ahrweiler (Vorbericht). - Trierer Z. f. Gesch. u. Kunst. d. Trierer Landes- und Nachbargebiete, Beih. **9**: 85-102; Trier.

BAYER, J. (1927): Der Mensch im Eiszeitalter. - X + 452 S., 1 Farbtaf.; Leipzig, Wien (Deuticke).

BEAULIEU, J.-L. DE, MONJUVENT, G. & NICOUD, G. (1991): Chronology of the Würmian glaciation in the French Alps: a survey and new hypotheses. - Paläoklimaforschung, **1**: 435-448; Stuttgart.

– & REILLE, MM. (1992): The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France). A new pollen profile. - Quaternary Sc. Rev., **11**: 431-438; Oxford.

BEHRE, K.-E. (1989): Biostratigraphy of the Last Glacial Period in Europe. - Quaternary Sc. Rev., **8**: 25 - 44; Oxford.

– & Lade, U. (1986): Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. - Eiszeitalter und Gegenwart, **36**: 11-36, Taf. 1-2 als Beil.; Hannover.

– & PLICHT, J. VAN DER (1992): Towards an absolute chronology for the last glacial period in Europe: radiocarbon dates from Oerel, northern Germany. - Veget. Hist. Archaeobot., **1**: 111-117; Berlin.

BIBUS (1989), mit Beiträgen von W. RÄHLE und L. ZÖLLER: 8. Tagung des Arbeitskreises „Paläoböden" der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft vom 25. 5. - 27. 5. 1989 in Heilbronn. Programm und Exkursionsführer. - 31 S.; Tübingen (Geogr. Inst.).

Bock, W., MENKE, B., STREHL, E. & ZIEMUS, H. (1985): Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein. - Eiszeitalter und Gegenwart, **35**: 161-180; Hannover.

BOND, G., BROECKER, W., JOHNSEN, S., MCMANUS, J., LABEYRIE, L., JOUZEL, J. & BONANI, G. (1993): Correla tions between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. - Nature, **365**: 143-147; London.

BÜDEL, J. (1953): Die „periglazial"-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. - Erdkunde, **7**: 249-266; Bonn.

CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie. Stratotypen des Würm-Glazials (Berichte der SEQS 6). - Eiszeitalter und Gegenwart, **35**: 185-206; Hannover.

DANSGAARD, W., JOHNSON, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U., HVIDBERG, C. S., STEFFENSEN, J. P., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A. E., JOUZEL, J. & BOND, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. - Nature, **364**: 218-220; London.

– JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B. & LANGWAY, C. C. jr. (1971): Climatic record revealed by the Camp Century ice core. - In: TUREKIAN, K. K. [ed.]: The Late Cenozoic glacial ages: 37-56; New Haven, London (Yale Univ. Press).

ELLWANGER, D. (1995): Rhein foreland glacier. - In: SCHIRMER, W. [ed.]: Quaternary field trips in Central Europe, **1**: 506-511; München (Pfeil).

FELDMANN, L. (1996): Das Quartär im Harzvorland im Raum Schladen und Vienenburg nordöstlich von Goslar. - Exk.-Führer u. Veröff. GGW, **197**: 182-192; Clausthal-Zellerfeld.

FINK, J. (1960): Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. - Mitt. geol. Ges. Wien, **53**: 249-266, 3 Taf.; Wien.

– (1964): Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung. - Eiszeitalter und Gegenwart, **15**: 229-235; Öhringen/Württ.

– (1969): Le lœss en Autriche. - Bull. Ass. franç. étude Quaternaire, Supplement: La stratigraphie des lœss d'Europe: 17-21; Paris.

– (1979): Stand und Aufgaben der österreichischen Quartärforschung. - Innsbrucker geogr. Studien, **5**: 79-104; Innsbruck.

FRECHEN, M. & PREUSSER, F. (1996): Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des Lößprofils Mainz-Weisenau. - Frankfurter geowiss. Arb., D **20**: 53-66; Frankfurt a. M.

FRENZEL, B. (1991): Über einen frühen letzteiszeitlichen Vorstoß des Rheingletschers in das deutsche Alpenvorland. - Paläoklimaforschung, **1**: 377-400; Stuttgart.

GÖTZINGER, G. (1935): Zur Gliederung des Lößes. Leimen- und Humuszonen im Viertel unter dem Manhartsberge. - Verh. geol. Bundesanstalt, **1935** (8/9): 126-132; Wien.

GRIP (Greenland Ice-core Project) Members (1993): Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. - Nature, **364**: 203-207; London.

GRÜGER, E. (1979): Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän. - Eiszeitalter und Gegenwart, **29**: 23-34; Hannover.

– (1989): Palynostratigraphy of the last interglacial/glacial cycle in Germany. - Quaternary International, **3/4**: 69-79; Oxford.

GULLENTOPS, F. (1954): Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. - Mém. Inst. Geol. Univ. Louvain, **18**: 123-252; Louvain.

HAMMEN, T. VAN DER, MAARLEVELD, G. C., VOGEL, J. C. & ZAGWIJN, W. H. (1967): Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in The Netherlands. - Geologie en Mijnbouw, **46** (3): 79-95; 's Gravenhage.

HAMMER, C. U., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., NEFTEL, A., KRISTINS-DOTTIR, P. & JOHNSON, E. (1985): Continuous impurity analysis along the Dye 3 Deep Core. - Geophysical Monograph Series, **33**: 90-94; Washington D. C.

HENZE, N. (1998): Kennzeichnung des Oberwürmlösses in der Niederrheinischen Bucht. - Kölner Forum Geol. Paläont., **1**: 212 S.; Köln [erschienen 1999].

JOUZEL, J., LORIUS, C., PETIT, J. R., GENTHON, C., BARKOV, N. I., KOTLYAKOV, V. M. & PETROV, V. M. (1987): Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160.000 years). - Nature, **329**: 403-407; London.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1998): Datenlage und Modell einer Rhein-Linth-Vorlandvergletscherung zwischen Eem-Interglazial und Hochwürm. - In: IKINGER, A. [Hrsg.]: Festschrift Wolfgang Schirmer. Geschichte aus der Erde. - GeoArchaeoRhein, **2**: 121-137; Münster.

KRAYSS, E. (1988): Zur riß-würmzeitlichen Quartärgeologie im westlichen Rheingletschergebiet. - Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. **70**: 1-12; Berlin.

LUNDQVIST, J. (1974): Outlines of the Weichsel Glacial in Sweden. - Geologiska Föreningens i Stockholm Verhandlingar, **96**: 327-339; Stockholm.

MAKOWSKA, A. (1975): Die Früh-Würm-Kaltzeit in Nordpolen. - Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, **24**, Math.-naturwiss. Reihe, 3/4: 135-141; Greifswald.

MANGERUD, J. (1991): The Scandinvian ice sheet through the last interglacial/glacial cycle. - Paläoklimaforschung, **1**: 307-330; Stuttgart.

MARKS, L., PIOTROWSKI, J. A., STEPHAN, H.-J., FEDOROWICZ, S. & BUTRYM, J. (1995): Thermoluminescence indications of the Middle Weichselian (Vistulian) Glaciation in northwest Germany. - Meyniana, **47**: 69-82; Kiel.

MCMANUS, J. F., BOND, G. C., BROECKER, W. S., JOHNSEN, S., LABEYRIE, L. & HIGGINS, S. (1994): High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial. - Nature, **371**: 326-329; London.

MEIJS, E., MÜCHER, H., OUWERKERK, G., ROMEIN, A. & STOLTENBERG, H. (1983): Evidence of the presence of the Eltville Tuff layer in Dutch and Belgian Limbourg and the consequences for the loess stratigraphy. - Eiszeitalter und Gegenwart, **33**: 59-78, Fig. 7 als Falttaf.; Hannover.

MENKE, B. (1976): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins. - Eiszeitalter und Gegenwart, **27**: 53-68, Öhringen.

– (1980): Keller (nordwestlich von Schenefeld), Eem-Interglazial und Weichsel-Frühglazial. - In: STREMME, H. E. & MENKE, B. [Hrsg.]: Quartär-Exkursionen in Schleswig-Holstein: 35-49; Kiel (Geol. Landesamt Schleswig-Holstein).

MÜLLER-BECK, H. (1959): Bemerkungen zur Stratigraphie des mitteleuropäischen Jungpleistozäns. - Eiszeitalter und Gegenwart, **10**: 144-160; Öhringen/Württ.

PATERNE, M., GUICHARD, F., LABEYRIE, J., GILLOT, P. Y. & DUPLESSY, J. C. (1986): Tyrrhenian Sea tephrochronology of the oxygen isotope record for the past 60.000 years. - Marine Geology, **72**: 259-285; Amsterdam.

PETERSEN, K. S. (1984): Stratigraphical position of Weichselian tills in Denmark. - Striae, **20**: 75-78; Uppsala.

PISIAS, N. G., MARTINSON, D. G., MOORE, T. C. JR., SHACKLETON, N. J., PRELL, W., HAYS, J. & BODEN, G. (1984): High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. - Marine Geology, **56**: 119-136; Amsterdam.

SCHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. - Düsseldorfer geogr. Schr., **29**: 131 S.; Düsseldorf.

SCHIERMEYER, J. (2000): Würmzeitliche Lößmollusken aus der Eifel. - Inaug.-Diss. Univ. Düsseldorf: 125 S.; Düsseldorf. Veröffentlicht unter: http://www.-ulb.uni-duesseldorf.de/diss/mathnat/2000/-schiermeyer.html

SCHIRMER, U. (1995): Early Late Glacial pollen record of Miesenheim. - In: SCHIRMER, W. [ed.]: Quaternary field trips in Central Europe, **1**: 533-535; München (Pfeil).

– (1996): Pollen stratigraphy below the Pellenz tephra. - In: SCHIRMER, W., IKINGER, A., SCHIERMEYER, J., SCHIRMER, U. & WALDMANN, G. : Guide to the archives of the Laacher See eruptions: 15-17; Düsseldorf (Dept. Geol. HHUniversity).

– (1999): Pollenstratigraphische Gliederung des Spätglazials im Rheinland. - Eiszeitalter und Gegenwart, **49:** 132-143; Hannover.

SCHIRMER, W. (1990): Schwalbenberg südlich Remagen. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - deuqua-Führer, **1**: 105-108; Hannover (DEUQUA).

– (1991): Würmzeitliche Paläoböden am Mittelrhein. - 10. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft vom 30. 5. - 1. 6. 1991 in Bonn, Programm und Exkursionsführer: 70-83; Münster.

– (1992): Doppelbodenkomplexe in Erkelenz und Rheindahlen. - In: Arbeitskreis Paläopedologie [Hrsg.]: Bodenstratigraphie im Gebiet von Maas und Niederrhein: 86-94; Kiel (Dt. Bodenkdl. Ges.).

– (1995a): Mittelrhein Basin and lower Mittelrhein. - In: SCHIRMER, W. [ed.]: Quaternary field trips in Central Europe, **1**: 524-537; München (Pfeil).

– (1995b): Niederrhein Bay. - In: SCHIRMER, W. [ed.]: Quaternary field trips in Central Europe, **1**: 537-545; München (Pfeil).

– (1995c): The Oberrheingraben and its borders. - In: SCHIRMER, W. [ed.]: Quaternary field trips in Central Europe, **1**: 511-520; München (Pfeil).

– (1995d): Valley bottoms in the late Quaternary. - Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. **100**: 27-51; Berlin.

– (1996): Spätglaziale Böden unter Laacher See-Tephra. - In: Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein [Hrsg.]: Böden als Zeugen der Landschaftsentwicklung: 49-58; Kiel (L.-A. Natur u. Umwelt SH).

– (1998): Eine Klimakurve aus dem rheinischen Löß der letzten Kaltzeit. - In: FELDMANN, L., BENDA, L. & LOOK, E.-R. [Hrsg.]: DEUQUA Jubiläums-Hauptversammlung in Hannover, 13. bis 20. September 1998. Kurzfassungen der Vorträge und Poster: 51; [Hannover].

– (1999a): Kaltzeiten und Warmzeiten im Löß. - In: BECKER-HAUMANN, R. & FRECHEN, M. [Hrsg.]: Terrestrische Quartärgeologie: 81-100; Köln (Logabook).

– (1999b): Garzweiler 4 - eine Stecknadel im Heuhaufen der letzten Warmzeit und Eiszeit. - Archäologie im Rheinland, **1998**: 149-152; Köln.

- (1999c): Dune phases and soils in the European sand belt. - GeoArchaeoRhein, **3**: 11-42; Münster.
- (1999d): Climate and stratigraphy of the Last Glacial in the Rheinland. - In: Neanderthal Museum: Central and Eastern Europe from 50.000-30.000 B.P. International Whorkshop in the Neanderthal Museum, March 18-21, 1999. Abstracts: 16-17; Neanderthal-Museum.
- (1999e): O-stages 2-5 in the Rhein loess, ice cores and deap-sea cores. - Int. Union Quaternary Res., 15. Int. Congr. 3-11 Aug. 1999, Durban, South Africa. The environmental background to hominid evolution in Africa. Book of Abstracts: 158-159; Durban. — Ebenso: Quaternary Int., **63/64**: 129; 2000. [zugehörige Abb. wurden in beiden Drucken nicht dargestellt]
- (2000a): Rhein loess, ice cores and deep-sea cores during MIS 2-5. - Z. dt. geol. Ges., **151** (3): 309-332; Stuttgart.
- (2000b): Die Eben-Zone im Oberwürmlöss zwischen Maas und Rhein. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland. [in Druckvorbereitung]
- & FELDMANN, L. (1992): Das Lößprofil von Rheindahlen/Niederrhein. - In: Arbeitskreis Paläopedologie [Hrsg.]: Bodenstratigraphie im Gebiet von Maas und Niederrhein: 76-85; Kiel (Dt. Bodenkdl. Ges.).
- & STREIT, R. (1967): Die Deckschichten der niederrheinischen Hauptterrasse bei Erkelenz. - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **13**: 81-94; Köln.

SCHLÜCHTER, C. (1991): Fazies und Chronologie des letzteiszeitlichen Eisaufbaus im Alpenvorland der Schweiz. - Paläoklimaforschung, **1**: 401-407; Stuttgart.

SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. - Eiszeitalter und Gegenwart, **15**: 199-206; Öhringen.

SEIDENKRANTZ, M.-S. & KNUDSEN, K. L. (1997): Eemian climatic and hydrographical instability on a marine shelf in Northern Denmark. - Quaternary Research, **47**: 218-234; Washington.

SEMMEL, A. (1995): Die quartären Deckschichten im Dyckerhoff-Steinbruch am Kinzenberg westlich Wiesbaden-Erbenheim. - Geol. Jb. Hessen, **123**: 133-137; Wiesbaden.

- (1996): Paläoböden im Würmlöß, insbesondere im Altwürmlöß des Steinbruchs Mainz-Weisenau - Problemstellung und Übersicht über die Forschungsergebnisse. - Frankfurter geowiss. Arb., D **20**: 11-20; Frankfurt a. M.
- (1998a): Zur paläopedologischen Gliederung des älteren Würmlösses in Mitteleuropa. - Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **88**: 449-452; Oldenburg.
- (1998b): Lokalitäten von Stratotypen jungpleistozäner äolischer und solifluidaler Sedimente im Rhein-Main-Gebiet. - In: IKINGER, A. [Hrsg.]: Festschrift Wolfgang Schirmer. Geschichte aus der Erde. - GeoArchaeoRhein, **2**: 35-45; Münster (Lit Verlag).
- (1999): Die paläopedologische Gliederung des älteren Würmlösses in Mitteleuropa - erörtert an Beispielen aus dem Rhein-Main-Gebiet. - Z. geol. Wiss., **27** (1/2): 121-133; Berlin.

STAALDUINEN, C. J. VAN, ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN, BLESS, M. J. M., DOPPERT, J. W. C., HARSVELDT, H. M., MONTFRANS, H. M. VAN, OELE, E., WERMUTH, R. A. & ZAGWIJN, W. H. (1979): The Geology of The Netherlands. - Meded. Rijks Geol. Dienst, **31** (2): 9-49; Haarlem.

THOUVENY, N., BEAULIEU, J.-L. DE, BONIFAY, E., CREER, K. M., GUIOT, J., ICOLE, M., JOHNSEN, S., JOUZEL, J., REILLE, M., WILLIAMS, T. & WILLIAMSON, D. (1994): Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. - Nature, **371**: 503-506; London.

VANDENBERGHE, J. (1985): Paleoenvironment and stratigraphy during the Last Glacial in the Belgian-Dutch border region. - Quaternary Research, **24**: 23-38; New York.

WELTEN, M. (1981): Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa. - Eiszeitalter und Gegenwart, **31**: 187-202; Hannover.

- (1982): Stand der palynologischen Quartärforschung am schweizerischen Nordalpenrand (Überblick, Methodisches, Probleme). - Geogr. Helv., **37** (2): 75-83; Bern.

WOILLARD, G. M. (1978): Grande Pile peat bog: A continuous pollen record for the last 140,000 years. - Quaternary Research, **9**: 1-21; New York.

- (1979): The last interglacial-glacial cycle at Grand Pile in Northeastern France. - Bull. Soc. belge de Géologie, **88** (1): 51-69; Bruxelles.
- & MOOK, W. G. (1982): Carbon-14 dates at Grande Pile: Correlation of land and sea chronologies. - Science, **215**: 159-161; Washington D. C.

WOLDSTEDT, P. (1954): Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - Eiszeitalter und Gegenwart, **4/5**: 34-48; Öhringen/Württ.

- (1956): Über die Gliederung der Würm-Eiszeit und die Stellung der Lösse in ihr. - Eiszeitalter und Gegenwart, **7**: 78-86, 1 Abb.; Öhringen.
- (1958a): Eine neue Kurve der Würm-Eiszeit. - Eiszeitalter und Gegenwart, **9**: 151-154; Öhringen.
- (1958b): Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs, **2**, 2. Aufl.: 433 S., Taf. 1; Stuttgart (Enke).
- (1960): Die letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa. - Eiszeitalter und Gegenwart, **11**: 148-165; Öhringen.
- (1962): Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. - Eiszeitalter und Gegenwart, **13**: 115-124; Öhringen.

WUNSTORF, W. (1913): Über Löß und Schotterlehm im Niederrheinischen Tiefland. - Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinlande u. Westfalen, **69**, 1912: 293-340; Bonn.

ZAGWIJN, W. & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. - Eiszeitalter und Gegenwart, **19**: 129-146; Öhringen.

Manuskript eingeg. am 10. März 1999,
begutachtet am 09. März 2000,
letzte Nachträge: 31. August 2000.

Eiszeitalter und Gegenwart	50	50 — 55 3 Abb., 1 Tab.	Hannover 2000

Die Schwermineral-Verteilung im Quartärprofil der Forschungsbohrung Tüschenbek (Schleswig-Holstein)

Dierk Henningsen & Hans-Jürgen Stephan*)

Henningsen, D. & Stephan, H.-J. (2000): Die Schwermineral-Verteilung im Quartärprofil der Forschungsbohrung Tüschenbek (Schleswig-Holstein). – Eiszeitalter und Gegenwart, **50:** 50-55; Hannover 2000.

Keywords: heavy minerals, Quaternary series, Tüschenbek research drilling, Schleswig-Holstein (Germany).

Kurzfassung: Sandige Proben aus den in der Forschungsbohrung Tüschenbek (Schleswig-Holstein) angetroffenen quartären Serien zeigen altersbedingte Unterschiede im Schwermineral-Gehalt: Von der Elsterzeitlichen zu jüngeren Serien nimmt der Gehalt an opaken und stabilen Mineralen ebenso wie der von Epidot ab, der von Hornblende dagegen zu. Eine Aufarbeitung von Tertiär-Sedimenten hat offenbar bei den Weichselzeitlichen Proben dazu geführt, dass der Gehalt an stabilen Mineralen etwas erhöht ist.

[The heavy mineral composition in the Quaternary of the Tüschenbek research drilling (Schleswig-Holstein)]

Abstract: Samples of Quaternary sands from the Tüschenbek research drilling (Schleswig-Holstein) show variations in heavy mineral composition related to the stratigraphic position: The amount of opaque and stable minerals as well as that of epidote decreases from the Elsterian to younger series, whereas the amount of hornblende increases. Reworking of Tertiary sediments presumably is responsible for the renewed increase of stable minerals in the Weichselian samples.

1 Einleitung

Die Forschungsbohrung Tüschenbek wurde südlich von Lübeck bei R 44 16615, H 59 62133 im Bereich einer schon im Mittelpleistozän angelegten Depression (Rinne) angesetzt (Abb. 1). Ziel war, die gesamte pleistozäne Schichtfolge und den Übergang zum Liegenden zu kernen, um

- durch eingehende, horizontgenaue petrographische Untersuchungen ein stratigraphisches „Richtprofil" für das südöstliche Schleswig-Holstein zu erarbeiten und mit Hilfe petrographischer Kennwerte möglicherweise eine Korrelation nach Westmecklenburg mit der dort weitaus besser bekannten glazialen Schichtfolge (Rühberg et al. 1995) zu erreichen und um
- an der Basis der (vermutlich Elster-zeitlichen) Rinne den Charakter und die Genese der Grenzschicht zum Liegenden zu klären.

Neben anderen petrographischen Untersuchungsmethoden zur Gliederung der erbohrten Schichtfolge sollte auch die Schwermineral-Analytik genutzt werden.

Das Säulenprofil der Bohrung (Abb. 1) zeigt in generalisierter Form das Material der Schichtfolge, außerdem durch Symbole an der rechten Seite die aus den bisherigen Untersuchungen abgeleitete stratigraphische Zuordnung, an der linken Seite die genetische Interpretation. Die mit rund 230 m Mächtigkeit erbohrte quartäre Schichtfolge setzt sich vorwiegend aus glazifluviatilen und glazilimnischen Sequenzen zusammen, die von Moränen mehrerer Gletschervorstöße unterbrochen werden, vorwiegend von Grundmoränen, meistens als Geschiebemergel abgelagert. An der Basis des Pleistozäns und an der Basis der Weichsel-zeitlichen Abfolge gibt es ausgeprägte Lokalmoränen infolge Einarbeitung von Material aus dem Liegenden. Im Saale- und im Weichsel-zeitlichen Bereich kommen Beckenablagerungen mit diamiktischen Horizonten oder Schlieren vor, deren Material von driftendem Eis abgeregnet oder abgeflossen war (dri).

Die Einschaltung einer Eem-zeitlichen Sequenz (unten limnisch bis fluviatil, darüber marin) kennzeichnet den oberen Profilabschnitt als Weichsel-zeitlich. Das Mittelpleistozän gliedert sich in einen unteren Elster-zeitlichen und einen oberen Saale-zeitlichen Abschnitt. Das Saale-Glazial kann bisher nur grob in einen unteren Abschnitt, der dem „Älteren Gletschervorstoß" (Stephan 1995) und damit dem Drenthe-Stadial entsprechen dürfte, und in einen oberen Abschnitt gegliedert werden. Dieser enthält nach ersten Feinkies-Analy-

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. D. Henningsen, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover, Callinstr. 30, D-30167 Hannover; Dr. H.-J. Stephan, Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Abt. Geologie/Boden, Hamburger Chaussee 25, D-24220 Flintbek.

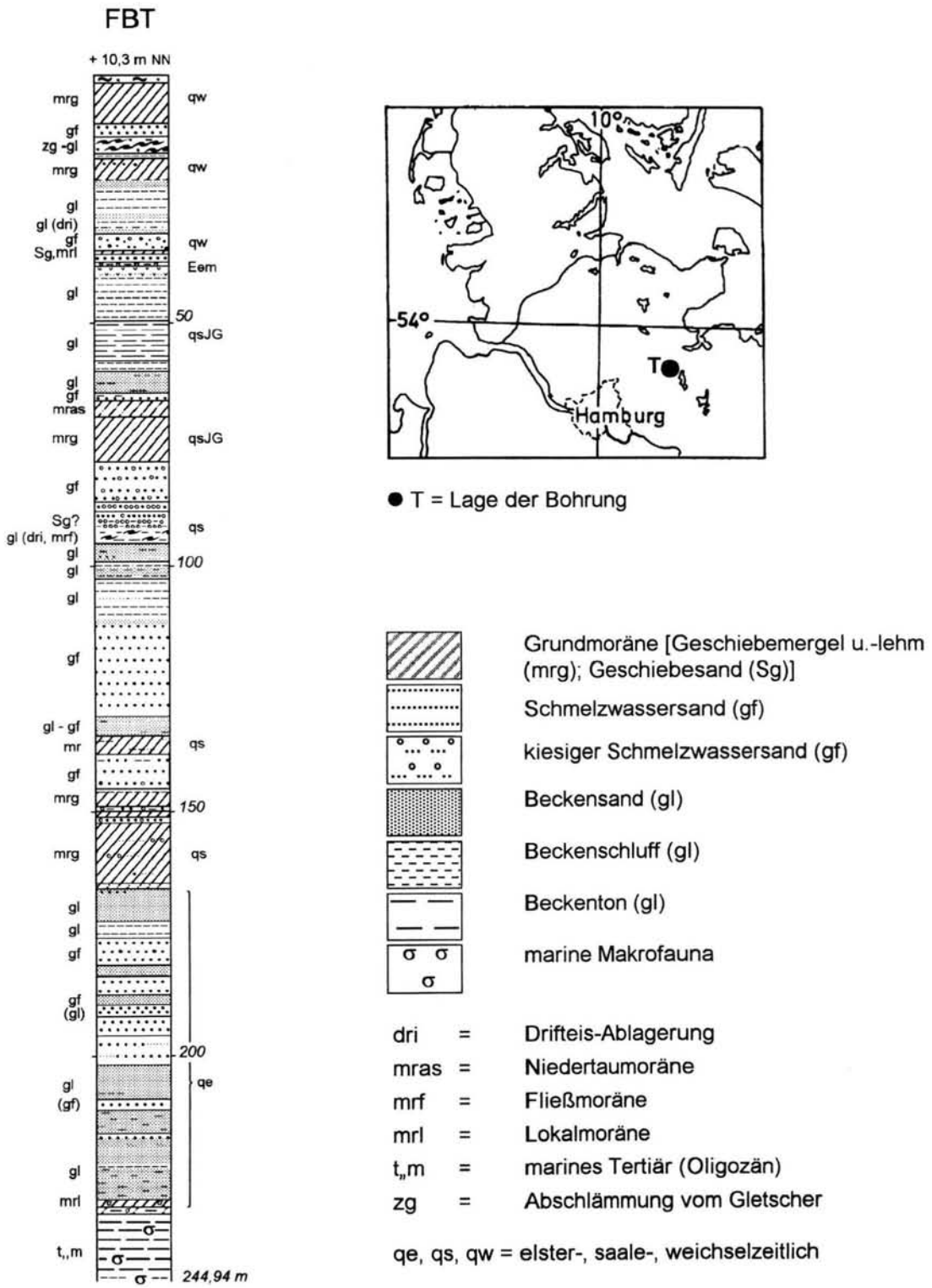


Abb 1: Vereinfachtes Säulenprofil und Lageskizze der Forschungsbohrung Tüschenbek (FBT).

Fig. 1: Simplified columnar diagram and sketch map of the location of the Tüschenbek research drilling (FBT).

sen im höheren Teil die Ablagerungen des „Jüngeren Gletschervorstoßes" (qsJG). Der „Mittlere Gletschervorstoß" ist zur Zeit noch nicht abtrennbar. In den Diagrammen und der Tabelle mit den Ergebnissen der Schwermineralanalyse sind entsprechend beide als „Mittlere bis Jüngere Saale-Eiszeit" zusammengefasst.

2 Schwermineral-Untersuchungen

Für die Untersuchung des Schwermineral-Gehaltes wurden überwiegend Glazifluviatil- und Beckensande verwendet, weil in Moränenablagerungen die Minerale oft weniger durchmischt und in ihren Korngrößen sehr unterschiedlich sind, was zu größeren Streuungen in der Mineralzusammensetzung führen und damit die Bildung von Mittelwerten für Sediment-Einheiten beeinträchtigen kann. Von den insgesamt untersuchten 36 Proben wurden nach Trocknung jeweils 5 g der Fraktion 0,25 – 0,063 mm herausgesiebt und im Scheidetrichter mit Bromoform abgetrennt. Die gewonnenen Schwerekonzentrate wurden in „Meltmount" (n = 1,662) eingebettet und so Dauerpräparate hergestellt. Anschließend wurden unter dem Polarisationsmikroskop pro Probe 300 bis 400 durchsichtige Schwerminerale entlang von Bändern, bei 2 Proben mit weniger als 200 Schwermineral-Körnern dagegen flächig ausgezählt.

Die in den untersuchten Proben beobachteten durchsichtigen Schwerminerale entsprechen denen, die nach ähnlichen Untersuchungen in quartären Sedimenten des norddeutschen Tieflandes angegeben wurden (z. B. STEINERT 1952, HENNINGSEN 1983, HENTSCHKE & STEPHAN 1989, 1990). Es herrschen vor: Grüne bzw. gemeine Hornblende, Granat (meist farblos; teilweise rötlich, sehr selten gelb oder blau gefärbt) und Minerale der Epidot-Gruppe. Daneben kommen die stabilen Minerale Zirkon, Turmalin und Rutil sowie die von metamorphen Gesteinen abzuleitenden Minerale Disthen, Sillimanit (vereinzelt als Fibrolith ausgebildet), Staurolith und Andalusit vor. Minerale mit vulkanischer Herkunft (Augit und andere Klinopyroxene; Orthopyroxene; basaltische Hornblende) treten selten auf, ebenso die übrigen Minerale Apatit, Titanit, Anatas, Brookit und Chloritoid. Monazit konnte nicht eindeutig festgestellt werden. Darüber hinaus wurden – wie bei Schwermineralzählungen in quartären Sedimenten üblich – gelegentlich phosphatische Knochen- und Zahnreste beobachtet. Einzelne teilweise vorhandene Kalzit- und Biotit-Körner wurden nicht ausgezählt, da beide Minerale nicht zu den Schwermineralen im engeren Sinn gehören.

Der Gehalt an opaken Erzmineralen, bei denen es sich hauptsächlich um Magnetit und Ilmenit, seltener um Hämatit handeln dürfte, schwankt in den untersuchten Präparaten etwa zwischen 20 und 70 Vol.-%. In einigen Proben sind manche Schwerminerale etwas mit Erz bzw. Eisenhydroxiden überkrustet, wodurch ihre Bestimmung und Auszählung aber nicht beeinträchtigt wurde. Insgesamt sind die Schwerminerale als unverwittert und frisch zu bezeichnen, nur Augit- und Orthopyroxen-Körner weisen manchmal ausgefranste Enden als Zeichen einer leichten Verwitterung auf; ebenso wurden einige teilweise zersetzte bzw. alterierte Epidot-Körner beobachtet.

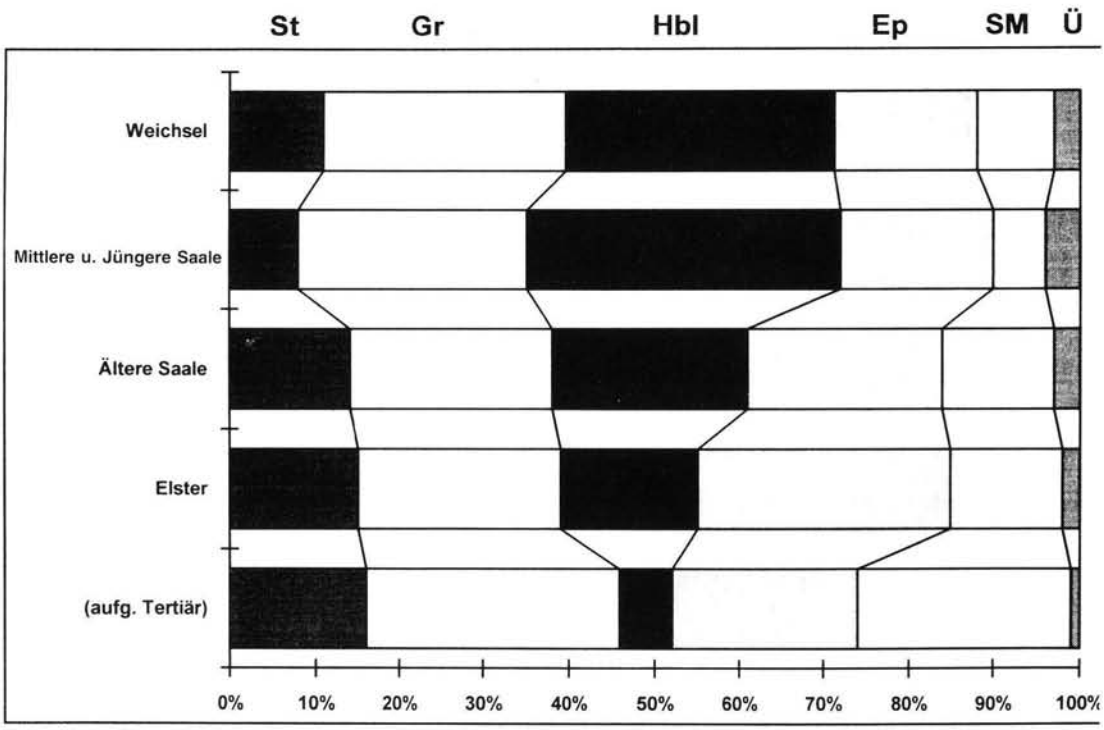
Nach der Auszählung der Schwermineral-Präparate zeigte sich, dass trotz aller Schwankungen bei den Prozentgehalten der Einzelminerale sich Mittelwerte für die einzelnen stratigraphischen Einheiten ergeben, die sich deutlich voneinander unterscheiden (Tab. 1, Abb. 2): Von der Elsterglazialen zu den jüngeren Serien nimmt der Hornblende-Gehalt zu, während der Gehalt an Mineralen der Epidot-Gruppe ebenso wie der an sonstigen metamorphen Mineralen abnimmt. Der in den älteren (Ältere Saale- und Elster-Eiszeit) gegenüber den jüngeren Serien (Mittlere bis Jüngere Saale- und Weichsel-Eiszeit) etwas höhere Gehalt der sonstigen metamorphen Minerale (vor allem Disthen und Staurolith, außerdem Sillimanit und Andalusit) ist wohl teilweise auf eine Aufarbeitung von tertiären Sedimenten – in denen diese Minerale oft angereichert sind – zurückzuführen. Die Weichsel-zeitlichen Proben weisen gegenüber den Saale-zeitlichen etwas „zu hohe" Anteile von stabilen und sonstigen metamorphen Mineralen auf. Diese regionalgeologische Besonderheit geht sicherlich darauf zurück, dass die Weichsel-zeitlichen Gletscher im Bereich der Lübecker Bucht sehr tief erodiert und dabei ebenfalls viel Tertiär-Material aufgearbeitet haben.

Der in den Tüschenbek-Proben beobachtete Hornblende-Reichtum in den jüngeren Serien, der sich auch deutlich in der von STEINERT (1952) eingeführten „Hornblende-Zahl" zeigt, die bei Proben des älteren Pleistozäns niedriger ist (vgl. auch HENNINGSEN 1987), entspricht durchaus den Ergebnissen anderer Autoren (vgl. HENTSCHKE & STEPHAN 1989: 19 f.). Die in Tab. 1 außerdem aufgeführte „Augit-Zahl", die ebenfalls auf STEINERT (1952) zurückgeht, hat für die Schwermineral-Zählungen der Bohrung Tüschenbek nur eine ge-

Tab. 1: Mittelwerte der Schwermineral-Gehalte (in Stück-%) in den verschieden alten Serien der Bohrung Tüschenbek.

Tab. 1: Mean values of percentages of heavy minerals in the various stratigraphic units of the Tüschenbek.

Stratigraphische Einstufung	Proben-zahl	Stabile Minerale (Z+T+R)	Granat	Horn-blende	Minerale der Epidot-Gruppe	sonstige metam. Min. (Di+Sill+ Staur+And)	übrige Minerale	Granat-Zahl	Hornbl.-Zahl	Augit-Zahl	Opak-Anteil (an gesamter Schwermin.-Fraktion)
Weichsel-Eiszeit	7	11	29	32	17	9	3	81	66	25	ca. 40
Mittlere und jüngere Saale-Eiszeit	7	8	27	37	18	6	4	86	68	38	ca. 50
Ältere Saale-Eiszeit	12	14	24	23	23	13	3	68	50	15	ca. 55
Elster-Eiszeit	9	15	24	16	30	13	2	70	35	13	ca. 55
(aufgearbeitetes Tertiär)	1	16	30	6	22	25	1	59	21	13	ca. 65



St = stabile Minerale (Zirkon+Turmalin+Rutil)
Gr = Granat
Hbl = Hornblende
Ep = Minerale der Epidot-Gruppe
SM = sonstige metamorphe Minerale (Disthen+Sillimanit+Staurolith+Andalusit)
Ü = übrige Minerale

Abb. 2: Vereinfachtes Balkendiagramm der Gehalte der wichtigsten durchsichtigen Schwerminerale in den verschieden alten Serien der Bohrung Tüschenbek.

Fig.: 2: Simplified horizontal diagram of the percentages of transparent heavy minerals in the various statigraphic units of the Tüschenbek drilling.

die bei Proben aus dem jüngeren Pleistozän Nordwestdeutschlands meist höher ist als bei solchen aus dem älteren, führt ebenfalls nur zu teilweise befriedigenden Ergebnissen, weil der Granat-Gehalt von älteren zu jüngeren Proben in der Bohrung Tüschenbek nicht in dem Maße zunimmt, wie es meist bei Quartär-Proben aus dem norddeutschen Tiefland zu beobachten ist.
Der mittlere Gehalt an opaken Schwermineralen ist in Tüschenbek bei den Proben aus den älteren Serien höher als in denen aus der Weichsel-Zeit (Tab. 1). Eine ähnliche Zunahme des Opak-Gehaltes mit dem Alter der Proben wurde bei anderen, wenn auch nicht allen Schwermineral-Untersuchungen im Quartär des norddeutschen Tieflandes festgestellt (vgl. HENNINGSEN 1987: 47), wobei HENTSCHKE & STEPHAN (1990) gezeigt haben, dass in Geschiebemergeln Schleswig-Holsteins der Opak-Gehalt neben stratigraphischen auch regionale Veränderungen aufweist.

Eine Möglichkeit, Unterschiede zwischen Schwermineral-Vergesellschaftungen herauszuarbeiten, ist die Darstellung in Dreiecks-Diagrammen. Bei den Proben aus der Bohrung Tüschenbek wurden zwei verschiedene Darstellungen angewendet: Einmal das fast schon klassische Diagramm der Hauptkomponenten „Hornblende:Granat:Epidot" und zum anderen eines mit der Gruppierung „Hornblende:Stabile:sonstige metamorphe Minerale"; letzteres aus dem Grunde, dass diese Komponenten sich in den unterschiedlichen Sediment-Einheiten aus der Bohrung Tüschenbek am stärksten verändern (Abb. 3). Die Probe mit aufgearbeiteten Sanden des Tertiärs wurde in beide Diagramme aufgenommen, obwohl sie als Einzelprobe nicht repräsentativ sein kann, aber typische Unterschiede gegenüber den quartären Proben erkennen lässt. Das Diagramm „Hornblende:Granat:Epidot" weist deutliche Übereinstimmungen mit der gleichartigen Darstellung von HENTSCHKE & STEPHAN (1989: Abb. 7) auf.

Für die Veränderung von der Tertiär-Probe bis zu denen aus der Weichsel-Zeit können außer den schon genannten Aufarbeitungen von Tertiärzeitlichen Sedimenten vor allem Verschiebungen der Herkunftsgebiete des fennoskandischen Inlandeises, aber auch Verwitterungs-Vorgänge während des Känozoikums verantwortlich sein, wodurch z. B. ein Teil der Hornblenden und/oder Granate ausgemerzt worden sein kann. Beide Dreiecks-Diagramme der Schwermineral-Zählungen der Tüschenbek-Proben bestätigen darüber hinaus, dass eine Abgrenzung zwischen Saale- und Weichsel-glazialen Proben in Nordwestdeutschland allein an Hand des Hornblende-Gehalts problematisch sein kann (vgl. HENTSCHKE & STEPHAN 1989: 22), weil in beiden Zeitabschnitten die Durchschnitts-Gehalte dieses Minerals etwa gleich groß sind.

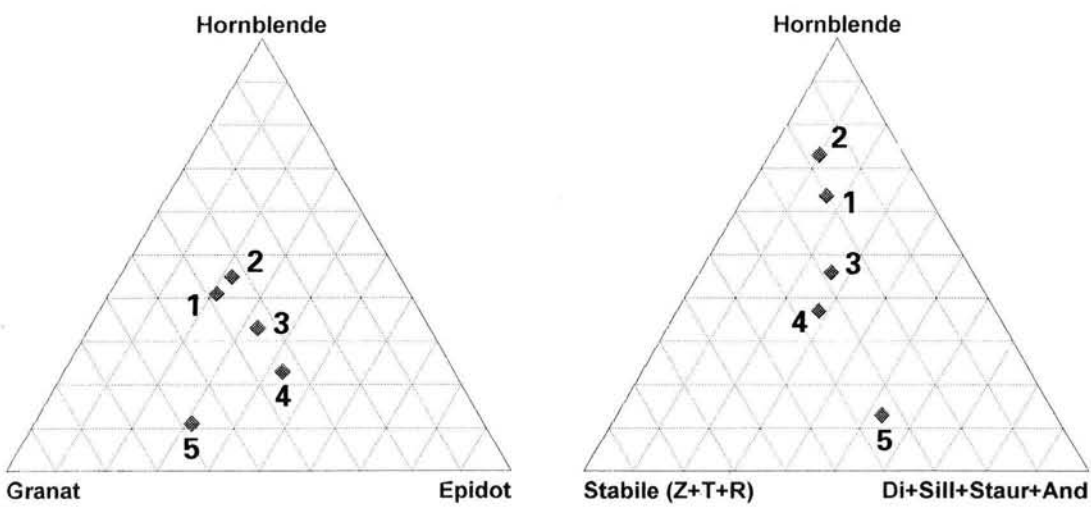


Abb. 3: Dreiecks-Diagramme mit Mittelwerten der wichtigen Schwerminerale in den stratigraphischen Einheiten der Bohrung Tüschenbek. Alter der Einheiten: 1 = Weichsel-Eiszeit, 2 = Mittlere und Jüngere Saale-Eiszeit, 3 = Ältere Saale-Eiszeit, 4 = Elster-Eiszeit, 5 = Tertiär (aufgearbeitet). Rechtes Diagramm: Stabile = Zirkon+Turmalin+Rutil; Di = Disthen, Sill = Sillimanit, Stau = Staurolith, And = Andalusit.
Fig. 3: Ternary diagrams of mean values of important heavy minerals of the stratigraphic units of the Tüschenbek drilling. Stratigraphic age of units: 1 = Weichsel Glacial, 2 = Middle and Younger Saale Glacial, 3 = Older Saale Glacial, 4 = Elster Glacial, 5 = Tertiary (reworked).

ringe Bedeutung, weil die Gehalte von Augiten (Klinopyroxenen) und Orthopyroxenen zusammen 3 Vol.-% nicht überschreiten, also insgesamt für eine Berechnung von Kennzahlen eigentlich zu niedrig sind. Die Anwendung der von HENNINGSEN (1987) vorgeschlagenen „Granat-Zahl", die bei Proben aus dem jüngeren Pleistozän Nordwestdeutschlands meist höher ist als bei solchen aus dem älteren, führt ebenfalls nur zu teilweise befriedigenden Ergebnissen, weil der Granat-Gehalt von älteren zu jüngeren Proben in der Bohrung Tüschenbek nicht in dem Maße zunimmt, wie es meist bei Quartär-Proben aus dem norddeutschen Tiefland zu beobachten ist.

Der mittlere Gehalt an opaken Schwermineralen ist in Tüschenbek bei den Proben aus den älteren Serien höher als in denen aus der Weichsel-Zeit (Tab. 1). Eine ähnliche Zunahme des Opak-Gehaltes mit dem Alter der Proben wurde bei anderen, wenn auch nicht allen Schwermineral-Untersuchungen im Quartär des norddeutschen Tieflandes festgestellt (vgl. HENNINGSEN 1987: 47), wobei HENTSCHKE & STEPHAN (1990) gezeigt haben, dass in Geschiebemergeln Schleswig-Holsteins der Opak-Gehalt neben stratigraphischen auch regionale Veränderungen aufweist.

Eine Möglichkeit, Unterschiede zwischen Schwermineral-Vergesellschaftungen herauszuarbeiten, ist die Darstellung in Dreiecks-Diagrammen. Bei den Proben aus der Bohrung Tüschenbek wurden zwei verschiedene Darstellungen angewendet: Einmal das fast schon klassische Diagramm der Hauptkomponenten „Hornblende:Granat:Epidot" und zum anderen eines mit der Gruppierung „Hornblende:Stabile:sonstige metamorphe Minerale"; letzteres aus dem Grunde, dass diese Komponenten sich in den unterschiedlichen Sediment-Einheiten aus der Bohrung Tüschenbek am stärksten verändern (Abb. 3). Die Probe mit aufgearbeiteten Sanden des Tertiärs wurde in beide Diagramme aufgenommen, obwohl sie als Einzelprobe nicht repräsentativ sein kann, aber typische Unterschiede gegenüber den quartären Proben erkennen lässt. Das Diagramm „Hornblende:Granat:Epidot" weist deutliche Übereinstimmungen mit der gleichartigen Darstellung von HENTSCHKE & STEPHAN (1989: Abb. 7) auf.

Für die Veränderung von der Tertiär-Probe bis zu denen aus der Weichsel-Zeit können außer den schon genannten Aufarbeitungen von Tertiärzeitlichen Sedimenten vor allem Verschiebungen der Herkunftsgebiete des fennoskandischen Inlandeises, aber auch Verwitterungs-Vorgänge während des Känozoikums verantwortlich sein, wodurch z. B. ein Teil der Hornblenden und/oder Granate ausgemerzt worden sein kann. Beide Dreiecks-Diagramme der Schwermineral-Zählungen der Tüschenbek-Proben bestätigen darüber hinaus, dass eine Abgrenzung zwischen Saale-

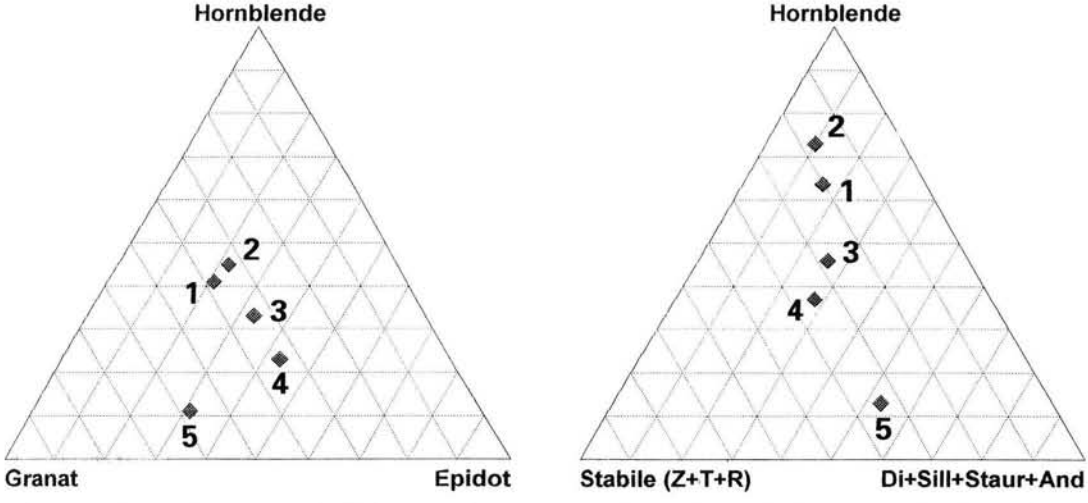


Abb. 3: Dreiecks-Diagramme mit Mittelwerten der wichtigen Schwerminerale in den stratigraphischen Einheiten der Bohrung Tüschenbek. Alter der Einheiten: 1 = Weichsel-Eiszeit, 2 = Mittlere und Jüngere Saale-Eiszeit, 3 = Ältere Saale-Eiszeit, 4 = Elster-Eiszeit, 5 = Tertiär (aufgearbeitet). Rechtes Diagramm: Stabile = Zirkon+Turmalin+Rutil; Di = Disthen, Sill = Sillimanit, Stau = Staurolith, And = Andalusit.

Fig. 3: Ternary diagrams of mean values of important heavy minerals of the stratigraphic units of the Tüschenbek drilling. Stratigraphic age of units: 1 = Weichsel Glacial, 2 = Middle and Younger Saale Glacial, 3 = Older Saale Glacial, 4 = Elster Glacial, 5 = Tertiary (reworked).

und Weichsel-glazialen Proben in Nordwestdeutschland allein an Hand des Hornblende-Gehalts problematisch sein kann (vgl. HENTSCHKE & STEPHAN 1989: 22), weil in beiden Zeitabschnitten die Durchschnitts-Gehalte dieses Minerals etwa gleich groß sind.

3 Schriftenverzeichnis

HENNINGSEN, D. (1983): Der Schwermineral-Gehalt der Drenthe-zeitlichen Schmelzwassersande in Niedersachsen. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **33:** 133-140; Hannover.

— (1987): Schwermineral-Kennzahlen von Quartär-Sedimenten Nordwestdeutschlands. - Z. dt. geol. Ges., **138:** 45-52; Hannover.

HENTSCHKE, U. & STEPHAN, H.-J. (1989): Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln, ein Hilfsmittel für die Moränenstratigraphie? Diskussion anhand von Zählungen aus Schleswig-Holstein. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **39:** 29-32; Hannover.

— (1990): Die Schwermineralassoziationen in den quartären Geschiebemergeln Schleswig-Holsteins. - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1990** (11): 1689-1702; Stuttgart.

RÜHBERG, N., SCHULZ, W., v. BÜLOW, W., MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., BREMER, F. & DANN, T. (1995): Mecklenburg-Vorpommern. - In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 95-115; Berlin (Borntraeger).

STEINERT, H. (1952): Stratigraphie und Schwermineralprovinzen im Diluvium Schleswig-Holsteins und Norddeutschlands. - Meyniana, **1:** 107-111; Kiel.

STEPHAN, H.-J. (1995): Schleswig-Holstein - In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 1-13; Berlin (Borntraeger).

Manuskript eingegangen am 08. 06. 1999,
zum Druck angenommen am 04. 07. 2000

Eiszeitalter und Gegenwart	50	56 — 68 8 Abb., 1 Tab.	Hannover 2000

Die Schädelkalotte des Neanderthalers von Ochtendung/Osteifel – Archäologie, Paläoanthropologie und Geologie

Axel von Berg, Silvana Condemi & Manfred Frechen*)

Berg, A. von, Condemi, S. & Frechen, M. (2000): Die Schädelkalotte des Neanderthalers von Ochtendung/Osteifel – Archäologie, Paläoanthropologie und Geologie. – Eiszeitalter und Gegenwart, **50:** 56-68; Hannover 2000.

Keywords: Neanderthal man, loess, volcanism, Pleistocene, Rheinland.

Kurzfassung: In der Osteifel wurde in den Deckschichten einer Kratermulde der Wannenköpfe-Vulkangruppe bei Ochtendung die Schädelkalotte eines Hominiden im Zusammenhang mit drei Steinartefakten gefunden. Aufgrund der anatomischen Merkmale werden die Hominidenreste als „spät"-prä-Neanderthalzeitlich interpretiert. Die geologischen, chronologischen und archäologischen Befunde sowie die anatomischen Merkmale der Schädelkalotte unterstützen die stratigraphische Einstufung in das Frühglazial der vorletzten Kaltzeit (frühes Sauerstoff-Isotopenstadium 6). Die Schädelkalotte stellt den bisher ältesten Fund von Hominidenresten im Rheinland dar.

[A cranial calotte of the Neanderthal man from Ochtendung/East Eifel – archaeology, palaeoanthropology and geology]

Abstract: Parts of a cranial calotte of a hominide together with a convolute of three artifacts were discovered in a crater filling of the Wannenköpfe scoria complex close to the village of Ochtendung in the East Eifel area, Germany. Palaeoanthropological investigations indicate that the hominide remains correspond to the late phase of the Neanderthals evolution lineage, designated to represent the „Late" Pre-Neanderthals. Geological, chronological and archaeological investigations and the anatomic features of the cranium indicate an early penultimate glacial age (early oxygen isotope stage 6) for the hominide remains. The cranial calotte is designated to represent the oldest human remains of the Rheinland, Germany.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. A. v. Berg, Landesamt für Denkmalpflege, Abteilung Archäologische Denkmalpflege, Amt Koblenz, Festung Ehrenbreitstein, D-56077 Koblenz; Dr. S. Condemi, Centre National de la Recherche Scientifique, C.R.F.J., Shimshon 5, B. P. 547, 91004 Jerusalem, Israel; silvana@md2.huji.ac.il; Priv.-Doz. Dr. M. Frechen, Centre for Environmental Change & Quaternary Research, GEMRU, Francis Close Hall, Swindon Road, GB-Cheltenham, GL50 4AZ; MFrechen@chelt.ac.uk

1 Einleitung

Das Landschaftsbild zwischen Mayen und Neuwied wird durch den quartären Vulkanismus geprägt. Mehr als 100 kleine alkalibasaltische Vulkane und vier große, phonolithische Eruptionszentren waren während des Pleistozäns in der Osteifel aktiv. Die Vulkangruppe der Wannen und Wannenköpfe in der Gemeinde Ochtendung im Kreis Mayen-Koblenz am Mittelrhein gehören zu diesen spätmittelpleistozänen Schlackenkegelkomplexen des Osteifel-Vulkanismus (Abb. 1). Die Wannenköpfe sind durch den intensiven Lavaabbau der letzten beiden Jahrzehnte hervorragend aufgeschlossen, so dass die Eruptionsgeschichte und der komplexe Aufbau des Schlackenkegelkomplexes rekonstruiert werden konnte (Frechen 1995). Die Deckschichten der Inter- und Intrakraterdepressionen beinhalten Lösse und Lössderivate der letzten beiden Glazial-/Interglazialzyklen, die eine detaillierte Rekonstruktion der Klima- und Umweltbedingungen der letzten 200.000 Jahre ermöglichen.

Die 50-100 m hohen Vulkane haben für die Altsteinzeitforschung des Mittelpaläolithikums eine herausragende Bedeutung (Bosinski et al. 1986). In den Deckschichten der Schlackenkegelkomplexe Plaidter Hummerich, Tönchesberg, Schweinskopf-Karmelenberg und Wannenköpfe wurden Faunenreste in Verbindung mit mittelpaläolithischen Artefakten gefunden, die vielfältige Befunde zu Jagdverhalten und Siedlungsweise der Neanderthaler erbrachten (Bosinski et al. 1986; Bosinski 1995). Die meisten Funde datieren in die offene Steppenlandschaft der vorletzten Kaltzeit (Sauerstoffisotopenstadium [OIS 6]) sowie in das letzte Interglazial und Frühglazial (OIS 5). Die untersuchten Jagdlager in den Kratermulden und in den Depressionen zwischen den einzelnen Schlackenkegeln der Osteifel-Vulkankomplexe spiegeln dabei Spuren gelegentlicher Jagdaufenthalte wider. Die hervorgehobene Lage der Vulkanbauten bildete in diesen extremen Biotopen günstige Voraussetzungen für jagende Hominidengruppen, die die jeweiligen Orte nach den

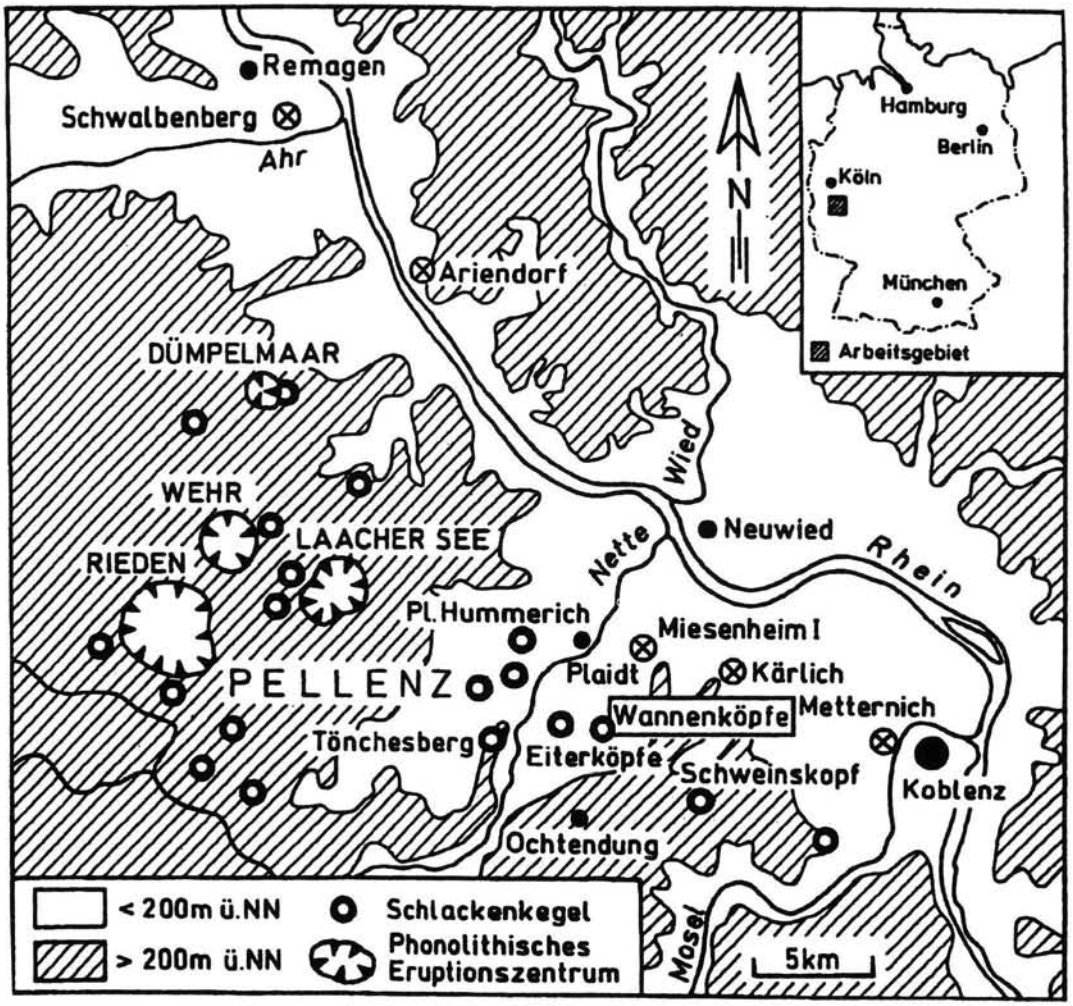


Abb. 1: Lage der Wannenköpfe im Osteifel-Vulkanfeld.

Fig. 1: Map showing the location of the Wannenköpfe scoria complex and other important find localities in the East Eifel Volcanic Field, Germany.

bisher untersuchten Befunden mehrfach aufgesucht haben (Bosinski et al. 1986). Die hohen Kraterwälle schützten vor Witterungseinflüssen während der Kaltzeiten, und der weite Ausblick von den Kraterwällen herab war für die Jagd auf Großwild von Vorteil. Davon zeugen Konzentrationen von Beuteresten und Steinartefakten sowie einfache Siedlungsspuren mit Hinweisen auf Feuernutzung (Berg 2000a). Die Rastplätze in den Kratermulden der Schlackenkegelkomplexe weisen eine gemischte Jagdbeute auf. Es finden sich Reste unterschiedlicher Tierarten, darunter wollhaariges Nashorn (*Coelodonta antiquitas*), Rentier (*Rangifer tarandus*), Pferd (*Equus sp.*), Rothirsch (*Cervus elaphus*), diverse Boviden (*Bos sp.* oder *Bison sp.*) und Mammut (*Mammuthus primigenius*) (Bosinski et al. 1986; Turner 1990; Kolfschoten & Roth 1993). Eine solche gemischte Jagdbeute ist für die Zeit der Neanderthaler im Mittelrheingebiet geradezu charakteristisch. Art und Zustand der Beutereste weisen darauf hin, dass die Jagd vorwiegend unterhalb der Vulkanbauten in den freien Steppenlandschaften stattfand (Bosinski et al. 1986).

Die bisherigen ur- und frühgeschichtlichen Funde aus dem Bereich der Wannenköpfe bei Ochtendung, sowohl die Jagdlager (Justus 1992, 1995; Justus et al. 1987; Berg 2000a) wie auch die 150 m von den Jagdlagern entfernte Fundstelle der Hominidenreste (Berg 1997a, b), belegen intensive paläolithische Aktivitäten innerhalb dieser Schlackenkegel in der vorletzten Kaltzeit. Die

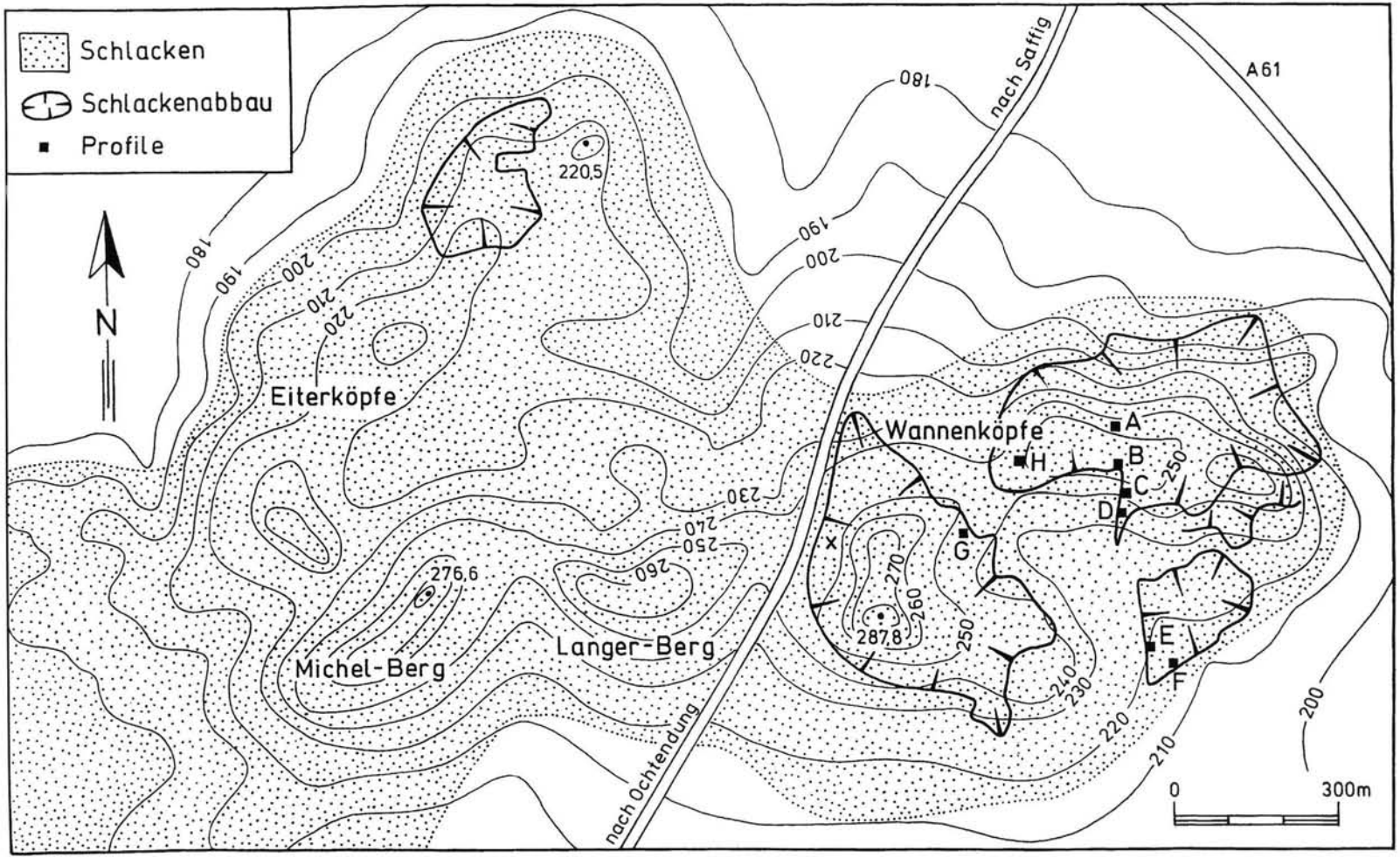


Abb. 2: Lage von Profil H und der bereits in FRECHEN (1995) und FRECHEN & JUSTUS (1998) untersuchten Profile A-G im Bereich der Wannenköpfe-Vulkangruppe.

Fig. 2: Map showing the location of section H and sections A-G, already published in FRECHEN (1995) and FRECHEN & JUSTUS (1998) in the area of the Wannenköpfe scoria complex.

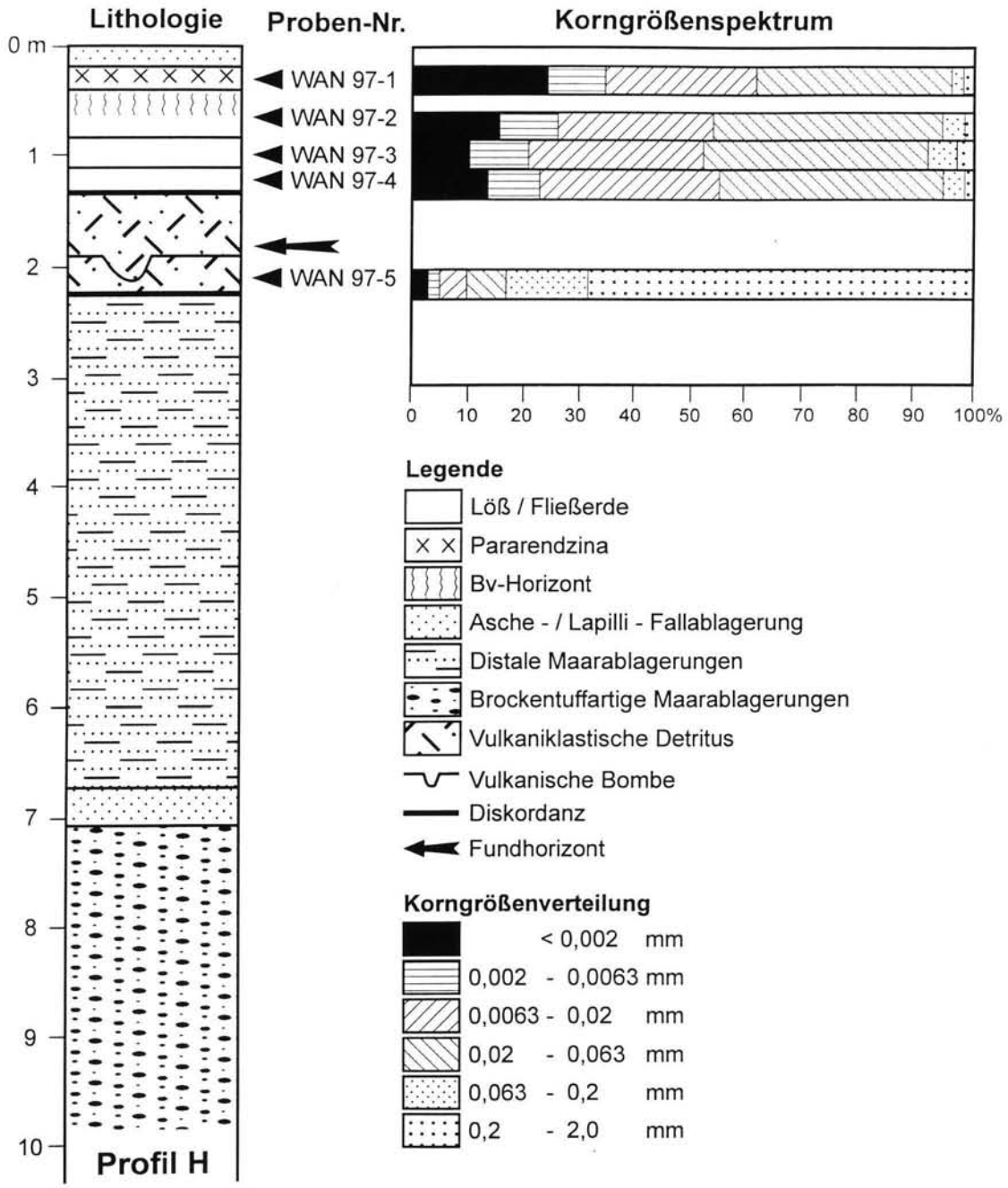


Abb. 3: Lithologische Interpretation von Profil H. Sedimentologische Ergebnisse und stratigraphische Fundposition der Hominidenreste und Steinartefakte.

Fig. 3: Lithologic interpretation of section H. Sedimentological results and stratigraphic position of the find horizon.

geologischen und sedimentologisch/pedologischen Untersuchungen erfolgten durch FRECHEN (1995) und FRECHEN & JUSTUS (1998). Die tephrochronologische Korrelationen der in den Liegend- und Deckschichten zwischengeschalteten Tephren mit denen benachbarter Schlackenkegelkomplexe wurden von BOGAARD & SCHMINCKE (1990) durchgeführt. Die chronostratigraphische Stellung der bisher veröffentlichten archäologischen Fundhorizonte und ihre klimatische und

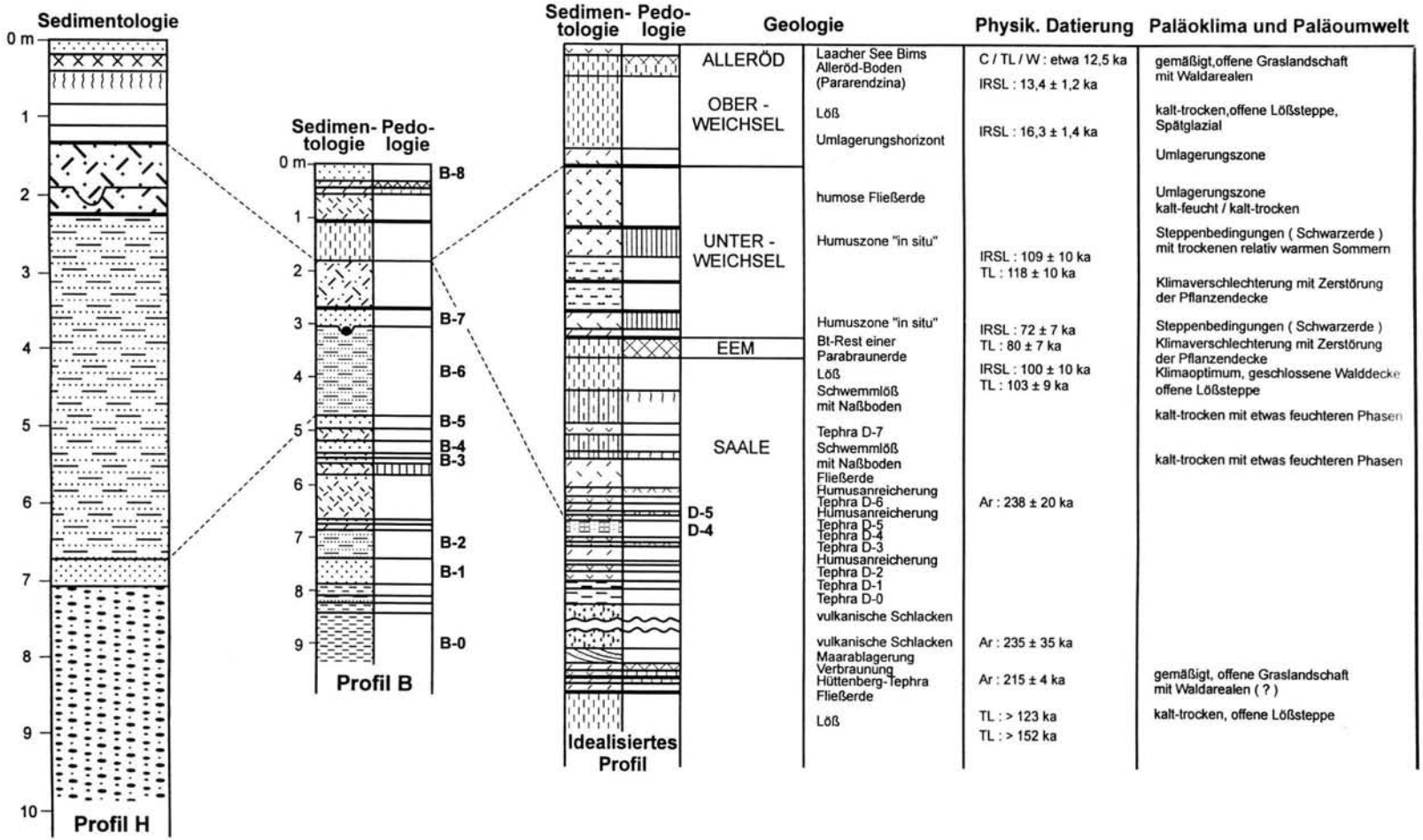


Abb. 4: Korrelation von Profil B, H und dem Idealprofil der Deckschichten der Wannenköpfe.

Fig. 4: Correlation of the units of section B, section H and the idealized loess/palaeosol sequence from the Wannenköpfe area.

ökologische Interpretation findet sich bei FRECHEN & JUSTUS (1998).

In einer neuangeschnittenen Kratermulde, Profil H (Abb. 2 und 3), etwa 200 m nordöstlich von Profil G (Abb. 2) in den Wannenköpfen bei Ochtendung wurden 1997 Schädelfragmente eines Hominiden im Zusammenhang mit drei Steinartefakten gefunden (BERG 1997a, b). Es handelt sich hierbei um den bisher ältesten Fund von Hominidenresten im Rheinland und um den ersten Menschenfund aus den Muldenfüllungen der Osteifelvulkane (BERG 2000a, b).

In dieser Arbeit werden die geologischen und archäologischen Ergebnisse sowie die anatomischen Merkmale der Schädelkalotte des Hominidenrestes beschrieben. Ziel der Arbeit ist es, das Alter sowie die Klima- und Umweltbedingungen zur Zeit der Ablagerung der Schädelkalotte zu rekonstruieren.

2 Geologie

Im Bereich der Wannenköpfe bestehen die Liegendschichten unterhalb der initialen phreatomagmatischen Ablagerungen aus Lössen und Fließerden, denen ein Tonanreicherungshorizont, d. h. ein Btv, zwischengeschaltet ist (Abb. 4). Dieser Btv kann als Rest einer erodierten Parabraunerde interpretiert werden (FRECHEN 1995). Diskordant darüber folgt eine Tephra, die überwiegend aus Bimslapilli besteht. Diese Bimslapilli werden mit der Hüttenberg-Tephra korreliert, für die ein $^{40}Ar/^{39}Ar$-Durchschnittsalter von 215 ± 4 ka berechnet wurde (BOGAARD & SCHMINCKE 1990). Die Tephra wird von einer schwach humosen Verbraunung überlagert. Auf der Oberfläche dieser Verbraunung im Kontaktbereich zur darüber lagernden Tephra finden sich vereinzelt Abdrücke von Gräsern. Nach der initialen Maarphase wurden verschweißte und unverschweißte Schlacken gefördert (FRECHEN 1995), für die BOGAARD & SCHMINCKE ein vorläufiges $^{40}Ar/^{39}Ar$-Einzelkristall-Alter von 235 ± 35 ka bestimmten. Die untere Abfolge der Deckschichten besteht aus einer Vielzahl von Tephren, darunter phreatomagmatische Pyroklastika und Fallablagerungen, aus Eruptionszentren der unmittelbaren und weiteren Umgebung der Wannenköpfe. Im unteren Teil der Deckschichtenabfolge sind bis zu drei schwache Humuszonen den Tephren zwischengeschaltet, die aufgrund der lössstratigraphischen Einstufung und der Ergebnisse der physikalischen Datierungen mit dem älteren Abschnitt der vorletzten Kaltzeit korreliert werden (FRECHEN 1995).

Zum Hangenden hin folgen Schwemmlösse und Lösse, die in den jüngeren Abschnitt der vorletzten Kaltzeit gestellt werden, und ein Pedokomplex, der mindestens aus einem Bt-Rest einer Parabraunerde, zwei Waldsteppenböden sowie humusreichen Fließerden und Lehmbröckelsanden besteht. Dieser Bodenkomplex wird mit dem letzten Interglazial (Eem, OIS 5e) und dem letzten Frühglazial (Frühweichsel, OIS 5d-a) korreliert. Zum Hangenden hin folgt diskordant oberweichselzeitlicher Löss, dessen oberer Bereich während des Alleröd-Interstadials zu einer Pararendzina überprägt wurde. Die Deckschichtenprofile schließen mit Laacher See-Bims ab, der vor 12.900 cal. ^{14}C-Jahren (STREET et al. 1999) eruptierte und abgelagert wurde. Zusammenfassend folgt aus den lössstratigraphischen und chronologischen Ergebnissen, dass die Deckschichten der Wannenköpfe-Vulkangruppe den Zeitraum der letzten beiden Glazial-/Interglazialzyklen repräsentieren.

Profil H

Seit den Untersuchungen von FRECHEN (1995) und FRECHEN & JUSTUS (1998) wurde der Lavaabbau im Nordosten der Wannenköpfe weiter ausgedehnt, so dass neue Aufschlüsse im Bereich bisher nicht erschlossener Kratermulden entstanden. Profil H befindet sich in einer etwa 30 m breiten und maximal 15 m tiefen Kratermulde ca. 200 m nordöstlich von Profil G (Abb. 2). Die Mächtigkeit der Abfolge von Profil H beträgt mehr als 9,35 m (Abb. 3). Der untere Teil der Kratermulde war zur Zeit der Geländearbeiten mit Hangschutt verschüttet. Unterhalb des Hangschuttes sind unverschweißte Schlackenablagerungen aufgeschlossen.

Höhe [m]	Beschreibung	Interpretation
-0,17	Bims; Lapilli bis 1,5 cm Ø; ungeschichtet, gut sortiert; Schieferbröckchen	Laacher See-Bims
-0,38	Schluff, tonig; dunkelbraun; etwas bröckelig [Pararendzina]	Alleröd-Boden
-0,82	Schluff, schwach tonig; gelbbraun, oberer Bereich leicht verbraunt, nach unten hin rasch abnehmende Verbraunung; braune Flecken (Eisenmobilisation) um vereinzelt vorkommende Lapilli; zum Liegenden hin zunehmend Kalkmycelien; karbonatisch	Löss
-1,09	Schluff, feinsiltig; gelbbraun nach unten zunehmend vulkaniklastischer Detritus; wenig Kalkmycelien; schwach karbonatisch	

Höhe [m]	Beschreibung	Interpretation
-1,29	Sand, siltig; dunkelbraun mit schwach grünlichem Stich; reich an vulkaniklastischem Material in Asche- und Lapilligröße; schwach zementiert	Abspülsediment
-1,91	Schuttdecke aus wenig kantengerundeten, relativ dichten Schlackenresten bis 20 cm Ø; teilweise Nester von Lapilli und Asche, vermutlich in gefrorenem Zustand transportiert; Tephra aus dem Liegenden ist mit eingearbeitet; Schlackenreste stellenweise in sandiger Matrix; unsortiert und ungeschichtet; keine lössartige Matrix vorhanden; Mächtigkeit in der Muldenmitte > 2 m; Trichter einer Lavabombe an der Unterkante; *Hominidenreste* und *Artefakte* aus dem untersten Bereich der Schuttdecke	Vulkaniklastische Schuttdecke
Diskordanz		
-2,23	Lapilli, sandig bis feinkiesig; untergeordnet rötlich gelbbraune Tonflatschen; geringer Anteil an schwarzer vulkanischer Asche; wenige Quarzite	Umlagerungshorizont
Diskordanz		
-6,73	Wechsellagerung von vulkanischer Asche und Lapilli; nebengesteinsreich; selten leicht verfestigt; unterste 50 cm grob geschichtet; Schlackenreste bis 12 cm Ø, wenige längliche Tonflatschen bis 15 cm Länge, häufig weiße und rötliche Kiese; gut geschichtet; tephrareiche Horizonte sind geringmächtiger; Matrix gelbbraun bis braun-schwarz; Mächtigkeit ändert sich wenig von den Rändern zum Muldentiefsten; phreatomagmatisch	Tephra
-7,05	Lapilli; schwarz, bläulich schimmernd; sortiert; z. T. kleine, gelbbraune Tonbröckchen und Quarzkiese; ungeschichtet	Tephra [Fallablagerung]
>9,35	Brockentuffartige Tephra; grüne und graue Tonflatschen bis 30 cm Ø, Schlackenreste bis 40 cm Ø; schlecht sortiert; weiße, gut gerundete Quarze, Schieferbröckchen; nicht geschichtet; phreatomagmatisch	Tephra [Maarablagerung]

Es wurden fünf Proben zu sedimentologischen Untersuchungen aus den Deckschichten von Profil H entnommen. Die unterste Probe (WAN97-5) wurde unterhalb der vulkaniklastischen Schuttdecke bzw. der Fließerde, in der sich der Fundhorizont befindet, aus feinkörnigen, teilweise geschichteten und umgelagerten, phreatomagmatisch geförderten Pyroklastika entnommen (Abb. 3). Das Korngrößenspektrum zeigt einen sehr hohen Sandanteil von 83,4 % an. Unmittelbar oberhalb des Fundhorizontes ist eine lössartige Fließerde aufgeschlossen, deren Tongehalt zwischen 9,6 und 12,7 % schwankt und ein Maximum in Mittel- und Grobsiltbereich aufweist. Der Sandgehalt beträgt bei beiden Proben (WAN97-4 und -3) weniger als 8 %. Das Korngrößenspektrum des oberweichselzeitlichen Lösses (WAN97-2) hat einen Tongehalt von 15 %. Das Korngrößenmaximum dieser Probe liegt im Schluffbereich, der Sandgehalt beträgt weniger als 5 %. Die oberste Probe (WAN97-1) wurde aus dem Bv-Bereich der Pararendzina entnommen und zeigt einen vergleichsweise hohen Tongehalt von 23,5 %.

3 Archäologie

Im Frühjahr 1997 wurde im Rahmen des Lavaabbaues im nördlichen Grubenabschnitt der Wannenköpfe bei Ochtendung mit dem Abtrag einer kleinen, etwa 30 m breiten und ca. 15 m tiefen

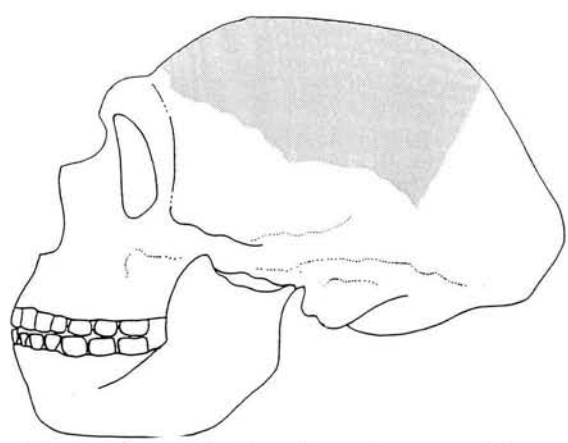


Abb. 5: Schematische Darstellung der anatomischen Zuordnung der Fundstücke im oberen Teil des Schädels.
Fig. 5: Anatomic location of the cranial remains within the upper part of a complete Neanderthal skull.

Muldenfüllung begonnen (Profil H, Abb. 2). In den Deckschichten wurden unmittelbar unterhalb einer Fließerde bzw. Schuttdecke aus vulkaniklastischem Material der obere Teil einer Schä-

Abb. 6: Innenseite des Schädelfragmentes, Stirnbereich links, Größe: 17,5 x 14,.5 cm.

Fig. 6: Photo of the interior part of the cranial fragment from the Ochtendung Neanderthal skull, including the well visible relatively simple vascular network.

Abb. 7: Seitenansicht des Schädelfragmentes mit Innenseite und Bruchstrukturen der Ränder, Stirnbereich links.

Fig. 7: Photo of the Neanderthal skull remains from Ochtendung, including an interior view and the edges of the cranial fragments.

delkalotte eines Hominiden (Abb. 5-7) sowie Steinartefakte (Abb. 8) entdeckt und geborgen (Berg 1997a, b). Faunistische Reste, die sonst immer wieder im Zusammenhang mit mittelpaläolithischen Jagdlagern in Verbindung zu bringen sind (Bosinski et al. 1986; Justus 1995; Berg 2000a), wie im Falle von Profil G, fehlten im Bereich der Fundstelle völlig.

Wichtigstes Fundstück stellt die in drei anpassenden Fragmenten erhaltene obere Schädelkalotte eines Hominiden dar. Das erhaltene Schädelstück hat eine Länge von 17,5 cm und eine Breite von 14,5 cm und ist außergewöhnlich robust; die Schädeldicke liegt im Mittel bei etwa 1 cm Stärke. Vorhanden ist der obere Bereich des Schädels mit Teilen des vorderen Schädeldaches (mittlerer Teil Os frontale) und des Seitenschädels (Os parietale) (Abb. 5-7). Das gesamte Hinterhaupt (Os occipitale) sowie der Gesichtsschädel (Viscerocranium) und die Überaugenregion (Torus occipitalis) fehlen.

Horizontal im gleichen Schichtzusammenhang, etwa 20 cm von dem Schädelrest entfernt, durch geringfügige Verlagerung leicht verdriftet, fanden sich drei Steinartefakte, die ursprünglich unmittelbar bei der Kalotte gelegen haben. Geborgen wurde ein 6 cm breiter und 4,5 cm langer Breitschaber aus Silex (Abb. 8-1). Dieses Steinwerkzeug ist aus graugrünlichem Maas-Feuerstein hergestellt und charakterisch für Steinwerkzeuge der mittleren Altsteinzeit. Der Gebrauch von Maas-Feuerstein an den Wannenköpfen beweist den Ferntransport von Rohmaterialien im Rahmen der Wanderbewegungen von Hominiden in einem Radius von 100 km zwischen Rheinland und Maasgebiet. Bei der Schädelkalotte wurde weiterhin ein kleiner 5,5 x 4,0 cm großer diskoider Kern mit einseitig regelmäßig abgebauten Abschlägen aus lokal vorkommendem, grau-grünem, feinkörnigem Tertiärquarzit (Abb. 8-2) gefunden. Der Kern wurde aus einem flachen Geröll hergestellt und zeigt einseitig noch Reste der Kortex. Das Rohmaterial entstammt den pliozänen Deckenschottern der Kieseloolithterrasse, die im näheren Umfeld großflächig aufgeschlossen ist. Ein 4,0 x 2,7 cm großer Abschlag aus Gangquarz mit beidseitiger Kantenretusche rundet das Fundinventar ab (Abb. 8-3). Nach Morphologie und Typologie gehören diese Artefakte in einen typisch mittelpaläolithischen Fundzusammenhang und lassen sich mit entsprechenden Funden von anderen Schlackenkegeln (Bosinski et al. 1986) vergleichen. Die bisherigen Untersuchungen an der Kalotte ergaben Hinweise auf eine Verwendung als Artefakt. Hierzu gehören partiell zu beobachtende Veränderungen der Ränder an den Bruchkanten und der äußeren Schädelfläche, die nicht durch Umlagerung entstanden sein können. Die Knochenränder weisen Ausbruchsstellen auf, die Kanten sind partiell stark verrundet und verschliffen. Die Oberfläche und die Ränder der Kalotte zeigen deutliche Abnutzungsspuren. Die Beschädigungen besonders im Stirn- und Parietalbereich sind nach den bisherigen Untersuchungen am schon skelettierten Knochen erfolgt. Spuren von primärem Tierfraß besonders im Bereich des Schädeldaches sind durch deutlich erkennbare, sekundäre Abnutzungsspuren bis hin zu politurähnlichen Erscheinungen nahezu unkenntlich

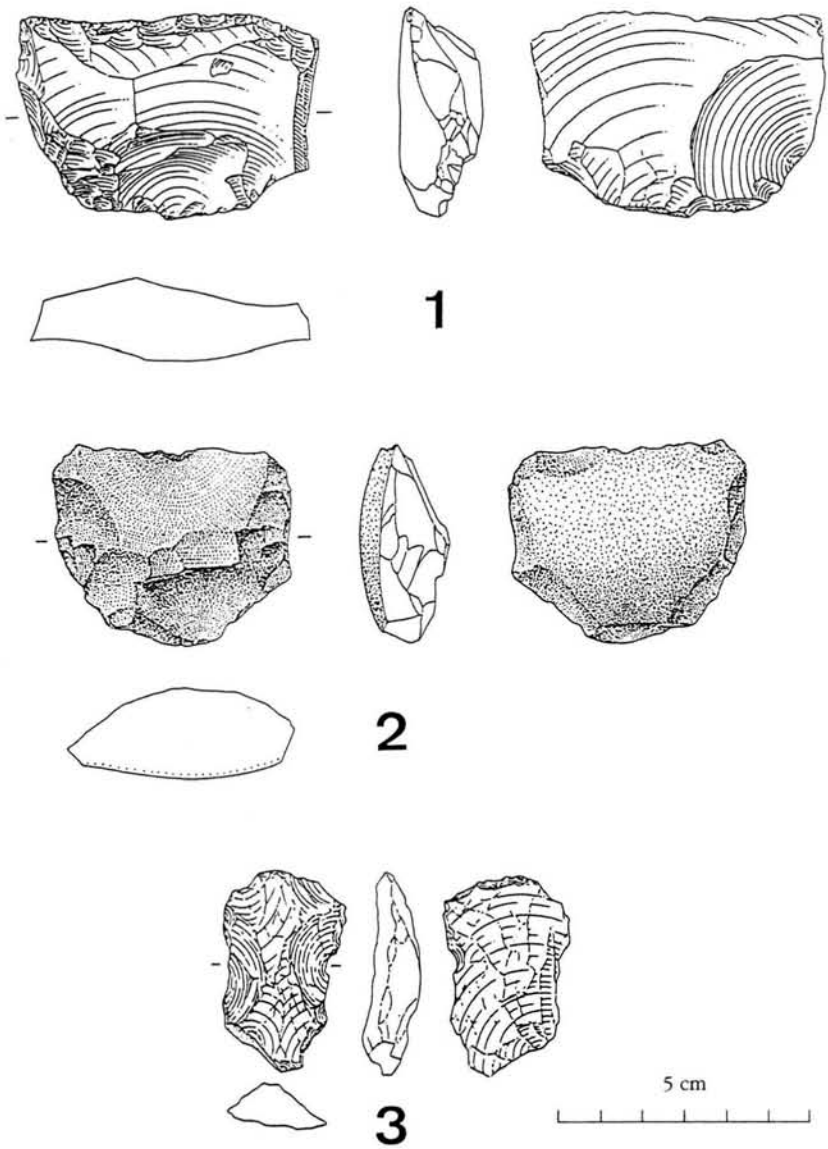


Abb. 8: Steinartefakte aus dem unmittelbaren Umfeld der Schädelkalotte.
1 Breitschaber aus Silex; **2** Diskoider Kern; **3** Quarzabschlag mit Bearbeitung.

Fig. 8: Stone artifacts from the find horizon of the Neanderthal skull fragments from Ochtendung. **1** silex scraper, **2** discoid core, **3** quartz flake.

geworden. Die Deutung des Gesamtkomplexes als isoliertes Werkzeugdepot außerhalb der eigentlichen Jagdlager ist wahrscheinlich. Eine Bestattung ist aufgrund der Fundzusammenhänge auszuschließen.

Beifunde, die auf Siedlungsaktivitäten in der Kratermulde hindeuten, fehlten im Bereich der Sedimentfüllung völlig. Die Fundstücke wurden durch eine Fließerde aus vulkaniklastischem Detritus kurz nach ihrer Ablagerung versiegelt und blieben bis in die heutige Zeit ohne größere Verlagerung erhalten.

Die artifizielle Nutzung hominiden Skelettmaterials ist in mittelpaläolithischen Fundzusammenhängen aufgrund sehr lückenhafter Fundüberlieferung bisher nur schwierig zu bewerten (ULLRICH 1997). Manipulationen an menschlichen Skelettteilen sind bisher in größerer Zahl sicher nur von jungpaläolithischen Fundstellen bekannt (ORSCHIEDT 1999). Der Fund von Ochtendung könnte dahingehend als mögliches Indiz für Nutzung und Gebrauch hominider Knochenteile im Mittelpaläolithikum gewertet werden. Die bisher bekannt gewordenen, isoliert oder im Fundzusammenhang angetroffenen mittelpaläolithischen Schädelteile sind nicht unbedingt nur im Rahmen von Bestattungen oder „Kulturhandlungen" o. ä. zu interpretieren (OBERMAIER 1920; BREUIL & OBERMAIER 1909; VLCEK 1991; HOLTKAMP 1997; ANDREWS & JALVO 1997; BONICHSEN & SORG 1989). Der Aspekt des artifiziellen Gebrauchs von menschlichen Knochenteilen sollte auch bei diesem Fundzusammenhang in Betracht gezogen werden.

Etwa 200 m nordöstlich der Hominidfundstelle wurden 1986 im Profil G in den Deckschichten mehrere Horizonte mit mittelpaläolithischen Funden, reiche Knochenlager und Steinartefakte ent-

deckt. Mehrfache Aufenthalte von Hominiden lassen sich über einen längeren Zeitraum hinweg an dieser Stelle belegen. Die Funde der Schichten VII bis III (Profil G) werden aufgrund der Artefakttypologie sowie den Faunenresten in die vorletzte Kaltzeit gestellt (Frechen & Justus 1998; Justus et al. 1987; Justus 1995). Die Steinartefakte bestehen aus Steinkernen und Abschlägen, die überwiegend aus den lokalen Rohmaterialien Quarz und devonischer Quarzit hergestellt wurden. Seltener finden sich Steinwerkzeuge aus Maas-Feuerstein, darunter ein Spitzschaber und ein retuschierter Abschlag (Justus 1992). Der voranschreitende Abbau des Kraterwalles der Wannenköpfe führte 1993 zur Entdeckung und Ausgrabung eines weiteren zeitgleichen Jagdlagers mit einem Steinring aus Lavabrocken als Substruktion einer einfachen Behausung mit Knochenkonzentrationen und Steinartefakten in einer 150 m südlich davon angeschnittenen Muldenfüllung (Berg 2000a).

4 Paläoanthropologische Ergebnisse

Eine ausführliche Beschreibung der anatomischen Merkmale der Schädelkalotte findet sich an anderer Stelle (Condemi 1997). Die paläoanthropologischen Untersuchungen werden in dieser Arbeit zusammenfassend dargestellt. Die Anatomie der Schädelkalotte ist zum Teil charakteristisch für die Neanderthaler. Besonders hervorzuheben ist der große anterior-posterior Durchmesser des Fundstücks. Die Größe ist besonders beeindruckend, da es sich bei den erhaltenen Teilen nur um den mittleren Teil des Os frontale/Squama frontalis und um einen großen Teil des rechten und linken Os parietale handelt. Die Krümmung der Schädelkalotte ist gering. Dieses Merkmal entspricht der signifikanten Platycephalie der Neanderthaler.

Obwohl die Erhaltung der Schädelfragmente eine Berechnung der kranialen Größe nicht erlaubt, kann auf der Basis der gegebenen Dimensionen ein großes kraniales Volumen angenommen werden. Die Neanderthaler besaßen ein größeres Gehirnvolumen als der *Homo sapiens sapiens*.

Die relativ niedrige und kaum markierte Position des Tuber parietale auf der linken erhaltenen Seite befindet sich dort, wo man sie bei Neanderthalern erwarten würde. Beim heutigen Menschen befinden sich die Tuber parietale in einer höheren Position.

Die Dicke der Knochen ist ungewöhnlich. Die Schädelkalotte ist wesentlich dicker als die eines durchschnittlichen heutigen Menschen, unabhängig von der geographischen Verbreitung.

Die Knochendicke des Ochtendung-Craniums ist massiver ausgebildet als bei manchen Neanderthalern und betrifft die Substantia spongiosa und nicht die Lamina interna und externa. Die Abdrücke des vaskulären Netzes sind relativ einfach und wenig verzweigt. Ein sehr großer Brechet Sinus ist vorhanden, der in dieser Form für Neanderthaler charakteristisch ist.

Für das Mittelpleistozän können die anthropologischen Besonderheiten der Hominiden-Population in Europa mit den zur gleichen Zeit in anderen Teilen der Alten Welt lebenden Hominiden verglichen werden (Tab. 1). Dies wird erleichtert durch das Vorkommen der Neanderthaler, einer Population mit gut unterscheidbaren Charakteristiken und Eigenschaften.

In West und Mitteleuropa ist die evolutionäre Entwicklung der Neanderthaler über einen mindestens 450.000 Jahre langen Zeitraum rekonstruierbar. Diese Entwicklung kann aufgrund der Einzigartigkeit der Neanderthaler und der einfachen Identifikation ihrer apomorphen Merkmale rekonstruiert werden (Condemi 1989, 1992). Unter den europäischen prä-weichselzeitlichen Hominidenresten ist eine progressive Zunahme der Neanderthaler-Merkmale vom älteren zum jüngeren hin nachweisbar. Die Fossilien, die bisher in Europa gefunden wurden, zeigen klar eine Evolution und Diversifikation, die kontinuierlich und progressiv zu den Neanderthalern führt (Condemi 1992, 1998, 1999; Dean et al. 1998). Die Hominiden, die den „klassischen" Neanderthalern vorausgehen, werden als „Prä-Neanderthaler" oder „Proto-Neanderthaler" bezeichnet und sind sowohl im chronologischen als auch im phyllogenetischen Sinn charakteristisch. Die unterschiedlichen Stadien der Evolution, die zu den Neanderthalern führen, sind in Tab. 1 zusammengefasst. Die vorläufigen Studien der Schädelkalotte von Ochtendung zeigen, dass die beobachteten Merkmale der Neanderthaler-Linie zuzuordnen sind. Die Hominidenreste aus Ochtendung repräsentieren jedoch eine frühe Phase in der Evolution der Neanderthaler, die als „Spät-Prä-Neanderthaler" definiert wird.

5 Zur zeitlichen Stellung des Hominidenschädels

In Profil H (vgl. Abb. 3 und 4) beginnt die Deckschichtenabfolge mit phreatomagmatisch geförderten, brockentuffartigen Tephren. Ähnliche Py-

roklastika wurden in den Profilen A, B und D beschrieben (FRECHEN 1995). Oberhalb einer Lapillilage, einer mäßig sortierten und ungeschichteten Fallablagerung, wurden gut geschichtete, sedimentreiche phreatomagmatische Pyroklastika abgelagert, deren oberste 28 cm umgelagert worden sind. Oberhalb dieser Tephra folgt ein Hiatus. Auf die ehemalige Oberfläche ist mindestens eine vulkanische Bombe eingeschlagen, die einen Bombentrichter hinterlassen hat. Die darüberfolgende Schuttdecke aus vulkaniklastischem Detritus füllte die ehemalige Mulde komplett aus. Ein signifikanter Lössanteil ist in der Matrix dieser Schuttdecke nicht vorhanden.

An der Unterkante dieser Fließerde oder vulkanischen Schuttdecke wurden der Hominidenrest und die drei Steinartefakte gefunden. Diskordant über der Schuttdecke folgt eine lössartige Fließerde und Löss, der zum Hangenden hin zu einer Pararendzina überprägt wurde. Die Abfolge schließt mit Laacher See-Bims ab.

Tab. 1: Zuordnung des Hominidenrestes aus Ochtendung und der Frühmenschenfunde Europas zu den verschiedenen Menschengruppen sowie ihre ungefähre zeitliche Stellung.

Tab. 1: Evolution of the European human populations, their chronological positions in relation to the oxygen isotope record and the chronological position of the Neanderthal remains from Ochtendung.

FUNDSTELLEN	O-Isotopen-Stufen	MENSCHEN
Moderne Menschen		
Cro-Magnon (F)		Anatomisch moderne Menschen
Neanderthaler		
St. Césaire (F) La Ferrassie (F) La Chapelle-aux-Saints (F) La Quina (F) Regourdou (F) Spy (B) Neanderthal (D) Circeo (I)	4-3	„Klassische Neanderthaler
Gibraltar (GB) Salzgitter-Lebenstedt (D) Saccopastore (I) La Chaise: B.D. (F) Ehringsdorf (D)	5	Proto-Neanderthaler
Ochtendung	6	
La Chaise: S. (F) Biache-St-Vaast (F) Reilingen (D) Steinheim (D) Swanscombe (GB) Bilzingsleben (D)	9-7	„späte" Prä-Neanderthaler
Atapuerca: S.Huesos (S) Petralona (GR) Arago (F) Visogliano (I)	12-9	„frühe" Prä-Neanderthaler
Boxgrove (GB) Mauer (D)	15-13	Anfang der Neanderthaler Evolution
Archaische Menschen in Europa		
Atapuerca: G. Dolina (S) Ceprano (I)	≙18	*(Homo erectus / Homo ergaster/ Homo antecessor/ Homo heidelbergensis /* archaischer *Homo sapiens?*

Die chronostratigraphische Stellung des Hominiden-Fundhorizontes ist nicht eindeutig. Zum Älteren hin begrenzen die vulkanischen Schlacken und phreatomagmatische Ablagerungen die Abfolge. Vergleicht man diese Sequenz mit detaillierter gegliederten Abfolgen aus dem Bereich der Wannenköpfe (vgl. FRECHEN 1995), so ist es wahrscheinlich, dass das Maximalalter des Fundhorizontes in das Frühglazial der vorletzten Kaltzeit (OIS 6) gestellt werden muss. Der Hominiden-Fundhorizont ist reich an vulkaniklastischem Material. Ein signifikanter Lössanteil ist jedoch nicht nachweisbar, so dass die Schuttdecke entweder unmittelbar nach der phreatomagmatischen Eruptionsphase zur Ablagerung kam oder nach einem zeitlichen Hiatus. Eine ähnliche lithologische Abfolge findet sich in dem von FRECHEN (1995) beschriebenen Profil B zwischen 1,80 und 4,73 m unterhalb Geländeoberkante (GOK). Oberhalb der Maarablagerungen, die der pyroklastischen Abfolge unterhalb des Fundhorizontes lithologisch ähnlich sind, folgt ein Horizont, der aus schwarzen Lapilli und vereinzelt vorkommenden vulkanischen Bomben an der Basis besteht.

Die zum Hangenden hin diskordant folgende Fließerde und der Löss werden mit dem Oberweichsel (OIS 2) korreliert. Aufgrund von Lumineszenz-Datierungen ist

ein Maximalalter von etwa 20.000 Jahren für diese Lösse wahrscheinlich (FRECHEN 1994, 1999; FRECHEN & JUSTUS 1998). Der bereits erwähnte lithologische Aufbau der Profile B und D ist im oberen Teil, wo der oberweichselzeitliche Löss von einer Pararendzina und Laacher See-Tephra überlagert wird, identisch.

Zusammenfassend lässt sich der Fundhorizont in Profil H wegen der Lückenhaftigkeit der Abfolge chronostratigraphisch nur indirekt eingrenzen. Aufgrund der lithologischen Abfolge (phreatomagmatische Tephra, vulkaniklastischer Detritus mit Bombentrichter an der Unterkante und oberweichselzeitlicher Löss am Top des Profils) und lithologischen Vergleichen mit den Deckschichten besser gegliederter Kratermulden im Umkreis von 200 m ist es jedoch wahrscheinlich, dass die Fließerde bzw. vulkanische Schuttdecke in das Frühglazial der vorletzten Kaltzeit zu stellen ist. Ein wesentliches Argument für diese Interpretation ist das Fehlen von lössartigen Sedimenten in der vulkanischen Schuttdecke und zum Liegenden hin. Die phreatomagmatischen Ablagerungen unterhalb des Fundhorizontes in Profil H werden aufgrund der lithologischen Merkmale mit der Tephra B-6 aus Profil B korreliert. In Profil B folgt zum Hangenden hin eine mafische, im unteren Bereich bombenreiche Tephra (B-7), die von vulkaniklastischem Detritus überlagert wird. Lithologisch und stratigraphisch handelt es sich bei diesen beiden Horizonten um Äquivalente der vulkaniklastischen Schuttdecke in Profil H.

Der bisher älteste Hominidenrest aus dem Rheinland stammt aufgrund der geologischen Befunde mit großer Wahrscheinlichkeit aus dem Frühglazial bzw. dem älteren Abschnitt der vorletzten Kaltzeit (OIS 6) und ist aufgrund seiner anatomischen Merkmale als „Spät-Prä-Neanderthaler" zu interpretieren (Tab. 1). Damit ist zum ersten Mal ein direkter Nachweis von Hominidenresten einer frühen Form des Neanderthalers aus dem Rheinland und dem Bereich der Osteifel-Vulkane erbracht.

6 Dank

Für die Unterstützung der Geländearbeiten sei der Firma Rheinische Basalt- und Lavawerke GmbH/Lava Union der Basalt AG, Sinzig gedankt. Zwei anonymen Begutachtern des Manuskriptes danken wir für zahlreiche Anregungen.

7 Schriftenverzeichnis

ANDREWS, P. & JALVO, F. (1997): Surface modification of the Sima de los Huesos fossil humans.- Journal of Human Evolution, **33:** 101-217; London.

BERG, A. von (1997a): Die Schädelkalotte eines Neanderthalers aus dem Wannenvulkan bei Ochtendung, Kreis Mayen-Koblenz. - Berichte zur Archäologie an Mittelrhein und Mosel, **5:** 11-28; Koblenz.

– (1997b): Ein Hominidenrest aus dem Wannenvulkan bei Ochtendung, Kreis Mayen-Koblenz. Ein Vorbericht. - Archäologisches Korrespondenzblatt, **27:** 531-538; Mainz.

– (2000a): Ein Jagdlager der Neanderthaler aus der vorletzten Kaltzeit in einer Kratermulde des Schlackenvulkans Wannenköpfe bei Ochtendung, Kr. Mayen-Koblenz. - Berichte zur Archäologie an Mittelrhein und Mosel, **7** (in Vorbereitung); Koblenz.

– (2000b): Neue Hominidenreste aus der vorletzten Kaltzeit vom Schlackenkegelkomplex Schweinskopf in der Gem. Bassenheim, Kr. Mayen-Koblenz. - Berichte zur Archäologie an Mittelrhein und Mosel, **7** (in Vorbereitung); Koblenz.

BOGAARD, P. & SCHMINCKE, H. U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas.-deuqua-Führer, **1:** 166-190; Hannover.

BONICHSEN, R. & SORG, R. M. (1989): Bone Modifications. - Orono.

BOSINSKI, G. (1995): Palaeolithic sites in the Rheinland.- In: SCHIRMER, W. [ed.]: Quaternary field trips in Central Europe, **2:** 829-999; München (Pfeil).

– KRÖGER, K., SCHÄFER, J. & TURNER, E. (1986): Altsteinzeitliche Siedlungsplätze auf den Osteifel-Vulkanen. - Jahrbuch des Römisch-Germanischen Zentralmuseums, **33:** 97-140; Mainz.

BREUIL, H. & OBERMAIER, H. (1909): Cranes paléolithiques façonnes en coupes.- L'Anthropologie: 74.

CONDEMI, S. (1989): Décalage dans l'apparition des traits néanderthaliens sur le crâne cérébral chez les fossiles du Riss-Würm.- In: GIACOBINI, G. [ed.]: Hominidae, Jaca book: 357-362; Milano.

– (1992): Les Hommes fossiles de Saccopastore (Italie) et leurs relations phylogénétiques. - Cahiers de Paléontologie (Paléanthropologie), C.N.R.S. éditions: 1-190; Paris.

– (1997): Preliminary study of the calotte of the Ochtendung cranium. - Berichte zur Archäologie an Mittelrhein und Mosel, **5:** 23-28; Koblenz.

– (1998): The Neanderthals: A cold-adapted European Middle Pleistocene population?. - Anthropologie, **36:** 31-38; Brno.

– (1999): I Neandertaliani e l'origine di Homo sapiens sapiens, Nuova Secondaria. - Editrice La Scuola di Brescia, **16:** 30-35; Brescia.

DEAN, D., HUBLIN, J.-J., HOLLOWAY, R. & ZIEGLER, R. (1998): On the phylogenetic position of the pre-Neandertal specimen from Reilingen, Germany. - Journal of Human Evolution, **34:** 485-508; London.

FRECHEN, M. (1994): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Tönchesberges aus der Osteifel. - Eiszeitalter und Gegenwart, **44:** 79-93; Hannover.

– (1995): Eruptionsgeschichte und Deckschichtenfolge der Wannenköpfe-Vulkangruppe in der Osteifel. - Eiszeitalter und Gegenwart, **45:** 109-129; Hannover.
– (1999): Zur Geologie der Karmelenberg-Vulkangruppe in der Osteifel. - In: BECKER-HAUMANN, R. & FRECHEN, M. [Hrsg.]: Terrestrische Quartärgeologie: 277-309; Köln (logabook).
– & JUSTUS, A. (1998): Zur Geologie der Wannen-Vulkangruppe in der Osteifel. - GeoArchaeoRhein, **2:** 213-240; Münster.

HOLTKAMP, E. M. (1997): Neanderthalerbestattungen und Schädeldeponierungen des Alt- und Mittelpleistozäns. - Diss. Univ. Münster: 81 S.; Münster.

JUSTUS, A. (1992): Der mittelpaläolithische Fundplatz „In den Wannen". - Diss. Univ. Köln; Köln.
– (1995): Wannen. - In: SCHIRMER, W. [ed.]: Quaternary field trips in Central Europe, **2:** 897-898; München (Pfeil).
– URMERSBACH, K.-H. & URMERSBACH, A. (1987): Mittelpaläolithische Funde vom Vulkan „Wannen" bei Ochtendung, Kreis Mayen-Koblenz. - Archäologisches Korrespondenzblatt, **17:** 409-417; Koblenz.

KOLFSCHOTEN, T. VAN & ROTH, G. (1993): Die mittelpleistozänen Mollusken und Kleinsäuger von Schlackenkegeln der Osteifel. - Jahrbuch Römisch-Germanisches Zentralmuseum, **40:** 27-74; Mainz.

OBERMAIER, H. (1920): Paläolithische und steinzeitliche Felskunst in Spanien. - Prähistorische Zeitschrift, **13:** 180; Berlin.

ORSCHIEDT, J. (1999): Manipulationen an menschlichen Skelettresten. - Urgeschichtliche Materialhefte, **13:** 1-36; Tübingen.

STREET, M., BAALES, M. & JÖRIS, O. (1999): Beiträge zur Chronologie archäologischer Fundstellen des letzten Glazials im nördlichen Rheinland. - In: BECKER-HAUMANN, R. & FRECHEN, M. [Hrsg.]: Terrestrische Quartärgeologie: 426-465; Köln (logabook).

TURNER, E. (1990): Middle and Late Pleistocene macrofaunas of the Neuwied-Basin region (Rhineland-Palatine of West Germany). - Jahrbuch Römisch-Germanisches Zentralmuseum, **40:** 135-404; Mainz.

ULLRICH, H. (1997): Totenriten und Bestattungen im Paläolithikum Europas aus anthropologischer Sicht. - Ethnogr.-archäol. Z., **12:** 1-27; Berlin.

VLCEK, E. (1991): Die Mammutjäger von Dolni Vestonice. Anthropologische Bearbeitung der Skelette aus Dolni Vestonice und Pavlov.- Archäologie und Museen (Berichte aus der Arbeit des Amtes für Museen und Archäologie des Kantons Baselland), **22:** 1-68; Liestal.

Manuskript eingegangen am 11. Juni 1999,
zum Druck angenommen am 21. August. 2000

Eiszeitalter und Gegenwart	50	69 — 85 8 Abb., 4 Tab.	Hannover 2000

Paläoökologie und Geochemie quartärer Seesedimente auf Baffin Island, Kanadische Arktis

JOACHIM W. HÄRTLING & ALEXANDER P. WOLFE*)

HÄRTLING, J. W. & WOLFE, A. P. (2000): Paläoökologie und Geochemie quartärer Seesedimente auf Baffin Island, Kanadische Arktis. – Eiszeitalter und Gegenwart, **50:** 69-85; Hannover 2000.

Keywords: Arctic Canada, Baffin Island, Quaternary paleoecology, sediment stratigraphy, diatoms, sediment chemistry, lake developmental history, trace metal enrichment.

Kurzfassung: Amarok, Tulugak und Ukalik sind kleine, ultra-oligotrophe Seen auf Baffin Island, kanadische Arktis, die im Frühholozän eine natürliche Schwermetallanreicherung aufweisen, welche mit der von rezenten, belasteten Sedimenten vergleichbar ist. Während der letzten Eiszeit waren diese Seen nicht von Gletschermassen bedeckt (Refugien), so dass die Seen und ihre Einzugsgebiete während der letzten 40 000 Jahre aktive Ökosysteme waren. Die paläoökologischen Bedingungen wechselten zwischen kalten Zeiten mit geringer Vegetationsbedeckung, geringer Bodenbildung, starker Erosion, allochthonen klastischen Sedimenten, geringer Produktivität und sauren pH-Werten und wärmeren Zeiten mit Zunahme von Vegetationsbedeckung und Bodenbildung, geringerer Erosion, autochthonen organischen Sedimenten, stärkerer Produktivität und höheren pH-Werten. Die Veränderungen des Paläo-pH werden vor allem durch hydrologische und biogeochemische Prozesse in den Seen selbst gesteuert, weniger durch die Basenbereitstellung aus den Einzugsgebieten. Eine effektive synsedimentäre Konzentration von Schwermetallen im organischen Anteil hat im Frühholozän dazu geführt, dass unter bestimmten hydrologischen und ökologischen Bedingungen natürlicherweise Konzentrationen von Schwermetallen auftreten, die z. T. weit über dem normalerweise anzutreffenden geogenen Hintergrund liegen.

[Palaeoecology and geochemistry of Quaternary lake deposits on Baffin Island, Canadian Arctic]

Abstract: Amarok, Tulugak and Ukalik are small, ultra-oligotrophic lakes on Baffin Island, Canadian Arctic, which were not covered by glaciers during the last ice age (refugia). Thus, the lakes and their watersheds have been active ecosystems for at least the last 40,000 years. Palaeoecological conditions varied from cold periods with little vegetation and pedogenesis, intense watershed erosion, clastic sedimentation, low productivity and a more acidic pH in the lakes to warmer periods with increased vegetation cover and pedogenesis, reduced watershed erosion, organic sedimentation, increased productivity in the lakes and higher pH-values. The changes in paleo-pH are primarily caused by hydrological and biogeochemical reactions within the lakes, and not as much by the input of base cations from the watershed. Effective synsedimentary scavenging of heavy metals by organic material caused a natural increase of these metals during the early Holocene comparable to that of contaminated recent sediments. The results show that, under specific ecological conditions, the natural concentrations of heavy metals can exceed the usual background values considerably.

1 Einführung

Während rezente ökologische Zustände direkt gemessen werden können, sind Paläoklimatologie bzw. Paläoökologie auf Stellvertreterdaten (sog. Proxy-Daten) angewiesen. Bei hoher zeitlicher Auflösung eignen sich Seesedimente besonders gut als Archive für paläoökologische Veränderungen. Ziel dieser Arbeit ist es, durch biologische und geochemische Untersuchungen limnischer Sedimente paläoökologische Veränderungen in arktischen Einzugsgebieten zu erklären.

Da die geochemische Signatur limnischer Sedimente eine komplexe Interaktion von Ausgangsmaterial, Transport, Sedimentationsraten, Sedimentfokussierung, physikalischer und chemischer Mobilisierung vor und nach der Deposition sowie von frühdiagenetischen Prozessen reflektiert, ist es schwierig, direkte Beziehungen zwischen den sedimentären Signalen und den ökologischen Verhältnissen im Einzugsgebiet herzustellen. Biologische Indikatoren wie Kieselalgen (Diatomeen) können die sedimentologischen und geochemischen Daten unterstützen und zur Rekonstruktion von Paläoproduktivität und Paläo-pH genutzt werden. Dabei können die Diatomeenkonzentrationen (in Abwesenheit von Opallösung) als Indikatoren für die Paläoproduktivität in den Seen dienen, während die Artenzusammensetzung Hinweise auf den Paläo-pH und die trophischen Bedingungen im See bzw. auf den Einfluss des Einzugsgebiets geben. Wenn die-

*) Anschriften der Verfasser: PD Dr. J. W. HÄRTLING, Institut für Physische Geographie (IPG), Albert-Ludwigs-Universität, Werderring 4, D-79085 Freiburg i. Br., acha@ipg.uni-freiburg.de; Dr. A. P. WOLFE, INSTAAR and Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder CO 80309-0450, U.S.A.

se biologischen und chemischen Signale durch relative und absolute Datierungen zeitlich eingeordnet werden können, kann eine durchgehende Rekonstruktion der Seenentwicklung im Zusammenhang mit den paläoökologischen Verhältnissen in den Einzugsgebieten erstellt werden.

Der Einsatz biologischer und geochemischer Verfahren zur Rekonstruktion von Paläoumweltbedingungen hat in den temperierten Regionen der Erde eine lange Tradition. So verweisen die frühen Arbeiten von JENKINS et al. (1941), MACKERETH (1965, 1966) und ZÜLLIG (1956) bereits auf das Potential der geochemischen Analyse zur paläoökologischen Rekonstruktion (siehe auch die grundlegenden Arbeiten von ENGSTROM & WRIGHT 1984, HAKANSON & JANSSON 1983, und LERMAN 1978). In den Polargebieten gibt es erst wenige Untersuchungen zu dieser Thematik, weil diese Räume schwer zugänglich sind. Auflerdem musste erst das methodische Instrumentarium entwickelt werden, wie bei kleinen Datensätzen aus biologischen und geochemischen Signalen in den Sedimenten differenzierte Aussagen zu paläoklimatischen bzw. paläoökologischen Veränderungen abgeleitet werden können (ENGSTROM & HANSEN 1985; ENGSTROM & WRIGHT 1984; ENGSTROM et al. 1990; RENBERG 1990; RENBERG et al. 1993; YOUNG & KING 1989). Daher werden erst seit Mitte der 80er Jahre Untersuchungen zu dieser Thematik in Alaska (CORNWELL 1986; ENGSTROM et al. 1990; HU et al. 1993) und in der kanadischen Arktis (BRADLEY et al. 1996; SMITH 1991; WOLFE & HÄRTLING 1996, 1997; YOUNG & KING 1989) durchgeführt.

Anhand der Untersuchung von drei kleinen Seen auf Baffin Island, kanadische Arktis, werden Möglichkeiten des Einsatzes geochemischer und biologischer Proxy-Daten zur Erfassung der paläoklimatischen bzw. paläoökologischen Verhältnisse in extraglaziären Einzugsgebieten dargestellt. Mit Hilfe einer regionalen paläolimnologischen Rekonstruktion werden dann die Reaktionen der Seen und der zugehörigen Einzugsgebiete auf paläoklimatische Veränderungen diskutiert. Die verwendeten Sedimentkerne stellen die ersten, vom Spätpleistozän bis heute durchgehenden, limnischen Archive in der kanadischen Arktis dar.

2 Der Untersuchungsraum

Die kleinen, ultra-oligotrophen Seen Amarok, Tulugak und Ukalik befinden sich auf der Cumberland Peninsula, Baffin Island, Kanada (66° 16' N, 65° 45' W) in einer Höhenlage von 545 m (Ukalik) bis 848 m ü. NN (Amarok) - (Abb. 1). Das Relief im Untersuchungsraum ist durch scharf eingeschnittene, steile Täler gekennzeichnet, die während der letzten Vereisung eisfrei geblieben sind. Die morphometrischen Daten der Seen sind in Tab. 1 zusammengefasst (DYKE 1979; DYKE et al. 1982; WOLFE 1994a).

Tab. 1: Geographische Lage und Morphometrie von Amarok, Tulugak und Ukalik (nach WOLFE & HÄRTLING 1996).

Tab. 1: Geographic location and morphometry of Amarok, Tulugak and Ukalik lakes (WOLFE & HÄRTLING 1996).

See	Amarok	Tulugak	Ukalik
Lage (UTMG)	LJ7655	LJ7753	LJ7752
Höhe (m NN)	848	754	545
Fläche (km²)	0,04	0,17	0,18
Einzugsgebiet (km²)	1,06	3,17	15,3
Maximale Tiefe (m)	14,2	15,4	16,4

Die Seen befinden sich in der präkambrischen Churchill Provinz des Kanadischen Schildes (THORSTEINSSON & TOZER 1981). Nach JACKSON & TAYLOR (1972) bestehen die Gesteine der Churchill Provinz vor allem aus Gneisen, Graniten und Quarz-Monzoniten. Eigene Erhebungen im Bereich der Seen erbrachten vor allem Granite bis Granodiorite, die leicht deformiert bis charnockitisch überprägt sind.

Die jüngere Sedimentbedeckung besteht vor allem aus Moränenschutt, Blockfeldern und vergrusten kristallinen Gesteinen. Die klimatisch bedingte, langsame chemische Verwitterung und die geringe Vegetationsbedeckung führten zum raschen Abtransport verwitterter Materialien durch periglaziale Prozesse. Daher konnten sich meist nur flachgründige (< 0,4 m) und grobkörnige Böden entwickeln. Diese Böden können nach TEDROW & CANTLON (1958) zwischen Polarböden (polar desert soils) und flachgründigen arktischen Braunerden (arctic brown soils) eingeordnet werden (BIRKELAND 1978; BOCKHEIM 1979; HÄRTLING 1992).

Die Vegetation beschränkt sich auf den Hochflächen auf eine diskontinuierliche bzw. sporadische Verbreitung von *Cassiope tetragano-Salix*-Flechten-Tundra. In feuchten Niederungen finden sich auch Flecken mit dichterer Krauttundra, Sauergräsern und Bryophyten. Die klimatischen

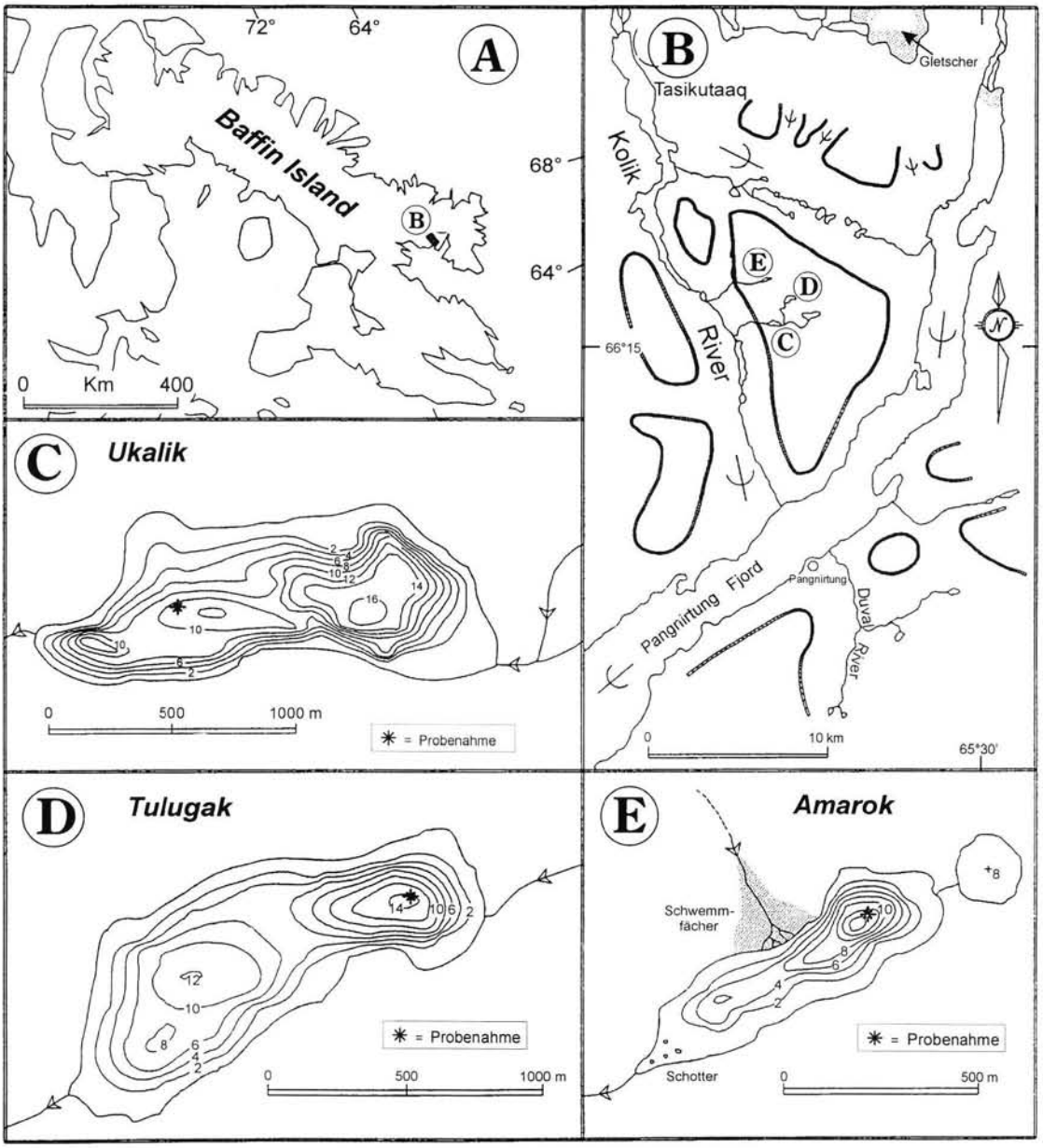


Abb. 1: Lage des Untersuchungsraums (1A, 1B) und Bathymetrie von Ukalik (1C), Tulugak (1D) und Amarok (1E). Abb. 1B zeigt die nicht vergletscherten Gebiete (Leitersignatur) und die Eisflusssignaturen der letzten Eiszeit (nach WOLFE & HÄRTLING 1996).

Fig. 1: Location of research area (1A, 1B) and bathymetrie of Ukalik (1C), Tulugak (1D) and Ukalik (1E). Fig 1B shows the non-glaciated areas (refugia) and the ice flow signatures for the last ice age (WOLFE & HÄRTLING 1996).

Bedingungen sind durch relativ warme, feuchte Sommer und niederschlagsreiche, kalte Winter geprägt. Die direkt am Pangnirtung Fjord gelegene Gemeinde Pangnirtung (13 m ü. NN) weist eine mittlere Jahrestemperatur von −8,9°C und eine durchschnittliche Sommertemperatur von + 5,2°C auf. Der jährliche Niederschlag beträgt durchschnittlich 400 mm. Davon fallen ungefähr 56% als Schnee (MAXWELL 1980). Da die Seen wesentlich höher als die Klimastation in Pangnirtung liegen (545–848 m ü. NN), sind die klimatischen Bedingungen dort extremer.

Bei den heutigen Klimabedingungen sind die Seen 10–12 Monate im Jahr von Schnee und Eis bedeckt, wobei eine maximale Eismächtigkeit von ca. 2 m erreicht wird. Die Auftauphase der

Seen beginnt frühestens im Juli mit der Bildung von Schmelzrinnen. Im August können die Seen kurzzeitig schnee- und eisfrei werden, spätestens im September bildet sich bereits wieder die erste Eisschicht.

Das Milieu der Seen ist durch den sauren Chemismus der Ausgangsmaterialien und eine extreme Nährstoffarmut gekennzeichnet (Ukalik [n = 21]: K: 0,29 mg l^{-1}; Na: 1,05 mg l^{-1}; Mg: 0,14 mg l^{-1}; Ca: 2,55 mg l^{-1}; Fe: 0,05 mg l^{-1}; aus WOLFE 1994b). Während des Sommers 1991 wiesen die Seen eine durchschnittliche Leitfähigkeit von weniger als 7 µS cm^{-1}, einen pH-Wert von 6,1 und eine Gesamtkationenkonzentration von weniger als 5 mg l^{-1} auf.

3 Methodik

Im Juli 1991 wurde je ein Sedimentkern in den tiefsten Bereichen der Seen (Abb. 1) durch 2 m dickes Eis mit einem modifizierten Hammerlot (GILBERT & GLEW 1985) gezogen. Die Proben wurden kühl gelagert und im Labor des Instituts für Geographie der Queen's University in Kingston, Ontario, untersucht. Bei der Teilprobennahme wurde darauf geachtet, dass das Material nur vom inneren, ungestörten Bereich der Kerne entnommen wurde. Im allgemeinen wurden die Kerne alle 5 cm beprobt; bei lithologischen Übergängen wurde eine feinere Auflösung von 2,5 cm gewählt.

Aufgrund der geringen Probenmassen konnten nur am Sedimentkern von Ukalik Korngrößenanalysen durchgeführt werden. Dabei wurde 10 g homogenisierte trockene Probe eingewogen, mit 25 ml 0,4 N Natriumpyrophosphat versetzt, mit destilliertem Wasser auf 100 ml aufgefüllt und für 1 h bei niedriger Frequenz geschüttelt. Danach wurde die Sandfraktion durch Nasssiebung sowie die Ton- und Schlufffraktion durch Sedimentationsanalyse (nach KÖHN) bestimmt.

Für die geochemischen Analysen wurden Sedimentproben über Nacht bei 90 ° C getrocknet und mit einem Achatmörser auf < 63 µm zerrieben. Bei der petrographischen und geochemischen Bestimmung wurden auch Gesteinsbrocken analysiert, die sich in den Kernen von Amarok und Ukalik befanden. Weiterhin wurden Handstücke, die auf dem Eis oder auf den angrenzenden Schotterfluren von Ukalik eingesammelt worden waren, auf ihren Mineralbestand und ihre Geochemie untersucht.

Zur geochemischen Gesamtanalyse wurden die Sediment- und Gesteinsproben in $HF/HNO_3/HClO_4$ gelöst und mittels ICP-OES auf 31 Elemente untersucht. Gesamtschwefel wurde mit einem LECO-Schwefelanalysator analysiert und der organische Anteil als gravimetrischer Massenverlust bei 550 ° C (LOI_{550}) geschätzt (DEAN 1974). Genauigkeit und Zuverlässigkeit der chemischen Analysen wurden von einem kommerziellen Labor überprüft. Die Zuverlässigkeit (relative Mittelwertabweichung) der chemischen Analysen ist sehr unterschiedlich: 3,6 % (Ca), 4,9 % (Mn), 5,2 % (Fe), 5,6 % (Ti), 5,8 % (S), 6,5 % (V), 7,7 % (K), 8,0 % (Al), 8,3 % (Na), 8,5 % (Zr), 9,3 % (Cr), 9,4 % (Ni), 10,9 % (Zn), 11,0 % (Cu) und 19,0 % (Pb). Einige Elemente (Ag, As, Cd, Sb, Sn) lagen durchgängig unter den Bestimmungsgrenzen.

Die Chronostratigraphie der Kerne wurde auf der Basis von 14 Radiokohlenstoffdatierungen aufgestellt (Tab. 2). 8 Datierungen erfolgten per Massenbeschleuniger und Massenspektrometer (AMS) an Bryophytenresten (vor allem *Warnstorfia exannulata*), während die restlichen 6 Datierungen durch eine konventionelle ^{14}C-Methode (Zählrohr) durchgeführt wurden (WOLFE & HÄRTLING 1996). Dafür mussten allerdings 6,5–8 cm mächtige Sedimenteinheiten entnommen werden. Die Datierungen selbst wurden von Isotrace Laboratories in Toronto (AMS) und dem Geological Survey of Canada in Ottawa (konventionelle Methode) vorgenommen. Insgesamt konnten von Tulugak 2, von Ukalik 4 und von Amarok 8 Datierungen durchgeführt werden, die ^{14}C-Alter zwischen 3.220 und > 38.000 ergaben (Tab. 2).

Parallel zur geochemischen Analyse wurden die Kerne auf ihren Gehalt an Kieselalgen untersucht und daraus der Paläo-pH (DpH) ermittelt. Alle Proben für die Diatomeenbestimmung wurden säuregereinigt (H_2O_2, H_2SO_4, $K_2Cr_2O_7$) und mit destilliertem Wasser gespült. Die Diatomeen wurden dann durch zufällige Transekte mit einer Vergrößerung von x1000 bestimmt und ausgezählt, wobei bekannte Mengen von *Eucalyptus*-Pollen als Vergleich dienten. Pro Probe wurden mindestens 500 Kieselalgen ausgezählt. Die pH-Rekonstruktionen basieren auf einer gewichteten Mittelwertbildung (TER BRAAK 1987a) unter Verwendung der pH-Optima eines Trainingssets von 71 Seen in den Adirondacks (DIXIT et al. 1993). Analyse, Taxonomie und numerische Auswertung sind bei WOLFE (1994a; 1994b) und WOLFE & HÄRTLING (1996) ausführlich beschrieben.

Die genauere statistische Auswertung des gesamten Datensatzes erfolgte mit Hilfe der zentrierten Hauptkomponentenanalyse, einer indirekten linearen Ordinationsmethode (TER BRAAK 1987b).

Tab. 2: Die Radiokohlenstoffdatierungen der Sedimentkerne von Amarok, Tulugak und Ukalik. Alle Daten sind als unkalibrierte ^{14}C-Daten (nach WOLFE & HÄRTLING 1996).

Tab. 2: Radiokarbon dates of the Amarok, Tulugak and Ukalik cores (all values as uncalibrated ^{14}C-data) - (WOLFE & HÄRTLING 1996).

See	Tiefe (cm)	Labornummer	Methodik	∂^{13}C (‰ PDB)	^{14}C-Alter (BP)
Tulugak	37,5 - 45,5	GSC5483	Konv.	- 22,5	8870 ± 100
Tulugak	90 - 91	TO3242	AMS	n.a.	36120 ± 340
Ukalik	22 - 28,5	GSC5496	Konv.	- 27,1	3220 ± 110
Ukalik	66 - 73	GSC5492	Konv.	- 26,3	6980 ± 110
Ukalik	89 - 95,5	GSC5486	Konv.	- 28,3	9370 ± 90
Ukalik	102 - 103	TO3241	AMS	n.b.	37990
Amarok	29,5 - 30,5	CAMS11125	AMS	n.b.	8380 ± 60
Amarok	37 - 37,5	CAMS11122	AMS	n.b.	8890 ± 70
Amarok	37 - 45	GSC5478	Konv.	- 28,1	10500 ± 110
Amarok	44 - 45	CAMS11121	AMS	n.b.	12860 ± 90
Amarok	68 - 69	CAMS12256	AMS	n.b.	17330 ± 1200
Amarok	111 - 113	CAMS11340	AMS	n.b.	18730 ± 90
Amarok	112 - 113	TO3243	AMS	n.b.	20110 ± 340
Amarok	110 - 117	GSC5497	Konv.	- 29,7	> 38000

Dabei werden die 24 Variablen der 63 Proben zuerst normalisiert und dann mit dem Programm MVSP (Version 2.0) in einige wenige künstliche Variablen (sog. Achsen) überführt (KOVAC 1990).

4 Ergebnisse

4.1 Sedimentstratigraphie und -chronologie

Die Stratigraphien der Sedimente von Amarok, Tulugak und Ukalik zeigen eine weitgehende Übereinstimmung. Alle Kerne enthalten eine Abfolge von Sedimenten aus der letzten Kaltzeit (die in Nordamerika als Wisconsin-Vereisung bezeichnet wird) bis zu rezenten Sedimenten, die in zwei große Abschnitte unterteilt werden kann (Abb. 2).

Die jüngeren Einheiten bestehen aus schluffiger Gyttja, deren Schwarzfärbung und organischer Anteil nach unten zunimmt und ab 25-30 cm (Amarok, Tulugak) bzw. ab 85 cm (Ukalik) in Gyttja übergeht (Abb. 2 und 3).

Der Anteil der Korngröße Schluff im Kern von Ukalik beträgt durchgehend 60-75 %. Sand ist mit 15-25 % und Ton mit ca. 10 % vertreten. Die unterste Lage der Gyttja wurde durch konventionelle ^{14}C-Bestimmung auf 8.870 ± 100 (Tulugak), 9.370 ± 90 (Ukalik) bzw. 10.500 ± 110 (Amarok) datiert. Da diese Daten aus 6,5-8 cm mächtigen Sedimentscheiben ermittelt wurden, sind sie als Minimaldaten zu verstehen. Durch die AMS-Datierung (CAMS11121) wird der früheste Beginn der organischen Sedimentation dagegen auf 12.860 ± 90 festgelegt (Tab. 2).

Für die unterschiedlichen Altersangaben gibt es verschiedene Erklärungen: (a) Zum einen können die üblichen methoden-inhärenten Probleme der ^{14}C-Datierungen wie Probennahme, Umlagerung, Eignung des Probenmaterials oder Reservoir-Effekten zu Fehlern geführt haben. Dabei darf auch die räumliche Differenzierung der Probenstandorte innerhalb eines Sees für die unterschiedliche zeitliche Abgrenzung in den drei Seen nicht unterschätzt werden (WOLFE 1996 a). Die räumliche Komponente ist besonders bei autochthonen Sedimentationsbedingungen und in Zeiten geringer Produktion von Bedeutung (WHITMORE et al. 1996). So zeigen Mehrfachkerne von Ukalik bei der Bestimmung des Einsetzens der organischen Sedimentation Unterschiede von 800 Jahren (WOLFE 1996a). Außerdem variieren die Standortbedingungen zwischen den Seen. Die höheren holozänen Sedimentationsraten in Ukalik können z. B. durch das größere Einzugsgebiet und die wesentlich geringere Höhenlage erklärt werden. (b) Akzeptiert man dagegen die AMS-Daten, wäre der Beginn der organischen Sedimentation und damit einer Klimaerwärmung

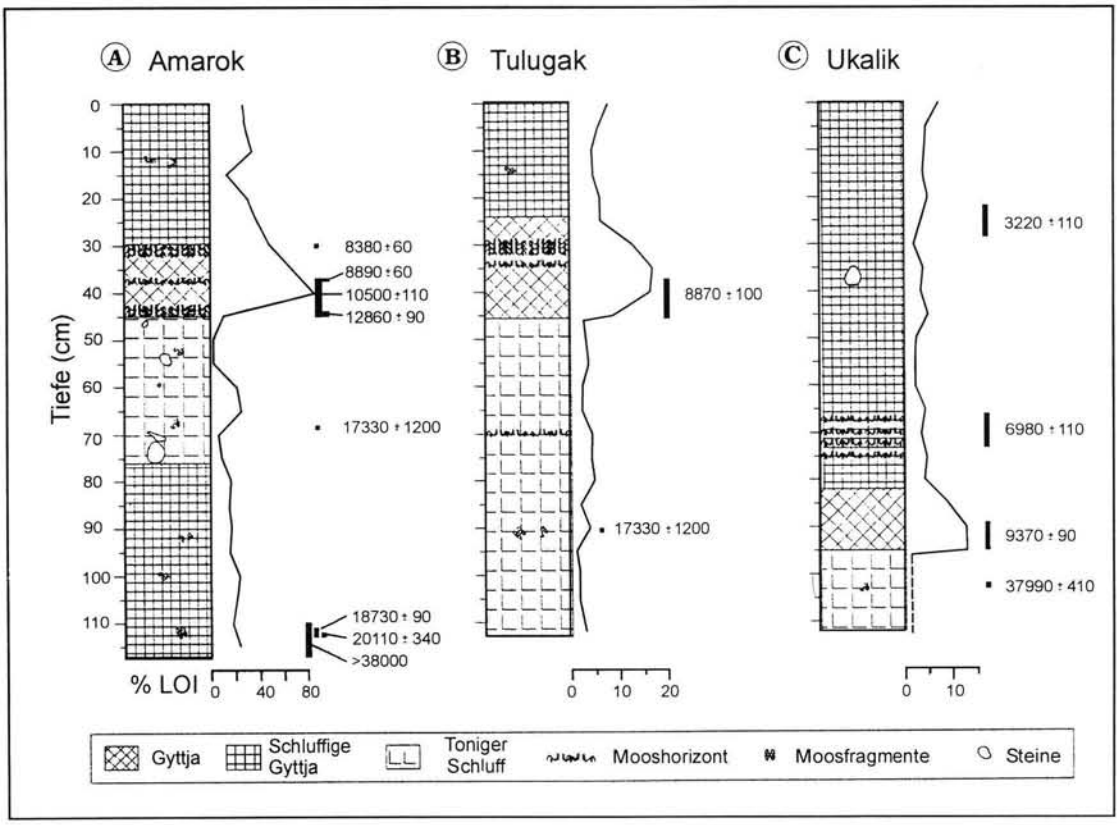


Abb. 2: Sedimentstratigraphie, LOI_{550} und ^{14}C-Daten der drei Sedimentkerne von Amorak, Tulugak und Ukalik (nach WOLFE & HÄRTLING 1996).

Fig. 2: Sediment stratigraphy, LOI_{550} and ^{14}C-data of the three sediment cores from Amarok, Tulugak and Ukalik (WOLFE & HÄRTLING 1996).

auf Baffin Island bereits um 13 ka anzusetzen. Diese These wird durch die Arbeiten von ANDREWS et al. (1991), DYKE & MORRIS (1990) und WOLFE (1996b) unterstützt. Die Sedimentationsraten der oberen Einheit können durch lineare Interpolation grob auf ca. 4 – 5 cm ka^{-1} für Amarok und Tulugak sowie auf ca. 10 cm ka^{-1} für Ukalik geschätzt werden. Da relativ wenige Altersdaten vorliegen, müssen die Angaben der Sedimentationsraten vorläufig als hypothetische Werte betrachten werden.

Unter der Gyttja folgt ein Abschnitt mit einem deutlich geringeren organischen Anteil (< 10 % LOI_{550}), der der Wisconsin-Vereisung zugeordnet werden kann. Obwohl der Anteil der Klastika in diesem Abschnitt deutlich zunimmt, verändert sich die Korngrößenverteilung im Kern von Ukalik nicht (Ton: 12%; Schluff: 70%; Sand: 18%). Die Interpretation der älteren Einheiten ist aufgrund von Datierungsproblemen (Vergleich AMS und konventionelle ^{14}C-Datierung) problematisch (siehe hierzu auch WOLFE & HÄRTLING 1996). Daher lassen sich auch keine Sedimentationsraten abschätzen. Der Anstieg des organischen Anteils im untersten Abschnitt des Kerns von Amarok kann durch die vorliegenden Daten nicht erklärt werden, zumal Amarok mit 848 m ü. NN der höchstgelegene Karsee ist.

4.2 Paläolimnologie

Die Konzentrationen und Artenzusammensetzungen der Kieselalgen in den Kernen bestätigen die Sedimentationsgeschichte. Die wisconsinzeitlichen Sedimente (Zone 1 in Abb. 3) werden von stark silifizierten planktonischen und tychoplanktonischen Taxa der Gattung *Aulacoseira* dominiert, die Anzeiger für allochthonen Eintrag und damit starke Erosion im Einzugsgebiet sind. Die Diatomeenkonzentrationen sind im allgemeinen relativ niedrig (geringe Paläoproduktivität), obwohl Amarok an der Basis verhältnismäßig hohe Werte aufweist. Die pH-Rekonstruktion der Kieselalgen (Paläo-pH) ergibt Werte zwischen 5,9 bis 6,1.

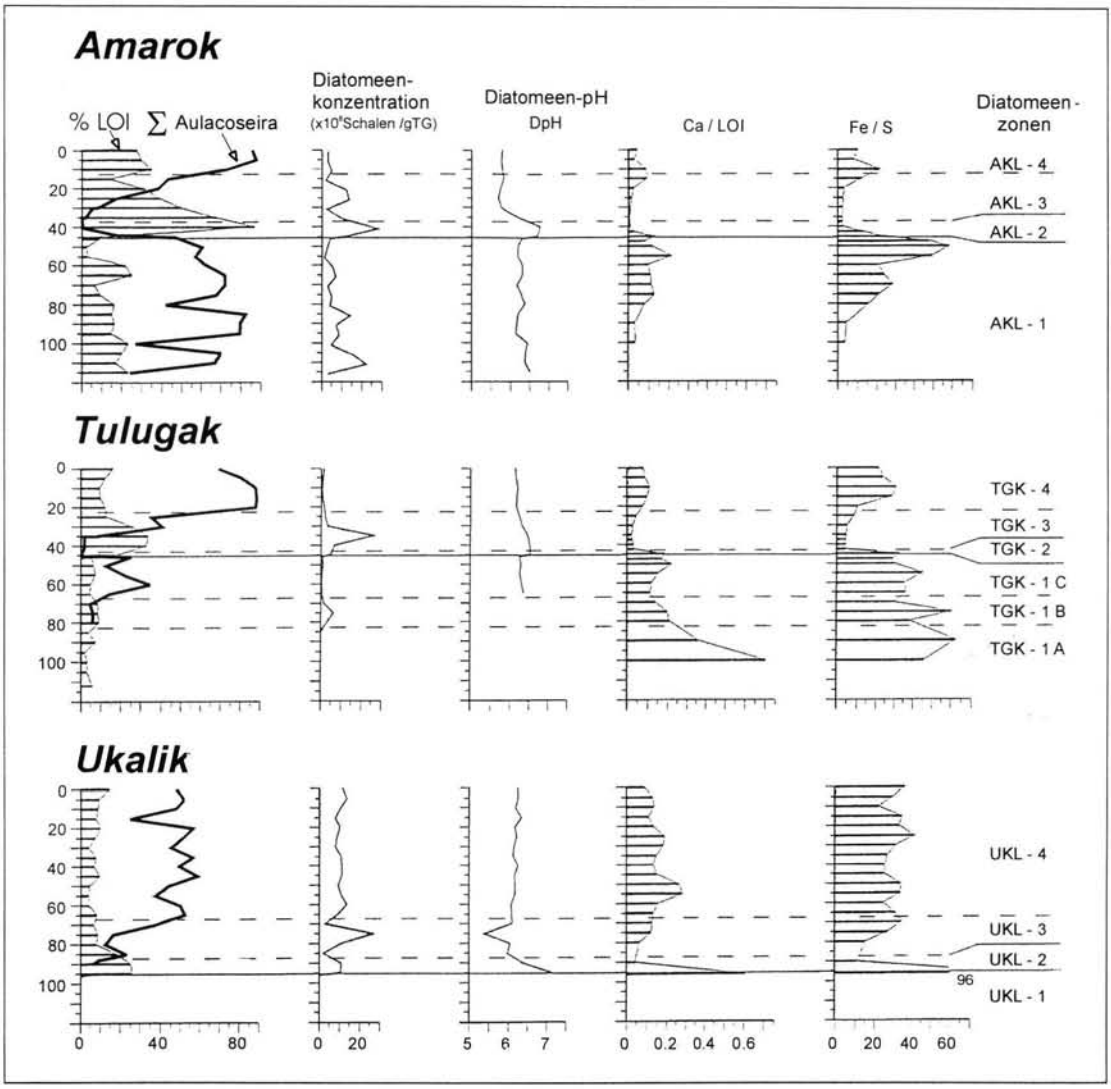


Abb. 3: Organischer Anteil (als LOI_{550}), Summe der Taxa Aulacoseira, Diatomeensummen, Diatomeen-pH (DpH), Diatomeenzonen sowie Ca/LOI_{550}- und Fe/S-Verhältnisse von Amarok, Tulugak und Ukalik (nach WOLFE & HÄRTLING 1996).

Fig. 3: Organic matter (as LOI_{550}), summed frequency of the taxa Aulacoseira, diatom concentrations, diatom-inferred ph (DpH), diatom zones, Ca/LOI_{550} and Fe/S ratios of Amarok, Tulugak and Ukalik (WOLFE & HÄRTLING 1996).

In den frühholozänen, organischen Sedimenten fehlen die planktonischen Diatomeen fast vollständig. In der Basisschicht der Gyttja (Zone 2 in Abb. 3) dominieren alkaliphile und neutrale Arten der Gattung *Fragilaria*, die auf autochthone Sedimentationsbedingungen verweisen. Die Diatomeenkonzentrationen sind relativ hoch und nehmen in Richtung auf Zone 3 zu. Der DpH-Wert steigt auf seinen höchsten Wert im gesamten Kern (6,3-6,5) an. Eine genauere paläolimnologische Auflösung des Zeitraums zwischen 12,9-8,5 ka ist bei WOLFE (1996a) dargestellt.

Zwischen 8,5 ka und 5 ka (Zone 3 in Abb. 3) wird das Konzentrationsmaximum der Diatomeen erreicht, was auf die Entwicklung einer komplexen Biozönosestruktur bei günstigen klimatischen Bedingungen verweist. Dazu erfolgt um diese Zeit ein Wechsel zu azidophilen Arten (*Brachysira brebissonii, Eunotia rhomboidea, Frustulia rhomboides* vars. *saxonica* und *crassinervia*) und die DpH-Werte sinken allmählich auf 5,8 bis 6,0. In diesem Zeitraum nehmen auch *Aulacoseira* spp. (vor allem *A. distans* und *A. perglabra*) wieder zu, die bei den rezenten Sedimenten mehr als

Tab. 3: Geochemische Zusammensetzung von Gesteinsproben aus den Einzugsgebieten von Amarok und Ukalik.
Tab. 3: Geochemical composition of the rock samples from the drainage basins of Amarok and Ukalik.

See	Amarok	Amarok	Amarok	Amarok	Ukalik	Ukalik	Ukalik
Fundort	Kern	Kern	Kern	Aufeis	Kern L - 10	Kern L - 2	Schotterfeld
Fundtiefe	70 - 72 cm	71 - 73 cm	76 - 79 cm		94 - 95 cm	33 - 38 cm	
Gestein*	Monzo-granit	Grano-diorit	Grano-diorit	Alkali-granit	Alkali-granit	Alkali-granit	Charnockit
Al (%)	6,94	6,67	7,61	6,09	5,37	6,02	8,61
Ca (%)	0,74	1,93	1,92	0,40	0,48	0,20	0,35
Mg (%)	0,08	1,15	0,89	0,13	0,08	0,06	1,48
Na (%)	1,88	1,76	2,57	4,08	1,40	3,62	1,29
K (%)	5,40	3,32	2,59	0,96	4,61	1,70	4,14
Fe (%)	0,41	4,82	3,27	0,58	0,71	0,36	4,66
Mn (%)	< 0,01	0,09	0,05	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Ti (%)	0,04	0,81	0,50	0,17	0,10	0,07	0,42
P (%)	< 0,01	0,14	0,08	0,02	< 0,01	< 0,01	0,02
S (%)	0,02	0,04	0,07	< 0,01	0,1	0,01	2,36
Ag (ppm)	0,9	1,3	0,4	1,3	0,7	0,3	1,2
Ba (ppm)	600	940	700	150	210	140	250
Co (ppm)	1	12	11	< 1	2	< 1	170
Cr (ppm)	< 1	16	9	< 1	1	< 1	27
Cu (ppm)	13	17	6	4	4	4	150
La (ppm)	9	54	44	22	21	21	25
Mo (ppm)	5	< 1	1	< 1	< 1	< 1	8
Ni (ppm)	3	12	6	2	< 1	< 1	61
Pb (ppm)	21	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	11
V (ppm)	6	100	53	7	4	4	82
Zn (ppm)	22	76	56	9	29	6	53
Zr (ppm)	21	330	150	260	150	140	64

* Die petrographische Zuordnung der Gesteine wurde sowohl mittels Mineralbestand (Handstücke u. Dünnschliff) als auch aufgrund der Geochemie (Kationenberechnung aus ROLLINSON 1993: 61-62) bestimmt

75 % des Kieselalgenbestands ausmachen, d. h. es erfolgt ein Wechsel zu allochthonen Sedimentationsbedingungen und verstärkter Erosion im Einzugsgebiet.

In Zone 4 sind die Diatomeenkonzentrationen wieder niedriger und *Aulacoseira* spp. (vor allem *A. distans* und *A. perglabra*) machen mehr als 50 % des Kieselalgenbestands aus (bei rezenten Sedimenten >75 %). Der DpH bleibt bei 5,8 - 5,9.

4.3 Geochemie

Die Gesteine im Untersuchungsraum bestehen aus Graniten und Granodioriten, die in unterschiedlichem Ausmaß in metamorphe Umwandlungsprozesse einbezogen waren (Tab. 3). Die Petrographie der Gesteine ist relativ ähnlich, was eine gemeinsame Entstehung wahrscheinlich macht. Dies wird durch die Interpretation des Harker'schen Variationsdiagramms (ROLLINSON 1993: 66-84) bestätigt. Die Abweichungen von Na_2O und K_2O können durch den unterschiedlichen Verwitterungsgrad der Handstücke erklärt werden. Die Variationsbreite der Konzentrationen der Haupt- und Spurenelemente einiger Gesteine ist beträchtlich (Tab. 3), was allerdings bei der geringen Zahl der Proben und der Art der Probenahme nicht überbewertet werden darf. So finden sich die meisten Extremwerte in einem Charnockit (Tab. 3). Da aber die Flächenanteile der jeweiligen Gesteine im Untersuchungsgebiet nicht bekannt sind, besitzt die Darstellung der Geochemie nur hinweisende Bedeutung. Wichtig für die nachfolgende Diskussion sind die relativ hohen Anteile einiger Schwermetalle (Co, Cr, Cu, Ni) sowie von Schwefel im Charnockit.

Stratigraphie, Chronologie und Kieselalgenbestand der Sedimente weisen bereits darauf hin, dass die paläoökologischen Bedingungen für Amarok, Tulugak und Ukalik vom Hoch-Wiscon-

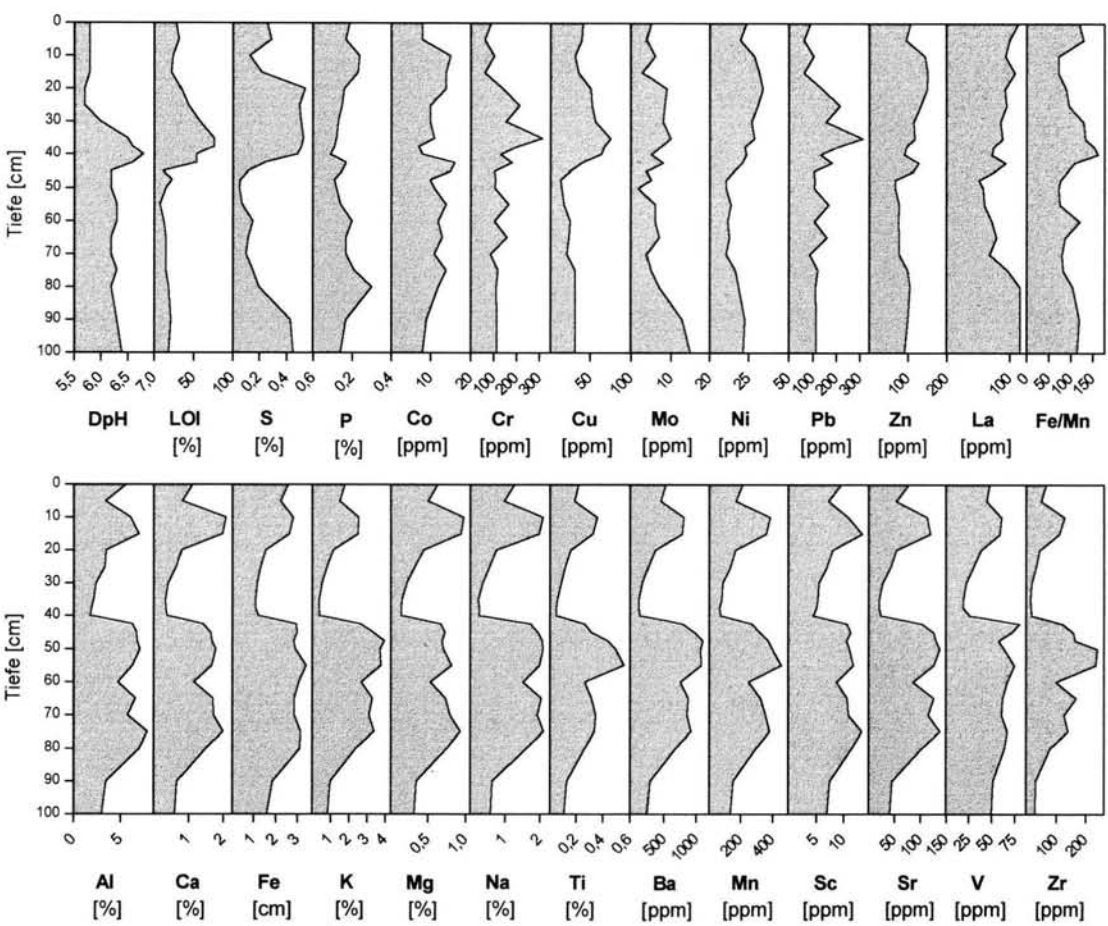


Abb. 4: Geochemische Signatur und DpH der Sedimente von Amorak.

Fig. 4: Geochemical signature and DpH of the Amarok core.

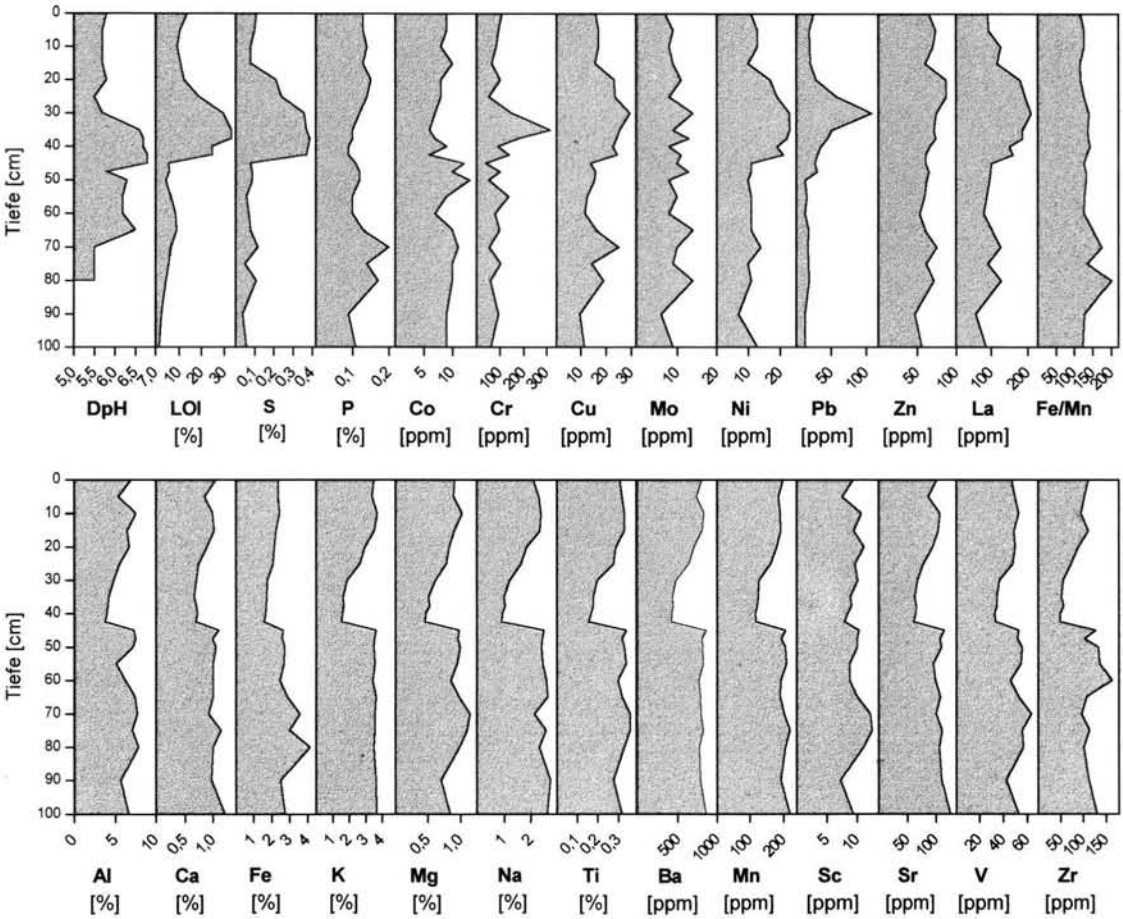


Abb. 5: Geochemische Signatur und DpH der Sedimente von Tulugak.

Fig. 5: Geochemical signature and DpH of the Tulugak core.

sin bis heute zwischen Zeiten mit relativ hohem Eintrag an Klastika aus dem Einzugsgebiet (mineralische Phasen) und Zeiten mit dominant autochthoner Sedimentation (organische Phasen) wechselten.

Im Hoch- und Spätglazial sowie im mittleren bis späten Holozän dominierte die mineralische Phase, die geochemisch durch hohe Konzentrationen von Al, K, Mg, Na, Sr, Ti und Zr nachgewiesen wird (Abb. 4-6). K und Na stammen hauptsächlich von der Erosion der Silikatminerale im Einzugsgebiet, obwohl bei Na auch ein atmosphärischer Anteil durch Meersalzaerosole nicht ausgeschlossen werden kann.

Während des frühen Holozäns sinken die Werte der mineralischen Elemente, während die Konzentrationen von LOI_{550} und S ihr Maximum erreichen (Abb. 4-6). LOI_{550} und S besitzen im gesamten Verlauf der Kerne stark positive Korrelationen ($r^2 > 0{,}8$), d. h. Schwefel liegt fast ausschließlich in organischer Form vor.

In allen Kernen wird der mineralische Ursprung bei K, Na, Ca, Al, Mn, Ti, V und Zr durch positive Korrelationen zwischen den Elementen ($r^2 > 0{,}9$) und durch negative Korrelationen aller Elemente mit LOI_{550} bestätigt ($r^2 > -0{,}9$). Auch Ba, Sc und Sr sind der mineralischen Phase zuzuordnen. Obwohl Ca, Fe und Mn normalerweise auch wichtige authigene Phasen besitzen, besteht nur im Kern von Ukalik eine positive Korrelation zwischen Fe und S bzw. LOI_{550}. Aufgrund der geringen Konzentrationsunterschiede im gesamten Profil von Ukalik treten allerdings auch alle anderen genannten Korrelationen nur abgeschwächt auf. Cu, Ni, Pb und Zn sind in allen Kernen der organischen Phase zuzuordnen (r^2 = 0,6-0,9), während Cr (Ukalik) und Co (Tulugak) wechselnde Korrelationen mit LOI_{550} aufweisen.

Zur genaueren Interpretation der Daten wurde eine zentrierte Hauptkomponentenanalyse durchgeführt (Abb. 7). Die ersten zwei Achsen sind für 67,3% der Varianz des Datensatzes verantwort-

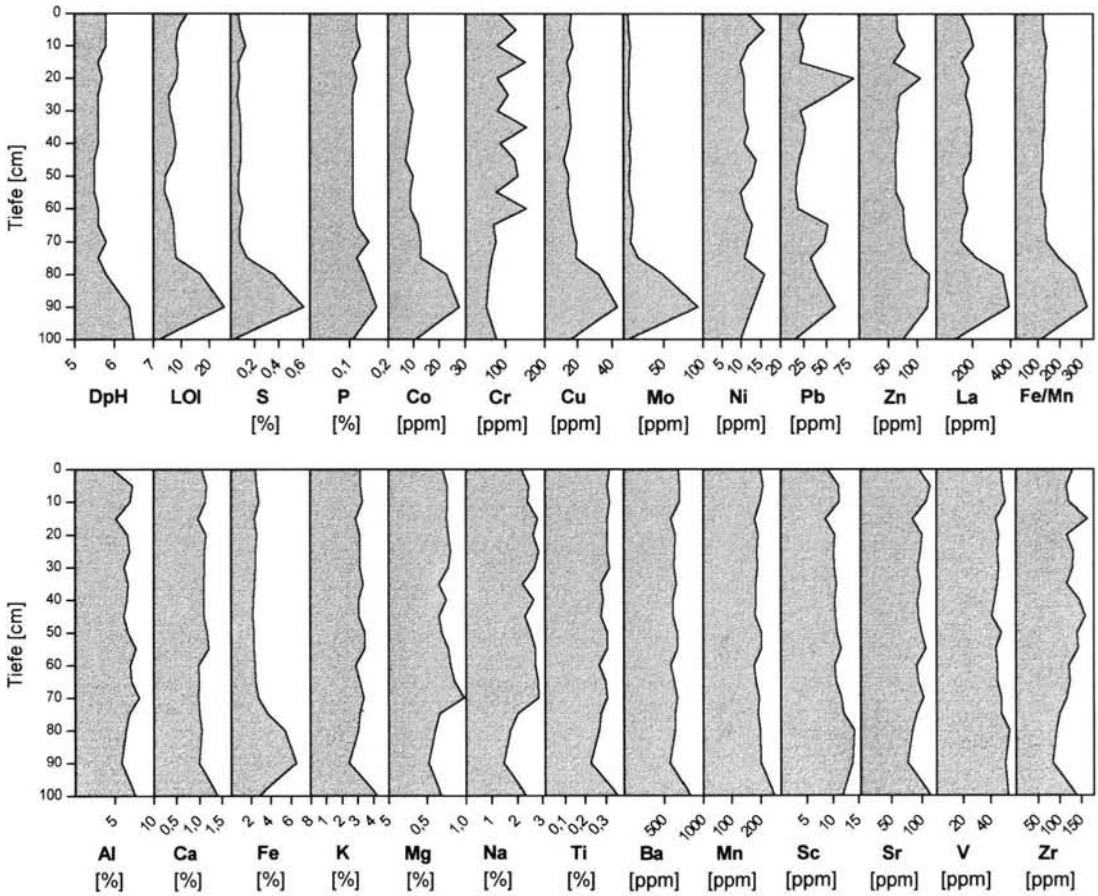


Abb. 6: Geochemische Signatur und DpH der Sedimente von Ukalik.
Fig. 6: Geochemical signature and DpH of the Ukalik core.

lich. Die anderen Achsen besitzen mit 11,9% und 5,9% eine zu geringe Bedeutung für eine weitergehende Interpretation.

Die 1. Achse belegt die Unterscheidung zwischen klastischen (hohe negative Ladung von Al, K, Mg, Na) und organischen Sedimenten (positive Ladung von LOI, DpH, S). Die Spurenelemente Sr, Ti und Zr können ebenfalls eindeutig der klastischen Sedimentation zugeordnet werden, während Cr, Cu, Ni und Pb mit der organischen Komponente korrelieren. Dies unterstützt die These, dass die Verteilung der letztgenannten Elemente durch Sorption am organischen Anteil bestimmt wird (WOLFE & HÄRTLING 1997). V und Zn korrelieren dagegen eher mit den negativen Gewichten der 2. Achse, was darauf verweist, dass sich diese Elemente geochemisch deutlich von den anderen Gruppen unterscheiden. Ein wichtiger Hinweis für die Diskussion der Ergebnisse ist die starke Korrelation zwischen DpH und Gesamtschwefel. Dies verweist darauf, dass die pH-Veränderungen zumindest teilweise durch biogeochemische Prozesse in den Seen, wie den Anstieg der Alkalinität durch Sulfatreduktion in den Sedimenten (SCHINDLER et al. 1986; VIRKANEN et al. 1997) zu erklären sind, und nicht so sehr durch Erosion in den Einzugsgebieten und nachfolgenden Eintrag klastischer Sedimente (siehe auch WOLFE & HÄRTLING 1996).

Die 2. Achse ist etwas schwieriger zu interpretieren. Elemente mit hoher negativer Ladung (Co, La, Mo, P, Zn) waren wahrscheinlich diagenetischer Mobilisierung in den Sedimenten ausgesetzt und können daher nicht eindeutig authigenen oder allochthonen Quellen zugeordnet werden. Eine weitere Gruppe von Elementen (Ca, Fe, Mn, Sc, V) besitzt eine Mittellage zwischen den Achsen. Diese Elemente wurden anscheinend ursprünglich durch Verwitterung und Erosion aus den Einzugsgebieten eingetragen, während ihre

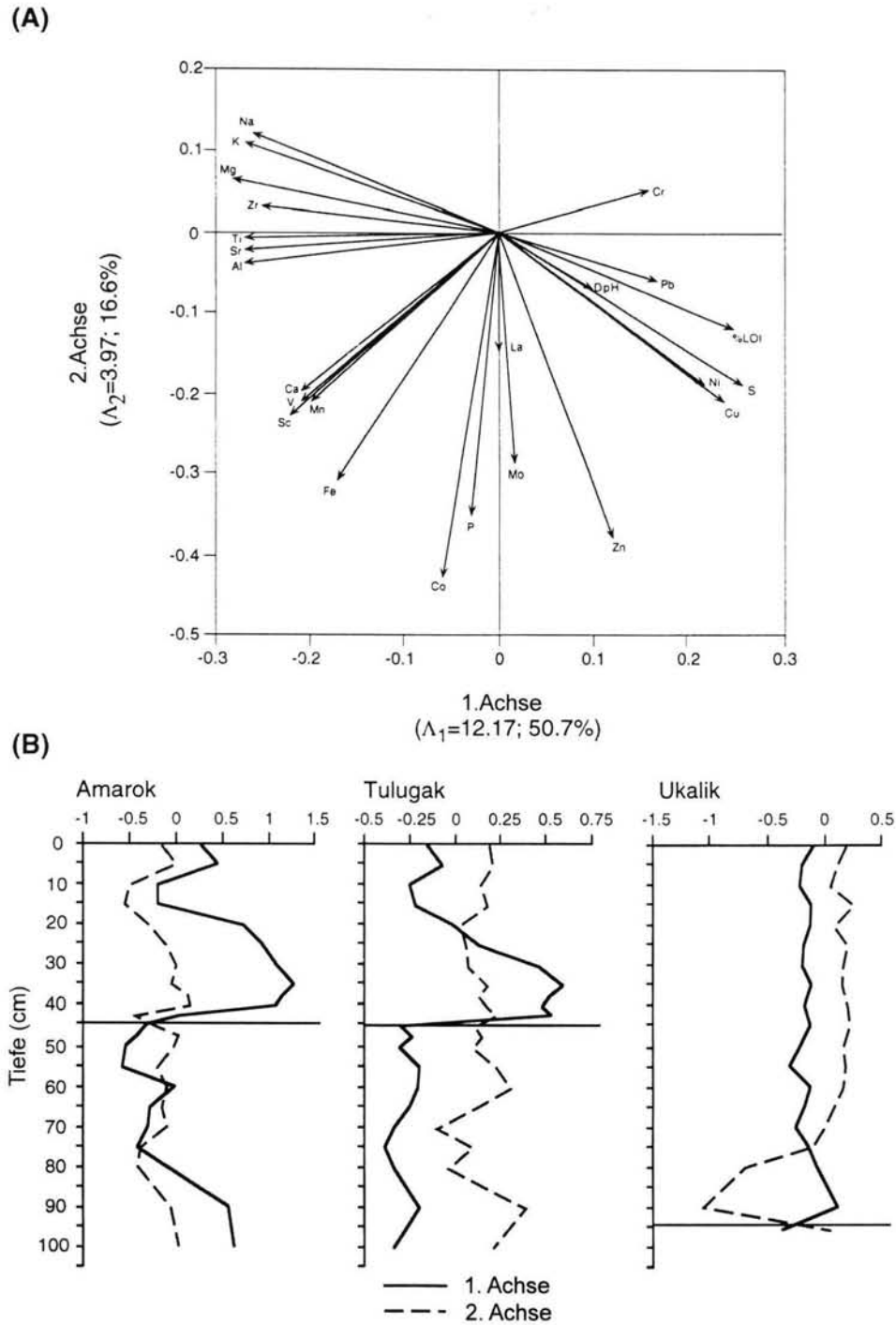


Abb. 7: (A) Biplot der Lage der 24 Variablen auf den ersten zwei Achsen der Hauptkomponentenanalyse. (B) Stratigraphie der Werte auf der 1. und 2. Achse. Die horizontalen Linien verweisen auf den Übergang von den organischen zu den anorganischen Sedimenten.

Fig. 7: (A) Principal components correlation biplot showing the positions of the 24 variables along the first two axes. (B) Stratigraphic plots of samples scores on axes 1 and 2. The horizontal line demarcated the transition between organic and inorganic sediments.

anschließende Verteilung in den Sedimenten durch diagenetische Mobilisierung beeinflusst wurde.

Abbildung 7(B) zeigt die Stratigraphie der 63 Gewichte der Hauptkomponentenanalyse auf den ersten zwei Achsen. Tulugak und Amarok weisen einen ähnlichen Verlauf auf. Der Wechsel zu hohen Gewichten der 1. Achse in den frühholozänen Sedimenten ist allerdings bei Amarok doppelt so stark ausgeprägt wie bei Tulugak. Außerdem besitzen die unteren zwei Proben von Amarok ein organisches Signal, was auf ein Intervall spätpleistozäner Sedimentation (>20 ka) mit ähnlichen Sedimentationsbedingungen wie während des frühen Holozäns verweist. Der Kern von Ukalik weist dagegen keinen ausgeprägten Anstieg zu höheren Gewichten im frühen Holozän auf (1. Achse). Die unterschiedlichen geochemischen Bedingungen in den Sedimenten von Ukalik während des frühen Holozäns zeigen sich auch in den stark negativen Gewichten der 2. Achse. Dies verweist auf verstärkte diagenetische Mobilisierung der Elemente, was auf häufigere bzw. intensivere Phasen reduzierender Bedingungen in den Sedimenten zurückgeführt werden kann.

Die Normalisierung der Werte an klastischen Elementen kann Hinweise darauf geben, dass unterschiedliche Elementkonzentrationen nicht nur durch Veränderungen der Lithologie bestimmt werden, sondern auch echte Veränderungen der chemischen Zusammensetzung, bedingt durch paläoökologische Veränderungen, darstellen. Die Normalisierung an stabilen Elementen wie K, Ti und Zr ergibt Verhältnisse, die sich auf den jeweiligen Mineralverband beziehen und Abschätzungen des organisch gebundenen Eintrags erlauben, der auch den Zustand der Bodenentwicklung reflektiert. So folgen im Falle von Amarok die Verhältnisse Al/K und Fe/K der LOI_{550}-Kurve (siehe WOLFE & HÄRTLING 1996:13). Alle Konzentrationsverhältnisse sind im ältesten Abschnitt des Kerns relativ hoch, was auf zumindest rudimentäre Pedogenese während der Wisconsinvereisung verweist. Dies wiederholt sich in den anderen Seen in deutlich abgeschwächter Form.

Das Fe/Mn-Verhältnis (Abb. 4-6) kann unter bestimmten Bedingungen als Index für die Bestimmung des Paläo-Redoxverhaltens genutzt werden, da Mn unter reduzierenden Bedingungen eine größere diagenetische Mobilität besitzt als Fe. Die Hypothese von MACKERETH (1966), dass nur bei maximalen Fe/Mn-Verhältnissen und gleichzeitig geringen Fe-Werten die hypolimnische Redoxfront nachgewiesen werden kann, trifft für das frühholozäne Einsetzen der organischen Sedimentation zu. Dies bedeutet zum einen, dass detritisches Eisen für die Fe/Mn-Verhältnisse relativ belanglos ist, zum anderen bestätigen die Werte den Wechsel von oxidierenden (mineralischen Phase) zu reduzierenden Bedingungen (organische Phase).

5 Diskussion

5.1 Phasen der Seenentwicklung

Im Spät-Wisconsin herrschten kalte, periglaziale Bedingungen in den Einzugsgebieten. Trotz der kühlen klimatischen Bedingungen waren die Seen zumindest einen Teil des Jahres nicht vollständig von Eis bedeckt. Im Einzugsgebiet erfolgte intensive Erosion mit Ablagerung von klastischem Sediment in den Seen. Die Sedimente waren ausreichend mit Sauerstoff versorgt, die Paläoproduktivität der Seen war sehr gering und der DpH lag bei 5,9 bis 6,1.

Mit dem Übergang zum Frühholozän und der damit verbundenen Erwärmung stabilisierten sich die Einzugsgebiete. Die Entwicklung einer flächendeckenden Vegetation verlangsamte die Erosion. Damit erfolgte in den Seen ein Wechsel zu autochthoner organischer Sedimentation. Die Redoxfront vertiefte sich, und der DpH stieg auf 6,3-6,5 an. Dieser Anstieg der pH-Werte kann vermutlich auf vermehrten Eintrag von Basen aus dem Einzugsgebiet vor bzw. zu Beginn der Vegetationsentwicklung, geringere Durchflussraten und damit eine längere Verweildauer der Basen in den Seen sowie auf biogeochemische Reaktionen in den Sedimenten zurückgeführt werden (GIBLIN et al. 1990; WOLFE & HÄRTLING 1996).

Nach ca. 10 ka erfolgte eine graduelle natürliche Versauerung der Gewässer (WOLFE 1996b; WOLFE & HÄRTLING 1996). Diese natürliche Versauerung betrug 0,5-0,7 pH-Einheiten und ist vermutlich nur teilweise auf externe Faktoren, wie die Entwicklung einer flächendeckenden Vegetation im Einzugsgebiet mit Rückhalt der Basen als Folge bzw. die Erschöpfung der Basenspeicher in den Böden zurückzuführen. Sie beruht wahrscheinlich hauptsächlich auf einer Erschöpfung der Basenbereitstellung in den Seen durch reduzierten Basenaustausch mit den mineralischen Sedimenten durch die flächenhafte Bedeckung mit organischem Material und durch eine dynamischere Zirkulation in den Seen.

Von ca. 8-5,5 ka nahm der mineralische Eintrag aus dem Einzugsgebiet wieder zu. Dies verweist auf wieder abnehmende Temperaturen, geringe-

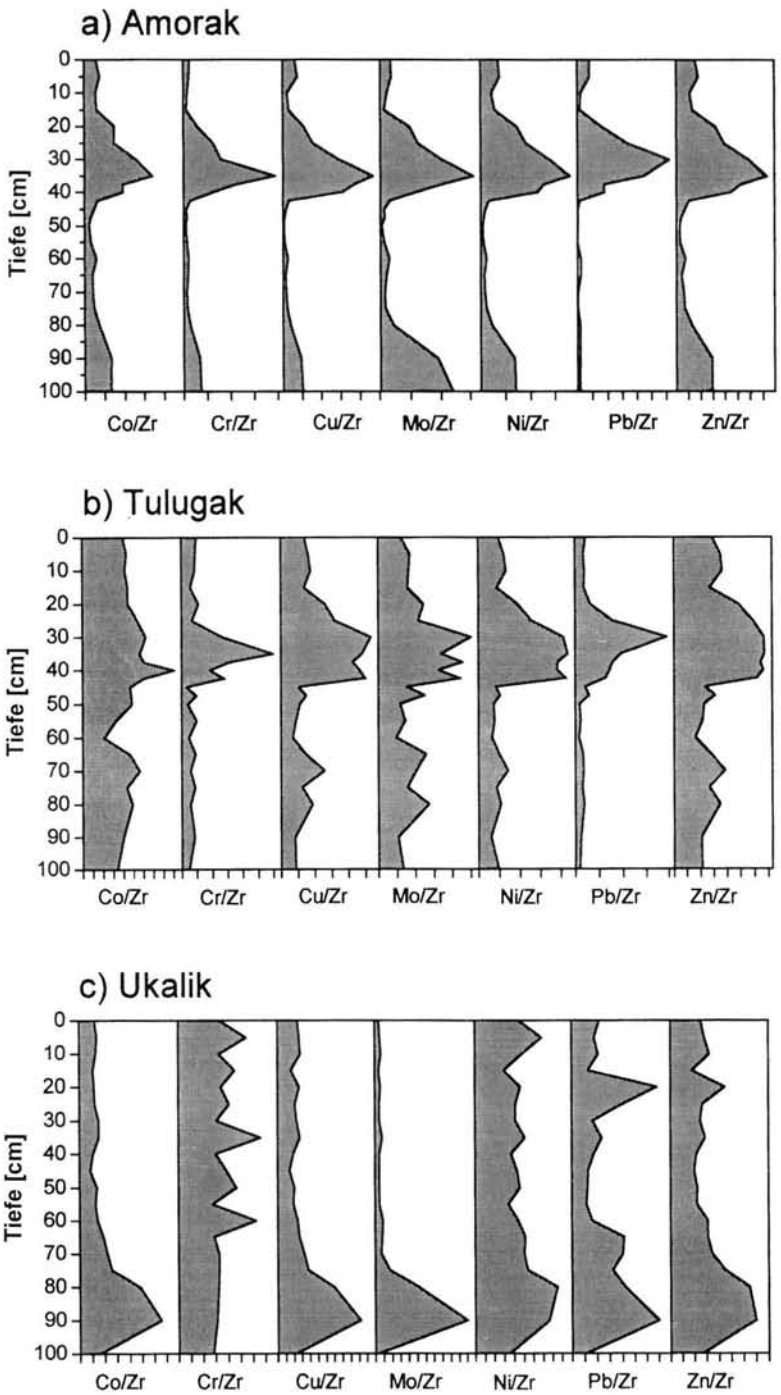


Abb. 8: Geochemische Signaturen der Verhältnisse zwischen ausgewählten Schwermetallen und Zr in den Sedimentkernen von Amarok, Tulugak und Ukalik.

Fig. 8: Geochemical signatures of the ratios between selected trace metals and Zr in Amarok, Tulugak and Ukalik cores.

re Vegetationsbedeckung und verlangsamte Bodenentwicklung in den Einzugsgebieten. Der DpH erreichte wieder einen Wert von 5,8-5,9.

In den letzten 6000 Jahren gab es nur geringe Abweichungen von den heutigen Bedingungen. Im Gegensatz zu anderen Archiven (z. B. Endmoränenstände auf Baffin Island; DYKE et al. 1982) reflektieren die Sedimente dieser Seen keine starken klimatischen Fluktuationen mehr, d. h. die Klimaoptima und -minima schlagen sich nicht in den biologischen und geochemischen Signalen im Sediment nieder. Dies liegt wohl daran, dass die kritischen Grenzen für die Biota in den Seen nicht überschritten werden.

5.2 Frühholozäne Schwermetallanreicherung

Alle Schwermetalle wurden während des frühholozänen Maximums der organischen Sedimentation zunehmend konzentriert. Der Verlauf der mineralischen Elemente weist in diesem Zeitabschnitt dementsprechend ein Minimum auf. Die Kurvenverläufe von Co, Cr, Cu, Mo, Ni, Pb und Zn folgen weitgehend denen von LOI_{550} und S. Unterschiede im Kurvenverlauf erklären sich teilweise durch die unterschiedliche geochemische Mobilität der Metalle (vergleiche Ni, Zn vs. Pb). Die Abhängigkeit von paläoökologischen Veränderungen im Einzugsgebiet bzw. in den Seen wird durch Normalisierung dieser Elemente mit Zr noch deutlicher (Abb. 8). Im Falle von Ukalik weisen Cr, Pb und Zn allerdings einige Maxima in jüngeren Kernabschnitten auf, die nicht durch die o. g. Prozesse zu erklären sind.

Tab. 4: Frühholozäne Schwermetallanreicherung in den Kernen von Amarok, Tulugak und Ukalik.
Tab. 4: Early Holocene trace metal enrichment in the Amarok, Tulugak and Ukalik.

Metall	Hintergrundwert (ppm).			Maximalwert (ppm).			Anreicherungsfaktor		
	Amarok	Tulugak	Ukalik	Amarok	Tulugak	Ukalik	Amarok	Tulugak	Ukalik
Co	11,4	10,0	(11,0)	15,0	13,0	(28,0)	1,3	1,3	2,5
Cr	121	80,9	(79,0)	315	318	155	2,6	3,9	12,0
Cu	24,2	15,1	(16,2)	75,0	30,0	43,5	3,1	2,0	2,7
Mo	7,0	10,1	(6,0)	10,0	14,0	94	1,4	1,4	15,7
Ni	15,3	10,9	(10,0)	34,0	23,0	16,0	2,2	2,1	1,6
Pb	12,1	18,0	(16,0)	122	109	81,0	10,1	6,1	5,1
Zn	84,3	61,5	(76,3)	152	87,0	122	1,8	1,4	1,6

* Nur ein Wert als Hintergrundwert

Die gemittelten, prä-holozänen Schwermetallwerte (geogene Hintergrundwerte) für die ausgewählten Elemente Co, Cr, Cu, Ni, Pb und Zn, die maximalen Konzentrationen während des Frühholozäns sowie die Anreicherungsfaktoren sind in Tab. 4 gegenüber gestellt. Dabei fallen die relativ hohen Anreicherungen für die Elemente, die mit organischer Sedimentation korrelieren auf (Cr, Cu Ni und vor allem von Pb). Die Schwermetallanreicherung nimmt in den Seen mit der Abfolge Co, Mo, Zn < Cr, Cu, Ni < Pb zu (siehe dazu auch Blais & Kalff 1993).

Diese Schwermetallanreicherungen während des Frühholozäns könnten auch durch das Anschneiden unterschiedlicher Gesteine im Einzugsgebiet verursacht worden sein. Der Vergleich der mineralischen Komponente zeigt z. B., dass im Einzugsgebiet von Amarok eher Granodiorite vorherrschen, während um Ukalik charnockitische Gesteine einen wesentlichen Beitrag zum Sedimenteintrag liefern. Diese regionale Differenzierung erklärt jedoch nicht die gezeigten Schwermetallanreicherungen im Frühholozän. Im vorliegenden Untersuchungsgebiet weisen die Daten eindeutig auf eine Anreicherung durch eine sehr effektive synsedimentäre Konzentration der Schwermetalle im organischen Anteil hin. Aufgrund des Sorptionsverhaltens der Elemente und der hohen Anteile an organischem Material spielt postsedimentäre Mobilisierung wahrscheinlich nur eine untergeordnete Rolle, wobei sich die unterschiedliche geochemische Mobilität von Mo, Ni und Zn gegenüber Cr, Cu und Pb in einem abgeflachten Kurvenverlauf niederschlägt.

6 Zusammenfassung

Die vorgestellten Sedimentkerne stellen die längste durchgehende Dokumentation limnischer Sedimente in der kanadischen Arktis von der Wisconsin-Vereisung bis heute dar. Während der letzten Eiszeit waren die Seen Amarok, Tulugak und Ukalik nicht von Gletschermassen bedeckt. Die Einzugsgebiete und ihre Seen waren daher während der gesamten letzten 40 ka aktive Ökosysteme mit zumindest geringer Vegetationsbedeckung und Bodenbildung in den Einzugsgebieten und, zumindest phasenweise, mit relativ hoher organischer Produktivität in den Seen.

Die paläoökologische bzw. paläoklimatische Situation in den Einzugsgebieten wechselte von periglazialen Bedingungen mit geringer Vegetationsbedeckung, geringer Bodenbildung, starker Erosion, allochthoner Sedimentation klastischer Sedimente, geringer Paläoproduktivität und sauren pH-Werten (Wisconsin, die letzten 6.000 Jahre des Holozäns) und wärmeren Bedingungen mit starker Zunahme von Vegetationsbedeckung und Bodenbildung, geringerer Erosion, autochthoner Sedimentation organischer Sedimente, hoher Paläoproduktivität und höheren pH-Werten (Frühholozän).

Während mit dem Einsetzen der organischen Sedimentation häufig ein niedrigerer Paläo-pH vorgefunden wird, erfolgte in den vorliegenden Sedimentkernen eine Erhöhung des DpH. Dies verweist darauf, dass in diesen Seen nicht der Eintrag von Basen aus den Einzugsgebieten, sondern biogeochemische Reaktionen in den Sedimenten die

Veränderungen des pH-Wertes steuern. Es wird postuliert, dass reduzierte Zirkulation in den Seen und Anoxia der oberflächennahen Sedimente zur Bereitstellung der Basen führten (GIBLIN et al. 1990; WOLFE & HÄRTLING 1996). Für den in vielen paläoökologischen Untersuchungen beobachteten pH-Anstieg zu Beginn des Holozäns und die darauf folgende langsame Versauerung (z. B. WHITEHEAD et al. 1989; RENBERG 1990) scheint daher die Bereitstellung von frischem basenreichem Material aus dem Einzugsgebiet nicht unbedingt erforderlich zu sein.

Die hohen Schwermetallkonzentrationen im Frühholozän sind wahrscheinlich auf eine sehr effektive synsedimentäre Konzentration der Schwermetalle durch den organischen Anteil zurückzuführen. Die hohen Schwermetallwerte zeigen, dass unter bestimmten ökologischen Bedingungen natürlicherweise Konzentrationen von Schwermetallen auftreten können, die weit über dem normalen geogenen Hintergrund liegen.

7 Dank

Die vorliegende Arbeit wurde durch den Natural Sciences and Engineering Research Council (NSERC) of Canada unterstützt. Wir danken Prof. Dr. R. MÄCKEL, Prof. Dr. J. MATSCHULLAT, Dr. J. MERKT, Prof. Dr. B. ZOLITSCHKA sowie PD Dr. G. ZOLLINGER für wertvolle Anregungen zum Manuskript. Herr D. LICKERT übernahm die kartographische Gestaltung einiger Abbildungen.

8 Schriftenverzeichnis

ANDREWS, J. T., ERLENKEUSER, H., EVANS, L. W., BRIGGS, W. M. & JULL, A. J. T. (1991): Meltwater and deglaciation, SE Baffin shelf between 13.5 and 7 ka from O and C stable isotopic data. - Paleoocean., **6:** 621-637.

BIRKELAND, P. W. (1978): Soil development as an indication of relative age of Quaternary deposits, Baffin Island, N. W. T., Canada. - Arct. Alp. Res., **10:** 733-747; Boulder.

BLAIS, J. M. & KALFF, J. (1993): Atmospheric loading of Zn, Cu, Ni, and Pb to lake sediments: the role of catchment, lake morphology, and physico-chemical properties of the elements. - Biogeochem., **23:** 1-22; Dordrecht.

BOCKHEIM, J. G. (1979): Properties and relative age of soils of southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N. W. T., Canada. - Arct. Alp. Res., **11:** 289-306; Boulder.

BRADLEY, R. S., RETELLE, M. J., LUDLAM, S. D., HARDY, D. R., ZOLITSCHKA, B., LAMOUREUX, S. F. & DOUGLAS, M. S. V. (1996): The Taconite Inlet Lakes Project: a systems approach to paleoclimatic reconstruction. - J. Paleolim., **16:** 97-110; Dordrecht.

CORNWELL, J. C. (1986): Diagenetic trace-metal profiles in arctic lake sediments. - Environ. Sci. Technol., **20:** 299-302; Washington.

DEAN, W. E. JR. (1974): Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediment and sedimentary rock by loss on ignition: comparison with other methods. - J. Sed. Petr., **44:** 241-248; Tulsa.

DIXIT, S. S., CUMMING, B. F., BIRKS, H. J. B., SMOL, J. P., KINGSTON, J. C., UUTALA, A. J., CHARLES, D. G. F. & CAMBURN, K. E. (1993): Diatom assemblages from Adirondack Lakes (New York, USA) and the development of inference models for retrospective environmental assessment. - J. Paleolim., **8:** 27-47; Dordrecht.

DYKE, A. S. (1979): Glacial and sea-level history of southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N. W. T., Canada. - Arct. Alp. Res., **11:** 179-202; Boulder.

– & MORRIS, T. F. (1990): Postglacial history of the bowhead whale and of driftwood penetration; implications for paleoclimate, central Canadian Arctic. - Geol. Surv. Can., **89-24:** 1-17; Ottawa.

– Andrews, J. T. & Miller, G. H. (1982): Quaternary history of Cumberland Peninsula, Baffin Island, District of Franklin. - Geol. Surv. Can. Mem., **403:** 32 pp., 26 figs., 6 tabs.; Ottawa.

GIBLIN, A. E., LIKENS, G. E., WHITE, D. & HOWARTH, R. W. (1990): Sulfur storage and alkalinity generation in New England lake sediments. ä Limnol. Oceanogr., **35** (4): 852-869.

ENGSTROM, D. R. & WRIGHT, H. E. JR. (1984): Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. - In: HAWORTH, E. Y. & LUND, J. W. G. [eds.]: Lake sediments and environmental history: 11-67, 7 figs.; Minneapolis (U. of Minneapolis Press).

– & HANSEN, B. C. S. (1985): Postglacial vegetational change and soil development in southeastern Labrador as inferred from pollen and geochemical stratigraphy. - Can. J. Bot., **63:** 543-561; Ottawa.

– & WRIGHT, H. E. JR. (1990): A possible Younger Dryas record in southeastern Alaska. - Sci., **250:** 1383-1385; Washington.

GILBERT, R. & GLEW, J. R. (1985): A portable percussion coring device for lacustrine and marine sediments. - J. Sed. Petr., **55:** 606-608; Tulsa.

HAKANSON, L. & JANSSON, M. (1983). Principles of lake sedimentology. - X + 316 pp., 187 figs., 64 tabs.; Berlin (Springer).

HÄRTLING, J. W. (1992): Kommunale Entsorgung in der kanadischen Arktis. Umweltaspekte von Wasserversorgung, Abwasserentsorgung und Abfallwirtschaft in der Baffin Region, Nordwest-Territorien, Kanada. - Giessener geogr. Schriften, **72:** IX + 153 S., 24 Abb., 41 Tab.; Giessen.

HU, F. S., BRUBAKER, L. B. & ANDERSON, P. M. (1993): A 12,000 year record of vegetation change and soil development from Wein Lake, central Alaska. - Can. J. Bot., **71:** 1133-1142; Ottawa.

JACKSON, G. D. & TAYLOR, F. C. (1972): Correlation of major Aphebian rock units in the northern Canadian Shield. - Can. J. Earth Sci., **9:** 1650-1699; Ottawa.

JENKINS, B. M., MORTIMER, C. H. & PENNINGTON, P. (1941): The study of lake deposits. - Nature, **147:** 496 - 500; London.

KOVAC, W. L. (1990): MVSP Plus Version 2.0 User's Manual. - 45 pp. Aberystwyth (Kovach Computing Services).

LERMAN, A. [ed.] (1978): Lakes: Chemistry - Geology - Physics. - 293 pp., 207 figs., 59 tabs.; New York (Springer).

MACKERETH, F. J. H. (1965): Chemical investigation of lake sediments and their interpretation. - Proc. Royal Soc. Lond., **B 161:** 295-309; London.

– (1966): Some chemical observations on postglacial lake sediments. - Phil. Trans. Royal Soc. Lond., B **250:** 165-213; London.

MAXWELL, J. B. [ed.] (1980): The climate of the Canadian Arctic Islands and adjacent waters. - Atmosph. Environ. Serv., Environ. Can.: 532 pp.; Downsview (Environment Canada).

RENBERG, I. (1990): A 12 600 year perspective of lake acidification of Lilla Öresjön. - Phil. Trans. Royal Soc. Lond., **B 327:** 357-361; London.

– KORMAN, T. & BIRKS, H. J. B. (1993): Prehistoric increases in the pH of acid-sensitive Swedish lakes caused by land-use changes. - Nature, **362:** 824-827; London.

ROLLINSON, H. R. (1993): Using geochemical data. - XXV+352 pp., 163 figs., 48 tabs.; New York (Longman).

SCHINDLER, D. W., TURNER, M. A., STANTON, M. P. & LINSEY, G. A. (1986): Natural sources of acid neutralizing capacity in low alkalinity lakes on the Precambrian Shield. - Sci., **232:** 844-847; London.

SMITH, I. R. (1991): An investigation of the chemical paleoenvironmental record preserved in the sediments of a shallow, high arctic emergent lake, Truelove Lowland, Devon Island, N. W. T. - Unpubl. Msc Thesis University of Western, London, Kanada: 235 pp.

TEDROW, J. C. F. & CANTLON, J. E. (1958): Concepts of soil formation and classification in arctic regions. - Arctic, **11:** 166-179; Ottawa.

TER BRAAK, C. J. F. (1987a): Calibration. - In: LONGMAN, R. H. G., TER BRAAK, C. J. F. & VAN TONGEREN, O. F. R. [eds.]: Data analysis in community and landscape ecology: 78-90; Wageningen (Pudoc).

– (1987b): Ordination. - In: LONGMAN, R. H. G., TER BRAAK, C. J. F & VAN TONGEREN, O. F. R. [eds.]: Data analysis in community and landscape ecology: 91-173; Wageningen (Pudoc).

THORSTEINSSON, R. & TOZER, E. T. (1981): Geology of the Arctic Archipelago. - In: Douglas, R. J. W. [ed.]: Geology and economic minerals of Canada, vol. B: 547-590, 13 figs.; Ottawa (Supply and Services Canada).

VIRKANEN, J., KORHOLA, A., TIKKANEN, M. & BLOM, T. (1997): Recent environmental change in a naturally acidic rocky lake in southern Finland, as reflected in its sediment geochemistry and biostratigraphy. - J. Paleolim., **17:** 191-213; Dordrecht.

WHITEHEAD, D. R., CHARLES, D. F., JACKSON, S. T., SMOL, J. P. & ENGSTROM, D. R. (1989): The developmental history of Adirondack (NY) lakes. - J. Paleolim., **2:** 185-206; Dordrecht.

WHITMORE, T. J., BRENNER, M. & SCHELSKE, C. L. (1996): Highly variable sediment distribution in shallow, wind-stressed lakes: a case for sediment-mapping surveys in paleolimnological studies. - J. Paleolim., **15:** 207-221; Dordrecht.

WOLFE, A. P. (1994a): Late Wisconsinan and Holocene diatom stratigraphy from Amarok Lake, Baffin Island, N. W. T. - J. Paleolim., **10:** 129-139; Dordrecht.

– (1994b): A paleolimnological assessment of the Late Quaternary environmental change on southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N. W. T. Canada. - Unpubl. PhD Thesis, Queen's University, Kingston, Canada: XIII+168 pp., 33 figs., 8 tabs.; Kingston (Dept. of Geography).

– (1996a): Spatial patterns of modern diatom distribution and multiple paleolimnological records from a small arctic lake on Baffin Island, Arctic Canada. - Can. J. Bot., **74:** 435-449; Ottawa.

– (1996b): A high-resolution late-glacial and early Holocene diatom record from Baffin Island, eastern Canadian Arctic. - Can. J. Earth Sci., **33:** 928-937; Ottawa.

WOLFE, A. P. & HÄRTLING, J. W. (1996): The late Quaternary development of three ancient tarns on southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, Arctic Canada: paleolimnological evidence from diatom and sediment chemistry. - J. Paleolim., **15:** 1-18; Dordrecht.

– (1997): Early Holocene trace metal enrichment in arctic lake sediments, Baffin Island, Arctic Canada. - Arct. Alp. Res., **29:** 34-41; Boulder.

YOUNG, R. B. & KING, R. H. (1989): Sediment chemistry and diatom stratigraphy of two high arctic isolation basins, Truelove Lowland, N.W.T. - J. Paleolim., **2:** 207-225; Dordrecht.

ZÜLLIG, H. (1956): Sedimente als Ausdruck des Zustandes eines Gewässers. – Schweiz. Z. Hydrol., **18** (1): 5-143; Basel.

Manuskript eingegangen am 16. Juni 1999,
zum Druck angenommen am 07. August 2000

Eiszeitalter und Gegenwart	50	86 — 94 5 Abb., 1 Tab.	Hannover 2000

Interglaziale Klimaschwankungen in Nordost-Polen – palynologische und isotopengeochemische Untersuchungen an organischen Seesedimenten

JERZY NITYCHORUK, ANDRZEJ BER , JOCHEN HOEFS, TOMASZ KRZYWICKI, JÜRGEN SCHNEIDER & HANNA WINTER*)

NITYCHORUK, J., BER, A., HOEFS, J., KRZYWICKI, T., SCHNEIDER, J. & WINTER, H. (2000): Interglaziale Klimaschwankungen in Nordost-Polen - palynologische und isotopengeochemische Untersuchungen an organischen Seesedimenten. – Eiszeitalter und Gegenwart, **50**: 86-94; Hannover 2000.

Keywords: Quaternary, paleoclimate, Augustovian Interglacial, palynology, stable O- and C-Isotopes, Poland.

Kurzfassung: Die Ergebnisse von $\partial^{18}O$- und $\partial^{13}C$-Bestimmungen an Seesedimenten aus dem Augustovian-Interglazial in Nordost-Polen lassen sich nicht einfach interpretieren, weil die $\partial^{18}O$-Werte für palynologisch kühle Perioden hoch (-4 bis -6‰), dagegen für einen palynologisch wärmeren Zeitraum niedriger (-8 bis -10‰) sind. Zusätzliche malakologische, palynologische und Isotopen-Untersuchungen weisen auf einen hohen Grad der Umlagerung älterer Sedimente vor allem in kühlen Perioden mit niedrigem Wasserstand hin.

Die Annahme, dass allochthoner Kalzit aus tertiären marinen Sedimenten in die Sedimentationsbecken gelangte, ermöglicht eine plausible Interpretation der Isotopen-Kurven. Kühle Perioden sind charakterisiert durch erhöhte Erosion infolge Verringerung der Vegetation. Dadurch wurde allochthoner Kalzit mit hohen $\partial^{18}O$- und $\partial^{13}C$-Werten in das Becken transportiert. Warme Perioden dagegen sind durch eine reduzierte Redeposition von älteren Sedimenten gekennzeichnet, deshalb sind die Isotopen-Werte negativer. Aus dem Verlauf der Isotopen-Kurven kann deshalb nicht direkt auf Klimaänderungen, wohl aber indirekt auf klimatisch bedingt erhöhte bzw. erniedrigte Erosionsraten im Liefergebiet geschlossen werden.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. J. NITYCHORUK, Institute of Geology, Warsaw University, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warsaw, Poland, - Alexander-von-Humboldt-Stipendiat Göttingen; Dr. A. BER, Polish Geological Institute, Rakowiecka 4, 00-950 Warsaw, Poland; Prof. Dr. J. HOEFS, Institut für Geochemie, Universität Göttingen, Goldschmidtstraße 1, D-37077 Göttingen, Germany; Dipl.-Geol. T. KRZYWICKI, Polish Geological Institute, Rakowiecka 4, 00-950 Warsaw, Poland; Prof. Dr. J. SCHNEIDER, Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, Universität Göttingen, Goldschmidtstraße 3, D-37077 Göttingen, Germany, jschnei@gwdg.de; Dr. H. WINTER, Polish Geological Institute, Rakowiecka 4, 00-950 Warsaw, Poland

[Interglacial climatic changes in northeastern Poland - pollen, isotopes and geochemical investigation of organic lake sediments]

Abstract: $\partial^{18}O$ and $\partial^{13}C$ values were examined from Quaternary lake sediments of the Augustovian Interglacial (Tab.1) in northeastern Poland. The results cannot be easily interpreted, because values of $\partial^{18}O$ are high (-4 to -6‰) for cool intervals (according to palynological analysis) and quite low (-8 to -10‰) for warmer intervals. Supplementary mollusc, pollen and isotope examination indicated the presence of a considerable redeposition of older sediments during lower lake levels mostly during the cool intervals. Assumption that allochthonous calcite from Tertiary marine sediments was transported into the lake basin, allows a reasonable interpretation of the isotope curves. Cool intervals indicate more intensive erosion due to less dense vegetation. Allochthonous older calcite (with high values of $\partial^{18}O$ and $\partial^{13}C$) therefore was transported into the lake. On the other hand, warm intervals are characterised by reduced redeposition of older sediments, and therefore values of $\partial^{18}O$ are more negative. Although the isotope curves do not permit to draw direct conclusions on temperature and climatic changes, they indicate more or less intensive erosion rates in the area around the lake.

1 Einleitung

Im nord-östlichen Polen erreichen die quartären Sedimente eine Gesamt-Mächtigkeit von mehr als 200 m. Bohrungen, welche die Sedimente vollständig durchteuft haben (Abb. 1), stießen in den tieferen Abschnitten von vier Bohrkernen auf See- und Torfsedimente mit einer Mächtigkeit von 4,6 bis 31,1 m. Diese Ablagerungen sind gekennzeichnet durch Torfe, Gyttjen, Tone, Silte und fein- bis grobkörnige Sande, die stellenweise Süßwasserschnecken enthalten (KRZYWICKI & LISICKI 1993, BER & LISICKI 1995, BER 1989, 1996, 1999a, b, BER et al. 1998).

Die fossilen Seesedimente wurden palynologisch, malakologisch, paläomagnetisch und geochemisch untersucht und mit Hilfe der Thermolumineszenz-Methode datiert (BER 1996, 1999a, b, BER et al. 1998, s. Tab. 1).

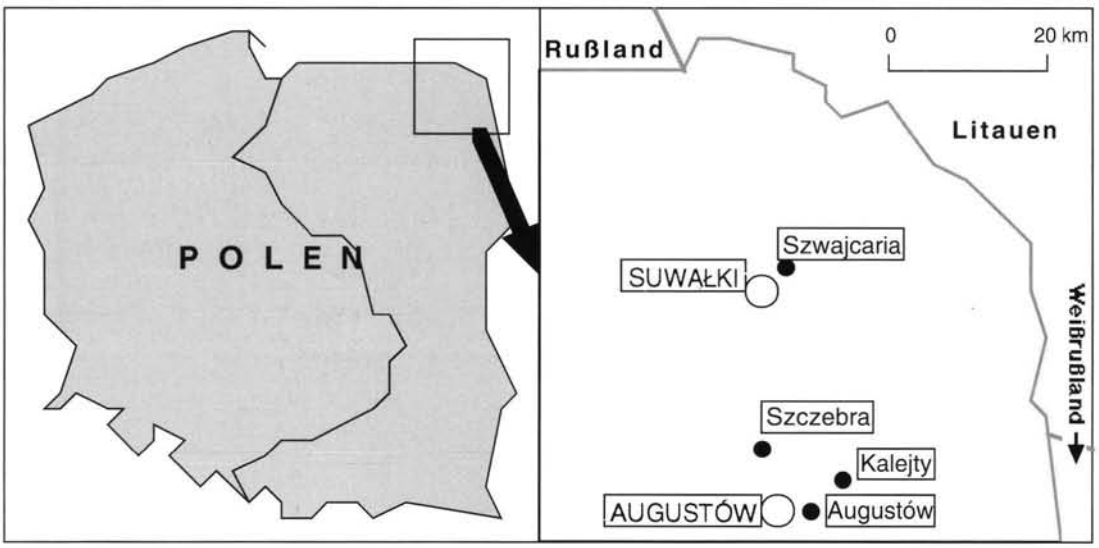


Abb. 1. Lokalitäten mit interglazialen Sedimenten im nordöstlichen Polen.

Fig. 1. Studied sites with interglacial sediments in northeastern Poland.

Die bisherigen geologischen Untersuchungen haben ergeben, dass das Gebiet, in dem die lakustrinen Serien nachgewiesen wurden, im Quartär eine Senke bildete. In diesem Seebecken wurden teils fluviale, teils Flachwassersedimente abgelagert (Ber 1996). Die Seesedimente lagern auf Geschiebelehmen und fluvioglazialen Sanden aus der ältesten Vereisung des Narevian (Tab. 1) und

Tab. 1. Zwei mögliche chronostratigraphische Positionen der Augustovian-Stufe in Polen nach Ber et al. (1998). Der schwarz/weiße Balken kennzeichnet die paläomagnetischen Epochen.

Tab. 1. Two possible chronostratigraphic positions of the Augustovian stage in Poland after Ber et al. (1998). The black/white column indicates the paleomagnetic stages.

age BP	OXY stages				POLAND "short" chronology		POLAND "long" chronology
				Eem		Eemian	Eemian
128 000	6	PLEISTOCENE		Saale	Saalian Complex	Wartanian Pilica Interstadial Odranian	Wartanian Pilica Interstadial Odranian
	7 8 9 10 11			Holstein	Czyżów Complex	Zbójnian Liwiec cold period Mazovian Wilga cold period Ferdynandovian	Zbójnian Liwiec cold period Mazovian
440 000	12			Elster	Elsterian Complex	Sanian 2 Sanian 1 Nidanian	Wilga cold period
	13 14 15	MIDDLE	CROMER	Interglacial (V) Noordbergum (IV)	Cromerian	Augustovian	HIATUS
492 000	16 17 18 19			Glacial C Rosmalen (III) Glacial B Westerhoven (II)	Complex	Narevian	Ferdynandovian (upper optimum) cold stage Ferdynandovian (lower optimum)
780 000	20 21			Glacial A Waardenburg (I)			Sanian 1&2 HIATUS
	22 23	LOWER PLEISTOCENE	BAVEL	Dorst Glacial Leerdam Linge Glacial			Nidian Augustovian (upper optimum, W-2) cold stage (K-2)
1 070 000				Bavel			Augustovian (lower optimum, W-1)
				Menap			Narevian

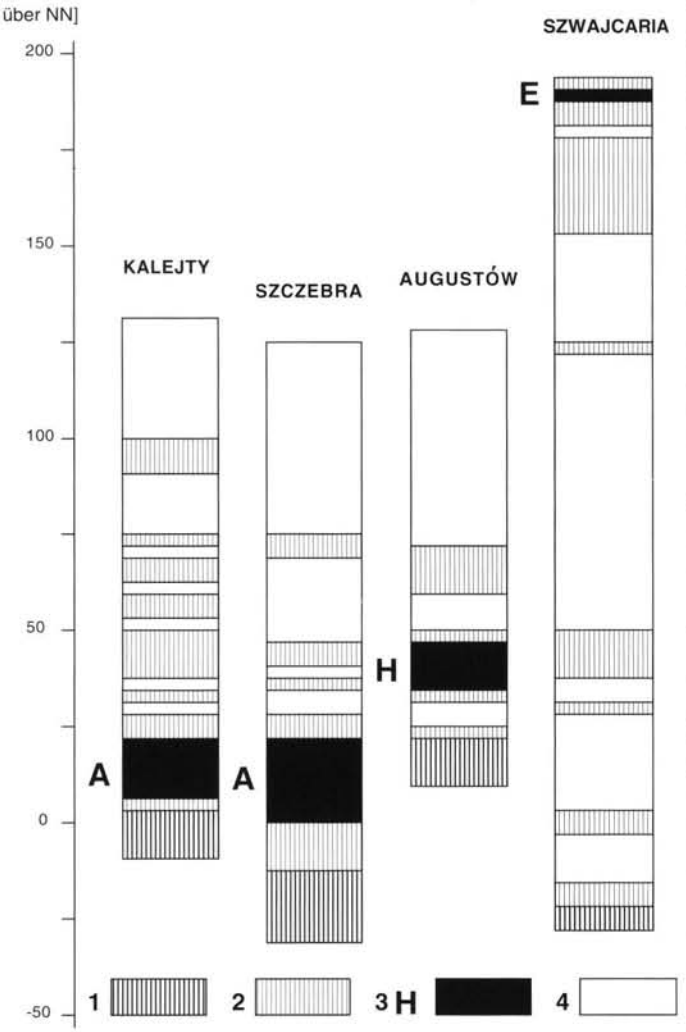


Abb. 2. Zusammenstellung der quartären Schlüsselprofile der Bohrkerne aus dem nordöstlichen Polen (nach BER 1996, vereinfacht).
1 - Mergel des unteren Paläozäns; 2 - Geschiebelehm; 3 - interglaziale organische Sedimente; 4 – andere glaziale Sedimente, A - Augustovian-Stufe; H - Holstein-Interglazial; E - Eem-Interglazial.

Fig. 2. Quaternary key columns of cores from Northeastern Poland – simplified, after BER (1996).
1 - Palaeocene marl; 2 - till; 3 - interglacial organic sediments; 4 – other glacial deposits, A - Augustovian Interglacial; H - Holsteinian Interglacial; E - Eemian Interglacial.

sind von einem mächtigen glazialen Komplex überdeckt, der u. a. aus Geschiebelehm sowie interglazialen Sedimenten besteht. Darüber liegen See-Sedimente aus dem interglazialen Ferdynandovian (Westerhoven), dem Mazovian (Holstein) und dem Eem (Abb. 2, Tab. 1).

Palynologische Untersuchungen, die an zwei Bohrkernen (Szczebra und Kalejty, Abb. 3 und 4) aus den neu entdeckten fossilen Seesedimenten durchgeführt wurden, erlauben es, eine neue Stufe in der Klimastratigraphie Nordost-Polens nachzuweisen. Diese Stufe wird nach JANCZIK-KOPIKOWA (1996) als Augustovian-Interglazial bezeichnet.

Charakteristische Merkmale dieses Interglazials im Profil Kalejty sind zwei warme (W-1 und W-2) und drei kühle Perioden (K-1, K-2, K-3, Abb. 3 und 4). Die ältere warme Periode (W-1) zeichnet sich durch eine boreale Waldflora (in Kalejty und Szczebra) aus sowie durch eine Wasserflora mit *Azolla filiculoides* (in Szczebra). Beide sprechen für ein warmes Klima (JANCZYK-KOPIKOWA 1996). Die jüngere warme Periode (W-2) zeigt eine typische interglaziale Flora, die für ein gemäßigt warmes Klima charakteristisch ist (Abb. 4). Die ältere warme Periode (W-1) zeigt palynologisch eine geringere Erwärmung als die jüngere (W-2), die von JANCZYK-KOPIKOWA (1996) mit den warmen Phasen des Pastonian in England (GIBBARD et al. 1991, WEST 1996) und des Leerdam-Interglazials in Holland (ZAGWIJN & DE JONG 1984) korreliert wird. Die Pollensukzession des Augustovian-Interglazials nach JANCZYK-KOPIKOWA (BER et al. 1998) unterscheidet sich deutlich von der Pollensukzession des Cromerian-Interglazials in Holland (ZAGWIJN 1996) und von dem „Cromerian Complex" in Deutschland (MÜLLER 1992). Die warmen klimatischen Perioden sind durch kühle Phasen getrennt (K-1, K-2, K-3), in denen ein subarktisches Klima herrschte.

Die oben dargestellten Untersuchungsergebnisse erlauben es noch nicht, die stratigraphische Position des Augustovian-Interglazials genau zu bestimmen.

Die von JANCZYK-KOPIKOWA (1996) vorgenommene Zuordnung zum Bavel bzw. die von BER et al. (1998) bzw. BER (1999 a, b) vorgenommene Zuordnung zum Cromer-Komplex verlangt weitere Untersuchungen, die zur Zeit durchgeführt werden.

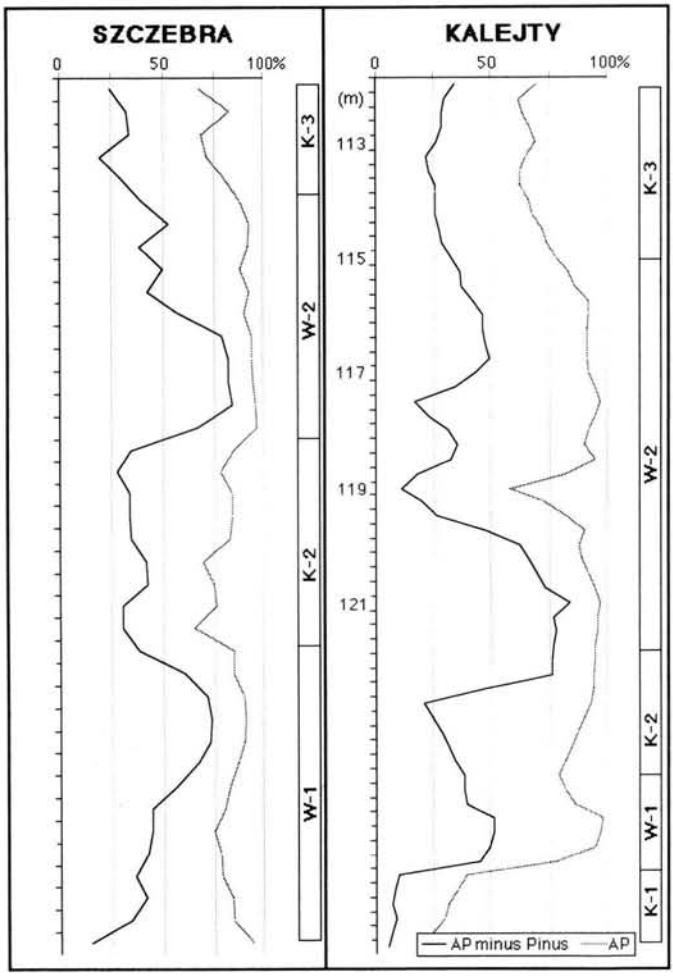


Abb. 3. Summe des Baumpollens minus *Pinus* (AP minus *Pinus*) und des Baumpollens (AP) für die Lokalitäten Kalejty (Analysen von H. WINTER, Abb. 4) und Szczebra nach JANCZYK-KOPIKOWA (1996).

Fig. 3. Sum of tree pollen minus *Pinus* (AP minus *Pinus*) and tree pollen (AP) for Kalejty (analyses: H. WINTER, Fig. 4) and Szczebra according to JANCZYK-KOPIKOWA (1996).

2 Sedimentbeschreibung

Die Seesedimente im Profil Kalejty bestehen vorwiegend aus Silt mit eingeschalteten Tonen, sowie aus feinkörnigem und siltigem Sand. In den Teilen des Bohrkerns, in denen warme Klimaperioden palynologisch festgestellt wurden, treten außerdem in der ersten Klima-Periode (W-1) Pflanzenreste und schwarzer humoser Sand mit gut erhaltenen Insekten auf, in der jüngeren Klima-Periode (W-2) Pflanzenreste und Süßwasser-Schnecken und -Muscheln. Die Ablagerungen enthalten auch nennenswerte Mengen an Muskovit und Glaukonit. Besonders häufig sind diese Minerale in den Abschnitten zu finden, deren Sedimentation unter kühlen klimatischen Verhältnissen erfolgte.

3 Analyse-Methoden

Für die Bestimmung der stabilen O- und C-Isotope wurden bisher aus den Bohrkernen von Kalejty aus einer Tiefe zwischen 107,0 und 130,0 m 47 Proben im Abstand von je einem halben Meter entnommen.

Der $CaCO_3$-Gehalt der Seesedimente von Kalejty (Abb. 5) ist im allgemeinen gering (Analyse mit Scheibler). Der geringe Karbonatgehalt der Sedimente aus der ersten warmen Periode W-1 (124,5-126,5 m) und dem Beginn der dritten kühlen Periode K-3 (115,0-119,5 m) unmittelbar nach dem zweiten warmen Abschnitt lässt Isotopenbestimmungen für diese Kernteile nicht sinnvoll erscheinen. Die Zusammensetzung der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope wurde mit der klassischen Methode nach MCCREA (1950) bestimmt.

Das durch Reaktion mit 99%iger Orthophosphorsäure gewonnene CO_2 wurde mit einem Massenspektrometer (Finningan-Mat 251) im Geochemischen Institut der Universität Göttingen analysiert. Die ^{18}O- und ^{13}C-Konzentrationen in den untersuchten Proben wurden als ∂-Werte im Vergleich zum PDB-Standard ausgedrückt. Der analytische Fehler für den Wert $\partial^{18}O$ beträgt ± 0,2‰ und für $\partial^{13}C$ ± 0,1‰.

4 Isotopenbestimmungen

∂^{18}O-Kurve (Abb. 5)

In der ersten kühlen Periode (K-1) der Augustovian-Stufe im Profil Kalejty schwankt der durch den $\partial^{18}O$-Wert ausgedrückte O-Isotopen-Gehalt in den Sedimenten von -4,3 bis -9,1‰. Die höchsten negativen $\partial^{18}O$-Werte (-9,1‰) wurden an Sedimenten mit größerem Anteil an organischem Material gemessen. Der weitere Kernteil aus der Abkühlungszeit K-1 zeigt positivere $\partial^{18}O$-Werte, was bei Sedimenten aus kontinentalen Seen ein Indikator für warme Klimaverhältnisse ist (EICHER & SIEGENTHALER 1976, 1981, MCKENZIE & EBERLI 1987, NITYCHORUK et al. 1999, NITYCHORUK 2000). Im vorliegenden Fall steht diese Deutung aller-

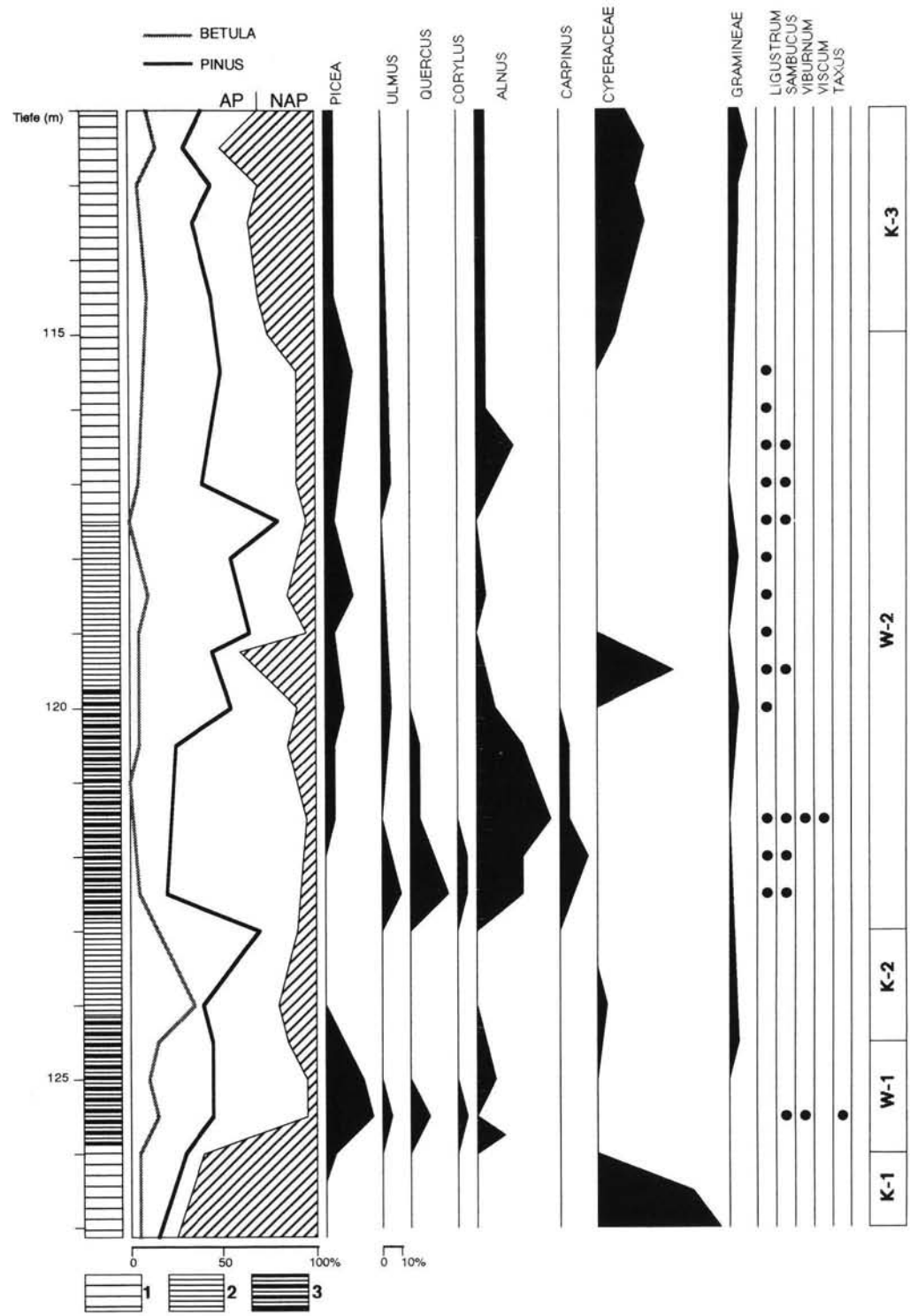


Abb. 4. Pollendiagramm des Augustovian-Interglazials für die Lokalität Kalejty.
1 - Silt, 2 - Ton, 3 - Silt, Sand und Ton mit Süßwasserfauna, Insekten und Pflanzenresten.

Fig. 4. Pollen diagram of the Augustovian Interglacial from Kalejty.
1 - silt, 2 - clay, 3 - silt, sand and clay with molluscs, insects and organic detritus.

dings für den oberen Teil von K-1 im Widerspruch zu den palynologischen Untersuchungen, aus denen hervorgeht, dass das Klima während der gesamten Phase K-1 kühl war.

Die erste warme Periode (W-1), die der Phase K-1 folgt, ist in karbonatfreien Sand-Ablagerungen mit organischem Material dokumentiert. Daher liegen aus diesem Abschnitt keine Isotopendaten vor. Die nächste kühle Periode (K-2) ist durch allmählich von -8,3 bis auf -8,8 ‰ sinkende ∂^{18} O-Werte gekennzeichnet. Solche Werte sind typisch für Seesedimente aus kühlen Pleistozän-Perioden (NITYCHORUK et al. 1999, NITYCHORUK 2000).

Die Klima-Abkühlung zeigt sich deutlich im palynologischen Bild. Der Prozentanteil wärmeliebender Bäume, wie Eiche, Ulme und Hasel sinkt zugunsten von Birke und Kiefer, die kühle klimatische Bedingungen besser ertragen (Abb. 4).

Die zweite warme Periode (W-2) wurde auf Grund der palynologischen Untersuchungen (JANCZYK-KOPIKOWA 1996) als die wärmste Zeit dieses Interglazials bestimmt. Wenn man jedoch das für diese Periode gewonnene Isotopenbild mit vorangehenden klimatischen Phasen vergleicht, so sind die ∂^{18}O-Werte überraschend niedrig (-7,2 bis -9,0 ‰) und nicht repräsentativ für das palynologisch bestimmte klimatische Interglazial-Optimum. Für den jüngeren Teil aus der warmen Periode (W-2) liegen keine Isotopenbestimmungen vor, da keine Karbonate auftreten.

Die Abkühlungsperiode K-3 ist durch hohe ∂^{18}O-Werte von -3,6 bis -7,9 ‰ charakterisiert, die ebenfalls im Widerspruch zu dem sich aus den palynologischen Untersuchungen ergebenden kühlen Klima stehen. Die Zunahme des prozentualen Anteils an $CaCO_3$ in den Sedimenten während der Abkühlungsphasen K-1 bis K-3 geht mit einer Verschiebung der ∂^{18}O-Kurve in Richtung höherer Werte einher (Abb. 5).

∂^{13}C-Kurve (Abb. 5)

Die niedrigsten ∂^{13}C-Werte (bis -8,5 ‰) wurden für den Kernteil ermittelt, der im klimatischen Optimum (Augustovian, Erwärmung W-2) entstand. Mit Ausnahme dieser Werte verläuft die ∂^{13}C-Kurve ziemlich gleichmäßig und zeigt Werte zwischen 0,9 und -1,8 ‰.

In der ersten und der dritten kühlen Periode, K-1 und K-3, zeigt sich eine schwache Korrelation zwischen den ∂^{18}O- und ∂^{13}C-Kurven, was typisch für Karbonate in hydrologisch abgeschlossenen Seebecken ist. Diese Korrelation ist in der kühlen Phase K-2 und der warmen Phase W-2 nicht vorhanden, was als Indikator für hydrologisch offene Seen interpretiert werden kann (EICHER & SIEGENTHALER 1976, FRITZ et al. 1975, TALBOT 1990).

Der beschriebene Verlauf der Isotopen-Kurven ist für kontinentale Seen nicht charakteristisch. Die negativeren ∂^{18} O-Werte in einer warmen Periode und höhere in einer kühlen Periode sind allerdings typisch für marine Ablagerungen. Dieses unerwartete Ergebnis erforderte weitere Untersuchungen, die eine plausible Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus aus dem Augustovian-Interglazial ermöglichten.

5 Fauna

Die Sedimente von Kalejty enthalten marines Plankton aus der Gruppe der Dinoflagellaten. In dem benachbarten Bohrkern Szczebra (Abb. 1) wurde kein marines Plankton in der Augustovian-Stufe festgestellt. Daraufhin wurde die Süsswasserfauna aus der warmen Periode W-2 aus dem Bohrkern in Kalejty untersucht. Dabei stellte sich heraus, dass zwei dort gefundene Schnecken, *Valvata naticina* und *Gyraulus albus*, sowie eine Muschel, *Pisidium moitessierianum*, nicht zur marinen, sondern zur Süßwasser-Fazies zuzurechnen sind, mit deren Hilfe man das Ablagerungsmilieu der betreffenden Sedimente beschreiben kann (SKOMPSKI 1991). Die Gastropode *Valvata naticina* (MENKE) lebt vor allem in langsam fließenden Flüssen. Seltener besiedelt sie auch kleinere Flüsse und Seen. Sie kommt in Europa von der Elbe bis zum Dnjepr vor. Die Gastropode *Gyraulus albus* (MÜLLER) bevorzugt stehende Gewässer, sie ist aber auch in fließenden Gewässern anzutreffen. *Pisidium moitessierianum* (PALADIHLE) lebt sowohl in Seen und Flüssen als auch in kleinen Seen, sie vermeidet schnell fließende Gewässer (SKOMPSKI 1991).

Die beschriebene Süsswasserfauna spricht für einen langsam durchflossenen See, der von einem Fluss gespeist wurde. Eine ähnliche Faunen-Zusammensetzung mit *Valvata naticina* und *Pisidium moitessierianum* wurde in den fossilen Sedimenten des Drużno-Sees aus dem Holozän (südlich von Gdańsk) nachgewiesen, in dem sich bis vor etwa 1000 Jahren das Delta der Weichsel aufschüttete (NITYCHORUK 1998).

6 Flora

Im Zuge der palynologischen Untersuchungen wurde auch umgelagerter Pollen aus dem Tertiär

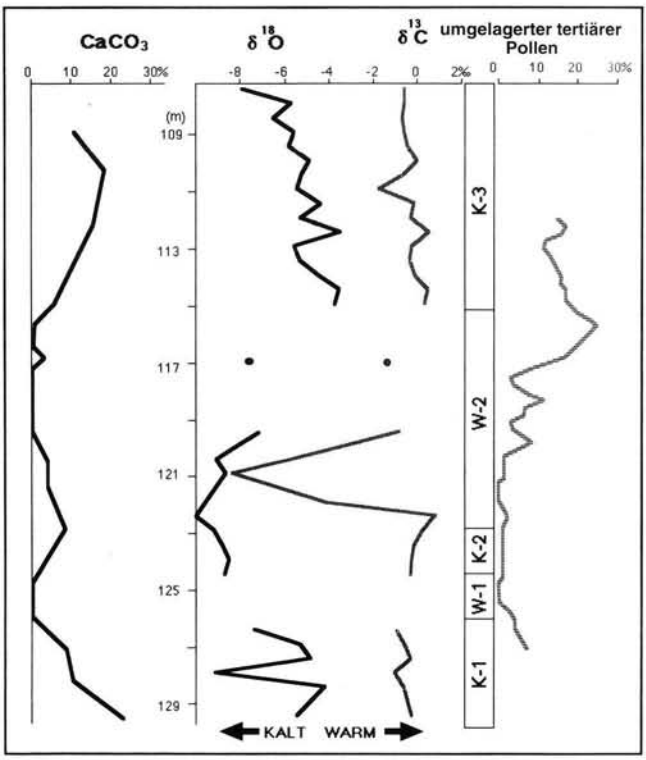


Abb. 5. Isotopen-Kurven und prozentualer Gehalt des umgelagerten tertiären Pollens aus dem Augustovian-Interglazial in Kalejty. (Angaben für Kalt bzw. Warm nach den palynologischen Ergebnissen).

Fig. 5. Stable isotope records and redeposited Tertiary pollen from the Augustovian Interglacial at Kalejty. (Cold - K, resp. Warm - W, after palynological results).

nachgewiesen (Abb. 5). Der geringste Pollenanteil wurde in den warmen Perioden W-1 und W-2 nachgewiesen, die größte Menge tritt in den kühlen Perioden K-1 und K-3 auf (bis zu 30 % des Gesamtpollenanteils). So ein hoher Anteil an umgelagertem Pollen spricht für eine allochthone Zufuhr von Material in das Gewässer in Phasen niedrigeren Wasserstandes. Für Erosion und Resedimentation sprechen auch der detritische Muskovit, Glaukonit und die marinen Karbonate, die in den Ablagerungen gefunden wurden.

7 Zusätzliche Isotopenuntersuchungen

An der Süßwasserfauna und den siltig/sandigen Einzel-Lagen mit einer Mächtigkeit von 0,5 cm aus der warmen Periode W-2, wurden zusätzliche Isotopenbestimmungen durchgeführt. Die karbonatische Sandfraktion und Schneckengehäuse besitzen ähnliche $\partial^{18}O$-Werte (-6,9 und -6,4 ‰). Diese Werte sind positiver als die $\partial^{18}O$-Werte der karbonatischen Silte und der Muscheln (-9,1 und -8,8 ‰). Dies wurde an fünf Proben beobachtet und erlaubt folgende Annahme: Sandige Lagen weisen auf einen Transport durch stärkere Strömung hin. Ebenso können Schneckengehäuse über größere Entfernungen transportiert werden, dabei kann Faulgas oder Luft, die sich in den Gehäusen ansammeln, die Schalen im Wasser schwebend verdriften. Die Muschelschalen werden dagegen nicht so weit transportiert.

Die Sedimente können demnach in einem Fluss transportiert worden sein, bevor sie zur endgültigen Ablagerung in ein ruhigeres Becken kamen. Ob es sich bei der Wechsellagerung sandig/siltig um nichtglaziale Warven oder durch wechselnde Transportgeschwindigkeit des Wassers bedingte Korngrößen-Unterschiede handelt, ist unklar.

Diese Interpretation des Ablagerungsmilieus lässt den Schluss zu, dass bei der Sedimentation in Kalejty im Augustovian-Interglazial der Materialtransport zum Ablagerungsort eine wichtige Rolle spielte. Der Ablagerungsort könnte der Bereich vor der Deltamündung eines Flusses sein, der in einen See floss.

Der allochthone Materialtransport hat einen wesentlichen Einfluss auf die gemessenen Isotopenwerte. Wenn es möglich war, dass zusammen mit Muskovit, typisch marinem Glaukonit und Sporomorphen von Tertiär-Pflanzen auch marines Plankton und ganze Schneckengehäuse transportiert wurden, sollte auch das in den Sedimenten enthaltene Karbonat wahrscheinlich zum großen Teil allochthoner Herkunft sein.

Ein höherer Gehalt an $CaCO_3$ in kühlen Phasen des Augustovian bedeutet, dass es infolge einer Lichtung der Pflanzendecke zu erhöhter Erosion und zur Zufuhr allochthonen Kalzits gekommen sein könnte. Die das Karbonat transportierende Wasserströmung stammte höchstwahrscheinlich von einem größeren Fluss. Die Karbonat-Quellen können in den paläozänen Mergeln und/oder dem Geschiebelehm vermutet werden, der die Augustovian-Sedimente unterlagert. Die an tertiären Mergeln durchgeführten Isotopenbestimmungen brachten als Ergebnis: $\partial^{18}O$ bis -1,6 ‰, $\partial^{13}C$ bis +0,6 ‰, was die hohen ∂-Werte für kühle Phasen erklären kann.

Obwohl man aus den vorliegenden Isotopenkurven keine direkten Schlussfolgerungen auf Klima und Temperatur ziehen kann, erlauben sie doch eine Aussage zu den Palaeoumwelt-Bedingungen. Eine wichtige Information, die man dem Kurvenverlauf entnehmen kann, ist der in den kälteren Phasen festgestellte hohe Anteil an allochthonem Kalzit in den Sedimenten. Dies spricht für eine verstärkte Erosion älterer Sedimente und für eine auch palynologisch nachweisbare Verringerung der Pflanzendecke.

Der Einfluss allochthoner Karbonate auf die Isotopenzusammensetzung der Seesedimente bezieht sich vorwiegend auf die kühlen Perioden K-1 und K-3 der Augustovian-Stufe. Die kühle Periode K-2 und die warme Periode W-2 sind charakterisiert durch stärker negative $\partial^{18}O$-Werte, die nicht auf einen erheblichen Anteil an allochthonem Kalzit hindeuten. Auch die Menge des umgelagerten Pollens aus dem Tertiär verringerte sich in dieser Zeit. Das Fehlen der $\partial^{18}O$- und $\partial^{13}C$-Korrelation für die warme Periode W-2 sowie die Verschiebung der Isotopenkurven in Richtung negativer Werte sprechen für hydrologische Verhältnisse im See, die einem offenen System zugeordnet werden können (Eicher & Siegenthaler 1976, Fritz et al. 1975).

Die stärker negativen Werte für die $\partial^{13}C$-Kurve (W-2 in Abb. 5) sind wahrscheinlich auf einen erhöhten Anteil an biogenem CO_2 zurückzuführen, das durch die palynologisch nachweisbare Klimaerwärmung und die daraus resultierende höhere Bioproduktion und erhöhten Abbau organischer Substanz bedingt war (Fritz & Poplawski 1974, Jedrysek 1994, Wachniew & Rożański 1998).

Die kühlen Perioden K-1 und K-2 sind durch hohe Isotopenwerte charakterisiert und durch eine vergleichsweise gute Korrelation zwischen $\partial^{18}O$ und $\partial^{13}C$ (in K-1), was bedeuten kann, dass der Seespiegel niedriger und der See hydrologisch geschlossen war. Die Erosion und der Transport präquartärer Sedimente erfolgte wahrscheinlich in dem Zufluss während der kühlen und niederschlagsärmeren Perioden

8 Schlussfolgerungen

Die Interpretation der Isotopenkurven für die Sedimente aus Kalejty stimmt nicht mit den palaeobotanisch rekonstruierten Klimaveränderungen überein. Sie können jedoch als ein Indikator für Erosion und Umlagerung von älteren Sedimenten sowie für hydrologische Veränderungen im Sedimentationsbecken genutzt werden.

Es ergibt sich weiterhin, dass

- das Becken, in dem die Sedimentation erfolgte, zeitweise durch den Eintrag aus einem Fluss beeinflusst wurde,
- das gleichzeitige Vorkommen von Süßwasserfauna und marinem Plankton nicht für marine Bedingungen spricht. Das schließt die Interpretation der Isotopendaten aus den Sedimenten als marine Ablagerungen aus,
- der große Anteil tertiären Pollens an umgelagerter Süsswasserfauna und an allochthonen Mineralen wie Muskovit und Glaukonit im Sediment ein Indiz dafür ist, dass auch der im Sediment vorkommende Kalzit wohl zum großen Teil allochthon ist (Ausnahme: Phase W-2).

9 Dank

Wir danken Herrn Dr. Josef Merkt (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung) und Herrn Prof. Dr. Bernd Zolitschka (Institut für Geographie der Universität Bremen) für die hilfreiche kritische Durchsicht des ursprünglichen Manuskriptes.

Der Alexander-von-Humboldt-Stiftung dankt der Erstautor (Dr. J. Nitychoruk) herzlich für die Gewährung eines eineinhalbjährigen Stipendiums (Az. POL/1020220) in der Arbeitsgruppe Limno-/Umweltgeologie am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen.

10 Schriftenverzeichnis

Ber, A. (1989): Stratigraphy of the Quaternary of the Suwalki Lakeland and its substrate based on recent data. – Geological Quarterly, **38**: 149-165; Warszawa.

– (1996): Geological situation of Augustovian (Pastonian) Interglacial lake sediments at Szczebra near Augustow and Mazovian Interglacial organogenic sediments at Krzyżewo. – Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, **373**: 35-48; Warszawa.

– (1999a): Plejstocen Polski NE w nawiązaniu do głębokiego podłoża. - Prace Państwowego Instytutu Geologicznego; Warszawa (in Druck).

– (1999b): The Middle-Lower Pleistocene stratigraphy in the northeastern Poland. – XV International Congress INQUA, 3-11 August 1999, Durban, South Africa, book of abstracts: 21; Durban.

– Janczyk-Kopikowa, Z. & Krzyszkowski, D. (1998): A new interglacial stage in Poland (Augustovian) and the problem of the age of the oldest pleistocene till. - Quaternary Science Reviews, **17**: 761-773; Washington.

– & LISICKI, S. (1995): Stratygrafia plejstocenu NE Polski (pojezierza Mazurskie i Suwalskie oraz Równina Augustowska) w świetle nowych danych. - II Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski". Grabanów 18-20 września 1995; Grabanów.

EICHER, U. & SIEGENTHALER, U. (1976): Palynological and oxygen isotope investigations on Late-Glacial sediment cores from Swiss lakes. - Boreas, **5**: 109-117, Oslo.

– SIEGENTHALER, U. & WEGMÜLLER, S. (1981): Pollen and Oxygen Isotope Analyses on Late- and Post-Glacial Sediments of the Tourbiere de Chirens (Dauphiné, France). - Quaternary Research, **15**: 160-170; Washington.

FRITZ, P., ANDERSON, T. W. & LEWIS, C. F. M. (1975): Late-Quaternary Climatic Trends and History of Lake Erie from Stable Isotope Studies. - Science, **190**: 267-269; Washington.

– & POPLAWSKI, S. (1974): ^{18}O and ^{13}C in the shells of freshwater molluscs and their environments. - Earth and Planetary Science Letters, **24**: 91-98; Amsterdam.

GIBBARD, P. L., WEST, R. G., ZAGWIJN, W. H. & 14 Autoren (1991): Early and early Middle Pleistocene correlations in the southern North Sea Basin. – Quaternary Science Reviews, **10**: 23-52; Washington.

JANCZYK-KOPIKOWA, Z. (1996): Temperate stages of the Mesopleistocene in Northeastern Poland. – Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, **373**: 49-66; Warszawa.

JĘDRYSEK, M.O. 1994. Carbon isotope evidence for diurnal variations in methanogenesis in freshwater lake sediments. - In: M. O. JĘDRYSEK [ed.]: Isotope workshop II, Extended Abstracts: 66-68; Wrocław.

KRZYWICKI, T. & LISICKI, S. (1993): Czwartorzed Pojezierza Suwalskiego. - Przew. LXIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego na Ziemi Suwalskiej. 9-12 września 1993; Warszawa.

MCCREA, J. M. (1950): The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. – Journal of Chemical Physics, **18**: 849-857; New York.

MCKENZIE, J. A. & EBERLI, G. P. (1987): Indications for abrupt Holocene climatic change: Late Holocene oxygen isotope stratigraphy of the Great Salt Lake, Utah. – In: W. H. BERGER & L. D. LABEYRIE [eds.]: Abrupt Climatic Change: 127-136; (D. Reidel Publishing Company).

MÜLLER, H. (1992): Climate changes during and at the end of interglacials of the Cromerian Complex. – In: KUKLA, G. J. & WENT, E. [eds.]: Start of Glacial, NATO ASI Series, **I 3**: 51-69.

NITYCHORUK, J. (1998): Podsumowanie badan geologicznych Żuław Elblaskich przeprowadzonych w ramach programu „Adalbertus". - In: URBAŃCZYK, P. [ed.]: Adalbertus. Wyniki programu badan interdyscyplinarnych, **1**: 23-34; Warszawa.

– (2000): Climate reconstruction from stable-isotope composition of the Mazovian Interglacial (Holsteinian) lake sediments in eastern Poland. – Acta Geologica Polonica, **50**: 247-294; Warszawa.

– HOEFS, J. & SCHNEIDER, J. (1999): Klima-Änderungen im Pleistozän: Isotopenuntersuchungen an fossilen Seesedimenten aus dem Holstein-Interglazial Ost-Polens. - Eiszeitalter und Gegenwart, **49**: 21-34; Hannover.

SKOMPSKI, S. (1991): Fauna czwartorzedu Polski - bezkregowce. - Wydawnictwa Universytetu Warszawskiego: 97 p.; Warszawa.

TALBOT, M. R. (1990): A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. - Chemical Geology. Isotope Geoscience Section, **80**: 261-279.

WACHNIEW, P. & ROŻAŃSKI, K. (1998): Isotopic composition of calcite deposited in Lake Gościąż, under present climatic conditions. - In: M. RALSKA-JASIEWICZOWA, T. GOSLAR, T. MADEJSKA & L. STARKEL [eds.]: Lake Gościąż, Central Poland a monographic study, part **1**: 61-66; Kraków.

WEST, R. G. (1996): Outline of the stratigraphy and vegetational history of the Cromer Forest-bed Formation. In: TURNER, C. [ed.]: The Early Middle Pleistocene in Europe: 1-8; Rotterdam-Brookfield (A. A. Balkema).

ZAGWIJN, W. H. (1996): The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. – In: TURNER, C. [ed.]: The Early Middle Pleistocene in Europe: 145-172; Rotterdam-Brookfield (A. A. Balkema).

– & DE JONG, J. (1984): Die Interglaziale von Bavel und Leerdam und ihre stratigraphische Stellung im niederländischen Früh-Pleistozän. – Mededelingen Rijks Geologische Dienst, **37**: 155-169; Haarlem.

Manuskript eingegangen am 7. September 1999,
zum Druck angenommen am 16. Oktober 2000

Eiszeitalter und Gegenwart	50	95 — 106 6 Abb., 1 Tab.	Hannover 2000

Bt-Horizonte als Interglazial-Zeiger in den humiden Mittelbreiten: Bildung, Mikromorphologie, Kriterien

SIEGFRIED STEPHAN*)

STEPHAN, S. (2000): Bt-Horizonte als Interglazial-Zeiger in den humiden Mittelbreiten: Bildung, Mikromorphologie, Kriterien. – Eiszeitalter und Gegenwart, **50**: 95-106; Hannover 2000.

Keywords: paleosol, Bt horizon, interglacial, micropedology.

Kurzfassung: Die Untersuchung wird auf die humiden Mittelbreiten begrenzt, wo „Interglazial" durch die Rückwanderung temperierter Laubwälder definierbar ist. Auf die Frage, welche Bodentypen oder Horizonte sicher einem Interglazial zugeordnet werden können, gibt es keine eindeutige Antwort. Pedogenetische Betrachtungen und mikromorphologische Befunde führen aber zu einer Fallunterscheidung, die weitreichende Interpretationssicherheit gibt. Sichere Zeugen für eine interglaziäre Genese sind zunächst autochthone Bt-Horizonte aus kalkhaltigen, schluffreichen Substraten und mit Tonbelägen in Poren. Aber auch Bt-Horizonte aus allochthonem Bodenmaterial kalkhaltiger, schluffreicher Substrate und mit Tonbelägen oder deren Bruchstücken sind sichere Zeugen, wenn die Zeitspanne von Verwitterung, Lessivierung und Materialverlagerung zusammengefasst werden kann und keine Kaltzeit enthält.

Bei anderen Bt-Horizonten ist die Zugehörigkeit zu einem Interglazial sehr zurückhaltend zu beurteilen. Es muss dann sichergestellt werden, dass die Entwicklungszeit nicht durch eine oder mehrere der folgenden Bedingungen so weit verkürzt worden ist, dass kein Interglazial notwendig wäre: 1. Armes Ausgangsmaterial mit geringer Menge verwitterbarer Minerale, 2. Dominanz von Sand und Kies, 3. Beimengung von vorverwittertem und insbesondere Bt-Material aus einem älteren Interglazial, 4. Durchgriff der Verwitterung und Lessivierung aus einem hangenden Boden, 5. Siedlungslage mit Asche-Einfluss.

[Bt-horizons as indicators for interglacial conditions in the humide middle latitudes: genesis, micromorphology, criterions]

Abstract: The investigation is restricted to the humide middle latitudes, where "interglacial" is definable by the return of temperate deciduous woods. There is no definite answer to the question, what type of soil or horizon may be strongly related to interglacial forming-conditions. However, pedogenetical studies and micromorphological facts lead to a discrimination of situations, giving enough security for the intended interpretation. Reliable signs of interglacial forming are, first of all, autochthoneous horizons with clay illuviation (Bt horizons), if formed from calcareous, silty material, and showing clay cutans in pores. However, Bt horizons formed from allochthoneous soil sediments of such materials are also reliable signs, if there was no glacial phase between weathering, clay illuviation, and transport.

Bt horizons which do not meet these requirements, have to be strongly judged before taken as a criterion: It must be verified, that their evolution time was not shortened by one or more of the following situations in such a way, that interglacial conditions are unnecessary: 1. Poor original material with few weatherable minerals, 2. predominance of sand and gravel, 3. admixture of weathered material of some older interglacial time, in particular Bt material, 4. passage of weathering and lessivation from a soil above through some intermedium, 5. cultivated site with influence of ash.

1 Einleitung

Interglaziale sind Phasen des Quartärs, in denen in den humiden Mittelbreiten die Einwanderung temperierter Laubwälder gelungen ist, weil Klima und Boden die Existenz der entsprechenden Baumarten erlaubt haben und die Zeit für ihre Rückwanderung aus den eiszeitlichen Refugien ausgereicht hat. Entsprechende abiotische Bedingungen können auch in kürzeren Erwärmungszeiten, den Interstadialen, erfüllt gewesen sein, wobei sich aber noch keine temperierten Laubwälder etablieren konnten. Eine allgemeinere Definition der Interglaziale mit den Mitteln der vergleichenden Bodenkunde entsprechend den Untersuchungen von BRONGER (z. B. 1999) wird hier nicht vorgenommen.

Paläoböden sind für die Gliederung des Quartärs interessant, weil sie Phasen geomorphologischer Stabilität mit der Möglichkeit zur Bodenbildung markieren. Es wäre besonders wichtig, die Interglaziale an ihren Böden zu erkennen; aber die bodenkundlichen Kriterien für Interglazialbedingungen sind umstritten. Schon 1968 erchien eine zusammenfassende Arbeit zur Frage „Spätglazial oder Holozän?" (ROHDENBURG & MEYER, 1968); doch die Diskussion, die in verstreuten Publikationen geführt wird, ist noch nicht beendet. Einig-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. S. STEPHAN, Weidenfeld 5, D-53359 Rheinbach; Stephan-Rheinbach@t-online.de

keit scheint darin zu bestehen, dass von den quartären Bodenhorizonten nur Bt-Horizonte, also Bodenhorizonte mit Einwaschung von reinem, in Poren nachweisbarem Ton, und damit von den Böden nur die Lessivés an Interglaziale gebunden sein können; aber es muss geklärt werden, wann diese Bindung zwingend ist.

Dies ist für die Paläoböden in mächtigen Lössprofilen weitgehend der Fall, kann aber sicher nicht verallgemeinert werden; denn erstens sind auch aus den Spätweichsel-Interstadialen Bt-Horizonte bekannt, und zweitens wurde gezeigt, dass in einigen Holozän-Profilen die Lessivierung so schnell abgelaufen ist, dass diese ebenso in einem Interstadial zum Ziele gekommen wäre.

Dieser Beitrag befasst sich mit der Suche nach differenzierenden Merkmalen, die solche Bt-Horizonte, für deren Bildung ein Interglazial notwendig ist, von anderen trennen, die kein Interglazial benötigen. Gesucht wird also nach Bt-Horizonten als hinreichende Interglazial-Kriterien, während Bodenhorizonte als notwendige Interglazial-Kriterien, solche also, die einem Interglazialboden nicht fehlen können, selbstverständlich nicht allgemein postuliert werden können (wohl mit den Mitteln der vergleichenden Paläobodenkunde entsprechende Verwitterungsintensitäten, vgl. BRONGER 1999).

In Frage kommen Unterschiede in Kalkgehalt und Korngrößenzusammensetzung der Substrate, Merkmale der Bodenumlagerung und wenige andere Kriterien. Für diese Merkmale wird nachfolgend vor allem der Einfluss auf die Entwicklungsdauer untersucht, und zwar im Rahmen einer Darstellung der Prozessfolge, die vom Ausgangssubstrat zum Bt-Horizont führt. Die Kenntnis dieser Prozesse stützt sich in wesentlichen Details auf die Mikromorphologie. Es wird hier nicht versucht, die Prozesse in den holozänen Klima- und Vegetationswandel einzugliedern, obwohl einige Autoren festgestellt haben, dass dieser Änderungen in der Bodenentwicklung verursacht hat (REUTER, 1964).

Die vorliegende Beurteilung gilt nur für Substrate, deren Tonsubstanz von Dreischicht-Tonmineralen dominiert wird. Bei den pleistozänen Substraten Mitteleuropas ist dies der Fall, wenn sie nicht von präpleistozänen Verwitterungsprodukten abstammen. Zweischicht-Tonminerale verhalten sich vor allem deshalb anders, weil sie wegen geringer Schichtladung kaum von mehrwertigen Kationen stabilisiert werden.

2 Untersuchungs- und Darstellungsmethode aus der Mikromorphologie

Für die Mikromorphologie werden 2,5 cm x 4 cm x 20 µm bis 5 cm x 7 cm x 20 µm große Dünnschliffe ungestörter, mit Vestopal imprägnierter Proben im Durchlicht und meist zwischen teilweise gekreuzten Polarisatoren untersucht. Für die Deutung der Profile werden vorwiegend folgende mikroskopische Merkmale herangezogen (STEPHAN 1994): Anteil primärer Grobporen, Art und Verteilung der Carbonate, Anwesenheit von Glimmerplättchen, doppelbrechende Tonlinsen von wenigen µm Größe und Eisenoxidkörnchen und -flocken als Produkte der Glimmerverwitterung, zusammengeflossener doppelbrechender Ton in der Bodenmatrix und Tonbeläge in Poren und Rissen als Produkte der Tonverlagerung, Tonbelags-Fragmente in der Bodenmatrix zum Nachweis transportierten Bt-Materials sowie Eisenkonzentration und Bleichflecken als Zeichen der Redoxprozesse.

Die Abbildungen illustrieren das hier zu Grunde gelegte Konzept der Lessivierung, das von zahlreichen entsprechenden Bodendünnschliffen abstrahiert worden ist. Das Konzept kann damit freilich nicht bewiesen werden, denn die Bilder gehören zu sehr unterschiedlichen Bodenprofilen. Dieser Mangel lässt sich prinzipiell nicht beheben, weil zeitlich aufeinander folgende Entwicklungsphasen solcher Dauer nicht zugleich am gleichen Material unter gleichen Umweltbedingungen untersucht werden können.

3 Prozessfolge der Verwitterung und Lessivierung

3.1 Kalklösung

Der Zeitbedarf der Kalklösung ist für die Gesamtdauer der Bodenentwicklung wichtig, denn die nachfolgenden Entwicklungsschritte setzen eine vollständige Entkalkung des Bodens voraus. Diese wird vorwiegend durch Perkolation von CO_2-haltigem Wasser bewirkt. In Kaltzeiten ist wegen geringen Kohlendioxidgehaltes der Atmosphäre (GRAEDEL & KRUTZEN 1994: 4, 242) und geringer CO_2-Produktion durch Bodenlebewesen und Wurzeln trotz höherer CO_2-Löslichkeit im Wasser nicht mit einer relevanten Entkalkung zu rechnen, die daher weitgehend an Warmzeiten - Interglaziale wie Interstadiale - gebunden zu sein scheint. Die Tschernoseme, die sich in trockenen Lössgebieten (auch in Teilen der Kölner Bucht, KOPP 1965) mindestens bis zum Atlantikum entwickelt hatten, sind sogar erst seit dem Atlanti-

kum entkalkt worden und in ihren trockensten Arealen oder unter dem Einfluss kalkhaltigen Grundwassers überhaupt erhalten geblieben. Geringer Kalkgehalt im Substrat verkürzt die Entkalkungsphase.

Die Carbonate sind mikroskopisch gut zu erkennen und pedogener von lithogenem Kalk zu unterscheiden (vgl. STEPHAN 1995). Dagegen ist es schwierig, vorhandene Tonsubstanz und deren Orientierungsgrad zu erkennen, wenn Scharen feiner Kalkkristalle das Bild bestimmen.

3.2 Silicatverwitterung

Zwar können die spaltbaren Silicate, insbesondere die Glimmer, im gesamten Quartär kryoklastisch zerkleinert worden sein (SCHEFFER, MEYER & GEBHARDT 1966), was auch im kalkhaltigen Tschernosem nachweisbar ist (ZHANG 1989: 113) und eine gewisse Zunahme der Grobtonfraktion bewirkt hat (BRONGER 1976). Doch deutliche Bv-Horizonte wurden erst nach der Entkalkung bei saurer Bodenreaktion durch Zunahme der chemischen Silicatverwitterung gebildet.

Über die chemische Verwitterung der Alkalifeldspäte im Holozän wird unterschiedlich berichtet. Dies ist verständlich, denn neben dem Zerkleinerungsgrad hat die Versauerung der Böden einen großen Einfluss auf die Silicatverwitterung, und sie ist unterschiedlich weit fortgeschritten. Verwitterungsanfälliger sind die Glimmer, die als flache Mineralplättchen durch die eiszeitlichen Staubstürme über ganz Mitteleuropa verbreitet worden sind und in fast allen oberflächennahen Substraten eine Rolle spielen, insbesondere der Biotit. Die Biotit-Verwitterung ist der Leitprozess der rezenten Silicatverwitterung in den pleistozänen Substraten Mitteleuropas (SCHLICHTING & BLUME 1961, BRONGER 1966: 45, REICHENBACH & RICH 1975) (Abb.1). Der eisen- und magnesiumhaltige Biotit als Hauptquelle der Verbraunung und Verlehmung verwittert leicht zu Dreischicht-Tonmineralen und Eisenoxid und ist daher ein guter Indikator für den Grad der Silicatverwitterung, während der resistentere Muskovit schlechter zu beurteilen ist. Bei den rezenten Braunerden aus periglaziären Lagen, bei denen eine Bilanzierung schwierig ist, zeigt das Mikroskop in Haupt- und Mittellage äolisch zugeführten Glimmer, und zwar auch Biotit, soweit dieser nicht bereits verwittert ist. Über die meist gering beteiligten Schwerminerale muss hier nicht referiert werden, und die Plagioklase verwittern bei fast gleicher Gestalt wegen beachtlicher chemischer Unterschiede unterschiedlich schnell.

Der Zeitbedarf der vollständigen Biotitverwitterung, der mikroskopisch feststellbaren Umwandlung aller Biotitplättchen in Tonminerale und Eisenoxid, vergrößert sich mit wachsender Menge und Größe der Biotitplättchen. In reinen Lössen mit dominanter Fernkomponente ist nach eigenen Befunden der Biotit im oberen halben Meter der rezenten Braunerden und Lessivés Mitteleuropas weitgehend verbraucht, soweit nicht Erosion oder Staubzufuhr für eine Regradation gesorgt haben.

Das vorherrschende Tonmineral der holozänen Silicatverwitterung in Mitteleuropa, der weitgehend dioktaedrische, Al-bestimmte Illit, ist dann bei pH-Werten über 4,5 recht stabil, für seine Weiterverwitterung nennen REICHENBACH & RICH (1975: 82) eine Beispielzahl von 0,1 % je Jahrtau-

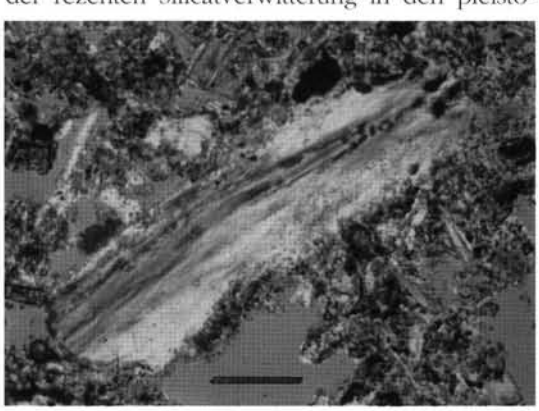


Abb.1: Verwitterndes Biotitstück. Teilweise gekreuzte Polarisatoren, Maßstab 50 µm.

Fig.1: Piece of mica, weathering. Partly crossed nicols, scale 50 µm.

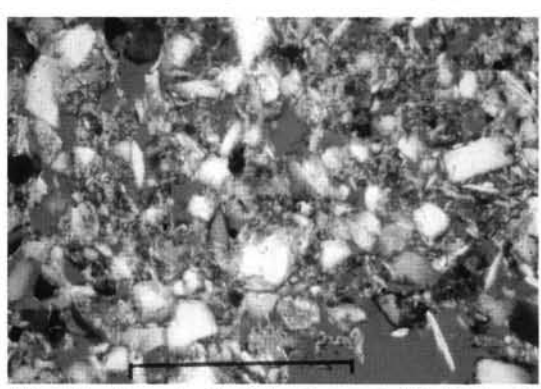


Abb.2: Tonlinsen in der Feinsubstanz (gelb), Muskovitleisten, Quarz u. a.. Teilweise gekreuzte Polarisatoren, Maßstab 0,2 mm.

Fig.2: Lenticular clay in the fine material (yellow), pieces of muskovite, quartz and others. Partly crossed nicols, scale 0.2 mm.

send, abgelesen am Kaliumverlust. Bei ersatzlosem Ernteentzug des Kaliums, der anthropogen bedingt ist und insofern unser Thema nicht berührt, ist die Illit-Degradierung allerdings viel höher, sie betrug z. B. beim Dauerfeldversuch „Ewiger Roggenbau" im Oberboden einer Griserde bei Halle/Saale ca. 10% im Jahrhundert (REUTER & LEINWEBER 1989: 172); vgl. auch die Angaben bei TRIBUTH (1981), mit noch stärkerem K-Entzug.

Mikroskopisch ist sichtbar, dass sich in situ aus den Glimmerplättchen Tonlinsen von ca. 10 µm Länge gebildet haben (Abb.2), die diffus begrenzt sind, nicht selten schon zu zusammenhängenden Gebilden verflossen sind und damit die Annahme erlauben, dass sie dispergierbar sind. Aus Muskovit gebildete Tonlinsen enthalten oft noch einen Glimmer-Kern. Eisenoxide, die bei der Verwitterung von Biotit entstanden sind, liegen lockerflockig oder als Körnchen außerhalb der Tonaggregate. Wie weit es sich dabei auch um mit Eisenoxiden umhüllte Tonteilchen handeln kann, lässt sich lichtmikroskopisch nicht feststellen.

Bei der Silicatverwitterung entsteht also unmittelbar fließfähiger, doppelbrechender Ton, das von KUBIENA (z. B. 1970) geforderte Braunlehmteilplasma. Die vom verwitternden Glimmer geprägten Bv-Horizonte mit doppelbrechenden Tonlinsen in der Matrix, die im eiszeitlich beeinflussten Gebiet weit verbreitet gewesen sein müssen, unterscheiden sich in diesem wichtigen Merkmal von anderen Bv-Horizonten. Dies lässt sich nicht makroskopisch feststellen und dann als Horizontsymbol darstellen, und leider steht in der deutschen Bodensystematik auch der Subtyp „Basenreiche Braunerde", der im Gebiet weitgehend, wenngleich nicht ausschließlich, Bv-Horizonte mit glimmerbürtigen Tonlinsen besitzt, für die Zuordnung nicht mehr zur Verfügung.

3.3 Tonverlagerung

Da Entkalkung und Silicatverwitterung auch in interstadialen Böden stattgefunden haben, konzentriert sich die Diskussion weitgehend auf den Prozess, der unter geeigneten Bedingungen anschließend stattgefunden hat, die Tonverlagerung oder Lessivierung. Mikromorphologisch wurde die Tonverlagerung zunächst in Nordamerika (FREI & CLINE 1949, zitiert bei ALTEMÜLLER 1962), dann aber auch in Böden Norddeutschlands nachgewiesen (ALTEMÜLLER 1962, REUTER 1962).

3.3.1 Substrat-Voraussetzungen

Voraussetzung der Tonverlagerung ist beweglicher, hinreichend feiner Ton in der Matrix. Die Grenzgröße der Partikel hängt von den jeweils anliegenden Poren ab. Bei verlagertem Ton herrscht die Fraktion < 0,15 µm vor (SCHLICHTING & BLUME 1961). In unverwitterten, tonarmen Substraten, insbesondere unverwittertem Löss, muss für die Lessivierung erst geeigneter Ton durch Entkalkung und Silicatverwitterung bereitgestellt werden, was einen gewissen Gehalt an Glimmer voraussetzt.

Weitere Voraussetzungen sind ein System kontinuierlicher Grobporen, in denen das Wasser die für den Tontransport hinreichende Geschwindigkeit erreichen kann, sowie gröbere Mittelporen in der Bodenmatrix. Ein zu tonreiches Material steht der Tonbewegung daher entgegen. Die Bedeutung der Korngrößenzusammensetzung für die Transportvorgänge im Boden und vor allem für die Tonverlagerung ist besonders von REUTER (1957/58) gewürdigt und mit der Unterscheidung eines stark ausgeprägten, eines mäßigen und eines unzureichenden Filtergerüstes verknüpft worden. Größere Gehalte an quellfähigem Ton stören die Tonverlagerung durch Peloturbation, die zur Rückmischung führt. Bei der Tonverlagerung lassen sich mehrere Teilprozesse unterscheiden, die in verschiedenen Substraten eine unterschiedlich große Rolle spielen.

3.3.2 Peptisierung und Stabilisierung

Nach allgemeiner Überzeugung sind die Dreischicht-Tonminerale bei pH > 6,5 von Ca-Ionen und bei pH < 4,5 von Al-Ionen und schließlich auch Fe-Ionen geflockt und in der Enge der Matrix unbeweglich.

Fast alle eiszeitlich bereitgestellten Substrate waren anfangs kalkhaltig und haben dann eine Säurezufuhr erfahren. Nur in der Zeitspanne zwischen Entkalkung und stärkerer Versauerung konnten die doppelbrechenden Tonlinsen aus der Glimmerverwitterung zerfließen. War die Pufferung schlecht, wurde die Spanne von pH 6,5 bis pH 4,5 schnell durchlaufen, eventuell vorhandener doppelbrechender Ton aus der Glimmerverwitterung vererdete bei weiterer Versauerung und eine Tonverlagerung war in der Matrix nicht mehr möglich. Wohl war dann die Verwitterung noch vorhandener Silicate sogar intensiver und führte zur Bildung jüngerer, andersartiger Bv-Horizonte (REUTER 1962, 1999), in denen nur geflockte Bodenkolloide (Braunerde-Teilplasma sensu KUBIENA) vorhanden sind. Auch in gut gepufferten Substraten konnte, bedingt durch Klima, Vegetation oder längere Entwicklungszeit

(z. B. auf saalezeitlichen Moränen), hier und da die Versauerung fortschreiten und der weitgehend schon verlagerte Fließton stabilisiert werden (Fahlerdebildung).

Die starke Tonwanderung in bandkeramischen Grubenfüllungen wurde auf Pottasche-Einwirkung zurückgeführt (SLAGER & VAN DE WETERING 1977), und auch in natürlichen Böden ist ein solcher Prozess nicht ausgeschlossen. Daher ist auch eine Ton-Dispersion nach Waldbränden durch Pottasche bei temporär alkalischer Reaktion, Aktivierung von Kieselsäure und Tonbelegung mit K^+-Ionen diskutabel.

3.3.3 Tonwanderung in der Matrix

Ein besonders langsamer Teilprozess ist die Wanderung von Ton mit der Bodenlösung durch die Mittelporen der Matrix zu den Grobporen. Geschwindigkeit und Richtung der Wasserbewegung in der Matrix sind von den Gradienten der Wasserspannung sowie von Weite und Verlauf der Poren bestimmt, die Fließgeschwindigkeit liegt in der Größenordnung der Wasserleitfähigkeit beim entsprechenden pF-Wert. In den Mittelporen der schluffreichen Böden liegt diese unter 10^{-5} cm/s (SCHACHTSCHABEL et al. 1998: 194, Abb. 5.4-9), so dass hier nur ein schwaches Kriechen der Tonplättchen erwartet werden kann.

Bei schluffigen Böden legen mikroskopische Bilder sogar die Vermutung nahe, dass sich während ihrer Bewegung in der Matrix die abgelösten Tonplättchen nur auf den Tonlinsen verschoben, dabei aber Kontakt behalten haben und oft zu größeren (in Bewegungsrichtung >10 bis einige 100 µm), doppelbrechenden Tongebilden zusammengelaufen sind (Abb. 3).

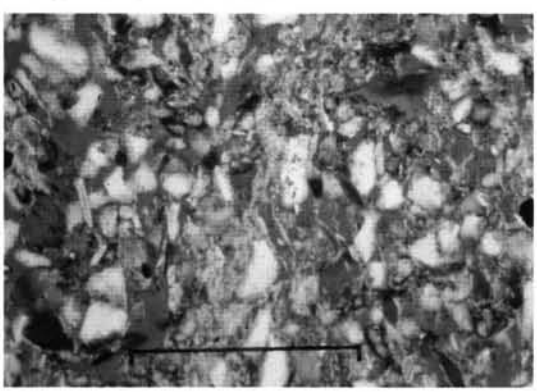


Abb.3: Gerichtet fließender Ton (gelb). Teilweise gekreuzte Polarisatoren, Maßstab 0,2 mm.

Fig.3: Directed-moving clay (yellow). Partly crossed nicols, scale 0.2 mm.

Einen Horizont, der dem späteren Al-Horizont vor oder während der Lessivierung genau entspricht, scheint es in Mitteleuropa nicht mehr zu geben; wohl ist das Zusammenfließen orientierten Tones in manchen Bv-Horizonten und schwach entwickelten Bt-Horizonten zu sehen. Da diese aber tiefer liegen, sollte das Gefüge im prospektiven Al-Horizont lockerer gewesen sein, z. B. ein schwach entwickeltes Subpolyedergefüge mit wechselnder Lokalisierung der Poren, wobei auch ein biogenes Schwammgefüge in Frage kommt. In aktiven Ah-Horizonten hätte allerdings die Bioturbation gestört.

Bei Zunahme des Tongehaltes wird der Anteil der Mittelporen immer geringer und der Weg des Tons zu den Grobporen länger. Bei einer gesättigten Leitfähigkeit unter 10^{-6} cm/s ist ein effektiver Tontransport nicht mehr vorstellbar. Dies lässt sich wahrscheinlich nicht experimentell belegen, ist aber plausibel und wird der Grund dafür sein, dass man in sehr dichtem Material keine Tonverlagerung feststellt.

Andererseits muss jede Vergröberung des Porensystems und jede Verringerung des Abstandes zu Grobporen den Teilprozess erheblich beschleunigt haben. Wenn die feineren Korngrößenfraktionen gegenüber den gröberen zurücktreten, bleiben zwischen den gröberen Körnern zunehmend primäre Grobporen offen. Daher liegen in sand- und kiesreichem Material viele Tonpartikel unmittelbar an Grobporen, und es ist keine langsame Tonwanderung durch die Matrix in die Prozessfolge eingeschaltet.

3.3.4 Der hohe Zeitbedarf bestätigt die angenommene Bewegungsweise

Es wäre nun sehr wünschenswert, wenigstens an einem Beispiel die Konsequenzen der angenommenen langen Zeitspanne des Matrixtransportes für die Bewegung der Tonteilchen abzuschätzen. Die Verallgemeinerung solcher Abschätzungen ist wegen der sehr großen Vielfalt der Porensysteme allerdings kaum möglich.

Als Beispiel kann ein Lösslehm dienen, der sich zu einem Lessivé (Bodentyp Parabraunerde) entwickelt. Der Zeitbedarf für den Tontransport in der Matrix wird hier mit 500 Jahren eher niedrig angenommen. Wenn der mittlere Weg der Tonteilchen zur nächstgelegenen Wand eines kontinuierlichen Grobporensystems 5 mm beträgt, sind pro Jahr 0,01 mm = 10 µm zurückzulegen. Das ist mit der angenommenen Kriechbewegung auf einem Tonaggregat verträglich, aber nicht mit

einem freien Transport der einzelnen Tonplättchen nach vollständiger Ablösung vom Aggregat. Die Geschwindigkeit des Bodenwassers im Boden nach Leerung der Grobporen wurde oben als < 10^{-5} cm/s oder < 0,1 µm/s gekennzeichnet, woran die Festsubstanz nicht und die Feinporen praktisch nicht beteiligt sind. Bei einem Mittelporengehalt von 15% errechnet sich daraus eine Spitzengeschwindigkeit in den Mittelporen von < 0,7 µm/s, was ebenfalls gegen einen freien Tontransport in den Mittelporen spricht.

3.3.5 Tonwanderung in weiten Grobporen

Der Ton, der sich an den Wänden kontinuierlicher Grobporen, sogenannter Leitbahnen, befindet (Abb.4), wird vom Sickerwasser weitergetragen, das der Gravitation folgt und entsprechend der jeweiligen Porenweite relativ schnell zu fließen vermag. Tritt Niederschlags- oder Schmelzwasser in die Grobporen ein, dann beginnt dort der Wasserfluss schon bevor die Saugspannung ins Gleichgewicht kommt. Wenn keine Blockaden (z. B. Luft) vorhanden sind, kann er anfangs sehr schnell sein und entspricht schließlich, solange der Niederschlag nicht wesentlich unter der Versickerungsrate liegt, in der Größenordnung dem gesättigten Fluss, bei dem das Wasser in Lehmböden je Stunde etwa 3 cm tiefer gelangt. Auch wenn das Wasser jeweils nur wenig Ton von den Wänden nimmt und nicht weit nach unten trägt, zeigt eine Betrachtung dieser Dimensionen doch, dass der hohe Zeitbedarf der Lessivierung in Lehmen nicht mit dem Transport durch die Grobporen zusammenhängt.

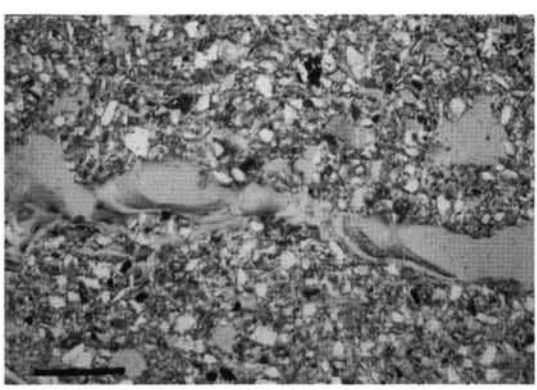


Abb.4: Tonbeläge an röhrenförmiger Leitbahn. Diese ist nicht gerade, so dass man teils ins Innere, teils auf die tonbedeckte Wand schaut. Die Röhre ist also nirgends verstopft. Teilweise gekreuzte Polarisatoren, Maßstab 0,2 mm.

Fig.4: Clay cutans on the wall of a tube. The tube is not straight, and either the void centre is visible, or the clay-covered wall. Hence the tube is not blocked up anywhere. Partly crossed nicols, scale 0.2 mm.

Unter der Turbationszone haben die Lehmböden weitgehend kohärentes Gefüge, die Fließgeschwindigkeit wird gering, nur wenige Grobporen führen tiefer, und in den Zeiten, in denen eine hydraulische Wasserscheide ausgebildet ist (ZEPP 1987: 86), ist dort die gravitative Wasser- und Tonbewegung unterbrochen.

Bei hohem Anteil der groben Korngrößenfraktionen liegt etwa vorhandener Ton den Grobporen direkt an (Abb.5). Dann ist der relativ schnelle Transport in weiten Grobporen allein für die Tonwanderung maßgebend, z. B., wenn Ton aus Hochflutlehm oder Löss in Terrassenmaterial eingewandert ist, oder wenn die Silicatverwitterung in grobem Material Tonminerale produziert hat. Unter diesen Bedingungen spielt die Flockung und damit das chemische Milieu der Horizonte keine große Rolle mehr, weil kein chemischer Gleichgewichtszustand erreicht wird.

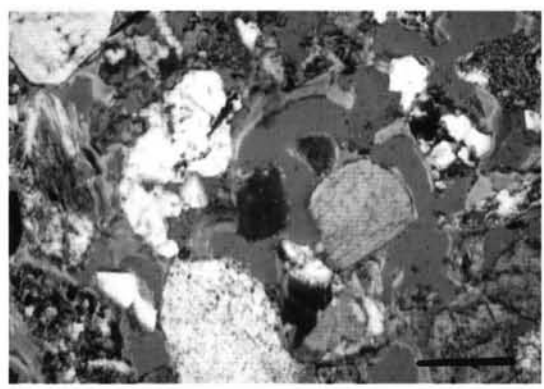


Abb.5: Fießton in grobem Material (gelb bis rotbraun, Porenraum gleichmäßig hellbraun). Teilweise gekreuzte Polarisatoren, Maßstab 0,2 mm.

Fig.5: Mobile clay between coarse material (yellow to reddish brown, pore space uniformly light brown). Partly crossed nicols, scale 0.2 mm.

3.3.6 Tonverarmung im Oberboden

Das Gegenstück zum Bt-Horizont mit Ton- und Eisenoxid-Anreicherung ist der an Ton und entsprechend an Eisen verarmte Oberboden, insbesondere der Al-Horizont. Seine Feinsubstanz ist im mikroskopischen Bild durch Mineraldetritus bestimmt, enthält nur wenig doppelbrechenden Ton, insbesondere kein Feintonplasma in Leitbahnen, erscheint heller, und das Gefüge des kolloidverarmten Materials ist relativ locker. Das sind die Eigenschaften eines Eluvialgefüges. Reste kleiner Fließton-Ansammlungen, die bei Versaue-

rung leicht vererden, sowie Eisenoxid-Konzentrationen sind dabei nicht selten. Unter landwirtschaftlicher Nutzung ist der besonders erosionsanfällige Al-Horizont allerdings meist abgetragen, und in quartären Paläoböden wurden die A-Horizonte oft während der auf die Bodenbildung folgenden Kaltzeit aufgearbeitet.

In den weiten Grobporen breitet sich die Kolloidverarmung noch nach unten aus, wenn von oben kein Ton mehr nachfließt. Im oberen Bt-Horizont können nun statt Fließton reine Schluffkörner in den Leitbahnen auftreten. KUNDLER (1961) beschreibt dies allerdings für die gröber texturierte Grundmoräne, was bei einer zeitlichen Zuordnung berücksichtigt werden muss.

3.3.7 Verlagerung von schwach sortiertem Material und die Unsicherheit des makroskopischen Nachweises der Tonverlagerung

Die Verlagerung schlecht sortierten Materials, das meist von der Bodenoberfläche abgelöst wird und unmittelbar in das Grobporensystem gelangt, wo es allein oder im Wechsel mit reinem Ton Beläge bildet, ist eine verbreitete Erscheinung (KEMP 1999). Es handelt sich um einen schnellen Prozess, der in einzelnen Schüben (episodisch) abläuft. In versauerten Lessivés mit Ap-Al-Bt-IIBt-IIIBbt-IIIC-Profil aus schluffreichen periglaziären Lagen über sandigem Material in NW-Frankreich und Großbritannien wechseln in den Leitbahnen reine, durch Tonwanderung entstandene Tonbeläge mit inhomogenen Belägen aus horizonteigenem Material konzentrisch ab (CURMI 1987). In Material, dessen Textur gröber als Löss ist, ist der mikroskopische Nachweis reiner Tonbeläge für den Nachweis eines Interglazialbodens wahrscheinlich unverzichtbar.

Bei makroskopischen Profiluntersuchungen werden gewöhnlich Tonbeläge auf den Flächen der Absonderungsgefüge als Ergebnis der Tonverlagerung gewertet. Aber makroskopisch sichtbare, schwächere Tonwandbeläge entsprechen mikromorphologisch oft nur einer Tonorientierung, während sich eine Tonverlagerung an doppelbrechendem Feintonplasma besonders in den Leitbahnen zeigt (BRONGER 1976: 212). Die Verwechslung des durch Scherbewegungen orientierten, matrixeigenen Tons mit illuviiertem Ton ist ein häufiger Fehler bei der makroskopischen Untersuchung. Andererseits zeigt das Mikroskop auf Gefügeflächen nicht immer Fließtonbeläge, wenn diese in Röhren in Bt-Horizonten nachzuweisen sind. Frische Tonbeläge in Wurzelröhren können ohne Unterbrechung durch mehrere Polyeder-Grenzflächen hindurchziehen (KUNDLER 1961). Bei Regen füllt das Wasser die Risse von unten nach oben, die Segregate quellen und die Risse schließen sich. Röhren aber bleiben bis zur eventuellen Zuschlämmung offen. Für stratigraphische Untersuchungen kann es sinnvoll sein, nicht nur diese Formen zu unterscheiden, sondern noch weiter zu differenzieren. So weisen Tonbeläge in abgeschlossenen Röhren innerhalb von Aggregaten auf eine ältere Lessivierungsphase hin (KEMP et al. 1998).

Besonders in Spalten findet man oft schwach sortiertes, direkt eingespültes Oberflächenmaterial. Obwohl dieses keine Tonverlagerung anzeigt, kann es makroskopisch mit Fließton verwechselt werden, wenn es beim Spaltenschluss geglättet wurde. Hier ist eine mikroskopische Klärung empfehlenswert und auch erfolgversprechend.

4 Bildungsbedingungen für Bt-Horizonte, deren Entwicklung nicht unbedingt ein Interglazial benötigt

Diese Betrachtung der verschiedenen Varianten der Bodenentwicklung bis zur Lessivierung führt zu dem Schluss, dass der Zeitbedarf sehr unterschiedlich ist. Unter bestimmten Bedingungen kann die Tonverlagerung relativ schnell ablaufen, mitunter innerhalb weniger Jahre (STEPHAN 1993: 82). Diese Bedingungen sind nun zusammenzustellen; denn ihnen zugeordnete Bodenhorizonte zeigen keine sicheren Interglazialböden an. Ferner ist zu diskutieren, wann bei umgelagerten Böden die bodenbildenden Prozesse vor und nach der Umlagerung zusammengefasst werden können. Dann erst wissen wir, welche Formen der Lessivierung ein Interglazial erfordern.

4.1 Beschleunigung der Bildung von Bt-Horizonten

Kalk- oder Silicatmangel

Kalkmangel im Ausgangsmaterial bedeutet eine erhebliche Beschleunigung der Bodenentwicklung, da dann die für eine Entkalkung notwendige Zeit sehr kurz ist oder wegfällt. In schluffreichen Substraten mit langsamer innerer Dränung und, um eine ungefähre Zahl zu nennen, mit über 5% Glimmer braucht die Silicatverwitterung viel Zeit. Dagegen verwittert ein mageres, glimmerarmes Substrat schneller durch, gibt allerdings wenig Ton. Es durchläuft auch die pH-Spanne der Lessivierung schnell, so dass mengenmäßig nur

wenig Ton verlagert wird, was dennoch in Prozent des Tongehaltes erheblich sein kann. Geringer Tongehalt des Substrates und geringe absolute Tondifferenz zwischen Bt-Horizont und Substrat gebieten also eine zurückhaltende Beurteilung.

Vorverwitterung und Vorlessivierung umgelagerten Bodenmaterials

Bei vorverwittertem allochthonem Material ist die Zeit für Entkalkung und Silicatverwitterung weitgehend schon an einem hangaufwärts gelegenen Ort abgelaufen. Bei sekundär aufgekalktem Material erfordert die Untersuchung große Sorgfalt, da sich nicht nur die Farbe, sondern auch das Gefühl bei der Fingerprobe mit der Entkalkung erheblich ändert. Die Verbraunung durch Entkalkung spielt besonders beim kalkhaltigen Braunauenboden (Kalkhaltige Vega) eine Rolle (STEPHAN 1993), bei dessen Entkalkung sich der Tongehalt nur unwesentlich verändert.

Zum Nachweis autochthoner Tonverlagerung gehören ungestörte Tonbeläge auf Porenwänden. Allochthones Bt-Material kann mikroskopisch an zerbrochenen, in die Bodenmatrix aufgenommenen Tonbelägen erkannt werden, die auch nach Verlagerung über längere Strecken noch gut erkennbar sind (Abb. 6). Ein Problem bietet die Unterscheidung von pedoturbat gestörtem, parautochthonem und allochthonem Material. Bei der Verlagerung werden jedenfalls größere und unregelmäßige Fragmente mit wachsender Intensität der Störung zunehmend zerteilt und zugerundet. Sind intakte neben fragmentierten Tonbelägen vorhanden, so müssen die intakten

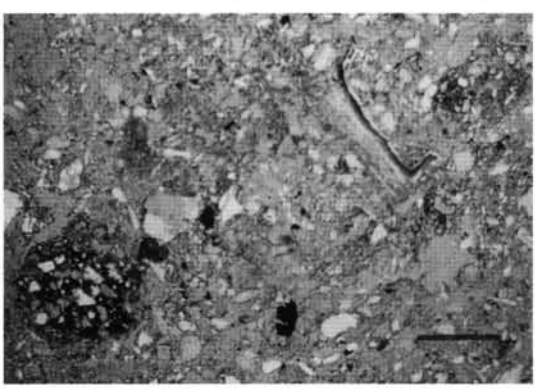


Abb.6: Bodensediment mit Tonbelags-Fragment (gelb mit braunem Streifen) in der Matrix. Teilweise gekreuzte Polarisatoren, Maßstab 0,2 mm.

Fig.6: Soil sediment with fragment of a clay cutan (yellow with brown stripe) in the soil-matrix. Partly crossed nicols, scale 0.2 mm.

nicht aus fein verteiltem Ton neu entstanden sein, sondern sie können sich auch durch Remobilisierung von Tonbelags-Resten gebildet haben, und das kann eine Zeiteinsparung bei der Weiterentwicklung bedeuten.

Verlagertes Bt-Material kann nur dann ein Interglazial sicher anzeigen, wenn Vorverwitterung und Tonwanderung nicht durch eine Kaltzeit getrennt sind. Man muss also z. B. sicherstellen, dass sich der rezente Bt-Horizont nicht in verlagertem Eemboden-Material gebildet hat.

Beispiele für schnelle Tonverlagerung in umgelagertem Material geben hallstattzeitliche (ca. 600 v. Chr.) Grabhügel im Taunus (FICKEL et al. 1977, BECKMANN et al. 1978). Das kalkfreie Material ist vorverwittert, enthält reaktivierbare Relikte von Tonbelägen aus einem ehemaligen Bt-Horizont, aber auch viel porenreiches Eluvialgefüge, der absolute Tongehalt ist gering, und es war beim Aufschütten gelockert worden. Dies ist eine die Entwicklung beschleunigende, anthropogen verursachte Ausnahmesituation.

Ein sehr verbreitetes Substrat ist das Kolluvium, das aber, als Folge des Ackerbaues, an das Holozän gebunden ist. Es handelt sich um das bei mangelnder Vegetationsbedeckung von den Hängen abgespülte, durch Anteile der Ap-Horizonte etwas humose Material, soweit es tiefer gelegene Hangbereiche bedeckt. Aus Löss- oder Geschiebemergel-Böden entstandene Kolluvien der Bronze- und Eisenzeit sind weitgehend während der Völkerwanderungszeit, solche des Mittelalters während anschließender Bewaldungsphasen lessiviert worden (BORK et al. 1998). Dies erscheint zwar als zeitverkürzte Bildung; aber hier ist wiederum die gesamte Entwicklungszeit, auch die am Oberhang abgelaufene, relevant, und diese reicht bis zum beginnenden Holozän oder sogar zu den spätglazialen Interstadialen zurück.

Sand- und Kies-Dominanz

Im Abschnitt 3.3.5 wurde dargestellt, dass die Tonverlagerung in sand- und kiesreichen Horizonten sehr schnell ablaufen kann. Dann können Bt-Horizonte nicht als Zeichen für ein Interglazial gewertet werden, auch wenn sie ungewöhnlich mächtig entwickelt sind.

Bei Dominanz der Korngrößen > 63 µm benötigte die Bildung von Bt-Horizonten im Geschiebemergel Norddeutschlands kein Interglazial. Hier kann die Tonverlagerung also nicht zur zeitlichen

Einordnung herangezogen werden. Ebenso wenig müssen die 2-3 m mächtigen Bt- und Bvt-Horizonte an der Oberfläche der oberen Hochterrasse aus dem Mittelriss (BIBUS & KÖSEL 1997: 60) zwingend als Interglazialbildungen gewertet werden, wenn der eingeschlämmte Ton aus dem hangenden Auenlehm stammt. Interessant ist, dass hier die Tonwanderung durch den Einfluss der Carbonate nicht verhindert worden ist, was wohl daran liegt, dass sich beim schnellen Transport kein chemisches Gleichgewicht einstellen konnte.

Die verschiedenen Prozesse und ihre Bedeutung für die Tonverlagerung sind in Tab. 1 nochmals zusammengestellt.

4.2 Weitere für die Beurteilung kritische Bodenbildungsverhältnisse

Verdoppelung und Verstärkung von Böden durch Verlagerung

Nicht nur die Umlagerung verwitterten und dann

Tab. 1: Kennzeichnung der Prozesse und ihrer Bedeutung für die Tonverlagerung

Tab.1: Characterization of the processes and their significance for the clay illuviation

PROZESS	*zeitliche Einschränkungen*	*Kennzeichnung*	*wirkt auf/ist Voraussetzung für*
SUBSTRATBILDUNG	vorwiegend kaltzeitlich	Kryoklastik, äolischer Eintrag, Kryoturbation und Solifluktion	Korngrößenspektrum und damit Porensystem, Gehalt an Kalk und Glimmer (insbes. Biotit)
ENTKALKUNG	vorwiegend warmzeitlich	Kalklösung durch Säuren, vorwiegend durch Kohlensäure	erlaubt effiziente Silicatverwitterung und Ton-Dispergierung
CHEMISCHE SILICAT-VERWITTERUNG	warmzeitlich	nach Entkalkung, durch Hydrolyse, Protolyse und Oxidation, zunächst aus Glimmer	erzeugt vorwiegend unmittelbar fließfähige Dreischicht-Tonminerale
TONVERLAGERUNG Dispergierung	-	durch Wasser nach teilweisem Ersatz der mehrwertigen Kationen zwischen pH 6,5 und 4,5; Dispergierung durch K_2CO_3 möglich?	strenge Voraussetzung der Tonbewegung in der Matrix
Reaktivierung verlagerter Tonbelagsfragmente	-	unter Dispersionsbedingungen	erlaubt Fortsetzung der Lessivierung
Transport durch die Matrix	-	Bewegung mit Bodenwasser in Mittelporen, extrem langsam (Jahrhunderte bis Jahrtausende)	für Ton aus dem Inneren der Matrix Voraussetzung des Transports in Grobporen
Transport im Grobporen-System	-	schnellere Bewegung nach unten (Jahre bis Jahrhunderte, je nach Wassermenge und Porensystem)	verursacht die Ausbildung von Bt-Horizonten
INHOMOGENE EINSCHLÄMMUNG	-	episodische Ein- und Durchschlämmung von Schluff, Ton und ggf. Humus in Grobporen	hat keine direkte Beziehung zur Tonwanderung; kann mit dieser alternieren
FLOCKUNG	-	durch Al- und Fe-Ionen bei pH < 4,5 bzw. < 3,5; durch Ca-Ionen im Cc-Horizont	ist abhängig vom Erreichen des chemischen Gleichgewichtes, beendet die Tonbewegung
RÜCKMISCHUNG	-	durch Pedoturbationen sowie kaltzeitliche Prozesse, Tonbelagsfragmente teils erhalten	wirkt der Tonverlagerung entgegen
BODEN-VERLAGERUNG	vorwiegend kaltzeitlich oder anthropogen	unterbricht Prozesskette, zerstört Profil-Differenzierung; Tonbelagsfragmente teils erhalten	BEI BEWERTUNG VON Bt-HORIZONTEN BERÜCKSICHTIGEN!

meist schon lessivierten Materials muss aufgedeckt werden, weil dann nur für die summierte Zeit Aussagen möglich sind. Vielmehr kann auch die Überdeckung von Böden mit transportiertem Material Warmzeiten vortäuschen, wenn auch in diesem Material noch während derselben Phase ein Boden gebildet wurde. Die Zahl der Interglaziale oder Interstadiale kann überschätzt werden, wenn nicht zwischen Löss in situ und durch Paläoböden getrenntem umgelagertem Löss unterschieden wird (MÜCHER 1986: 16). Auch ohne trennenden Paläoboden kann allochthones Bodenmaterial eine zu starke Bodenbildung vortäuschen, wenn transportbedingte Merkmale wie verlagerte Tonbelagsrelikte oder verlagerte Fe-Mn-Konkretionen unbeachtet bleiben.

Häufiger aber bleiben Interglazialböden unberücksichtigt. Oft sind sie in den verfügbaren Aufschlüssen vollkommen abgetragen. Besonders starke Bt-Horizonte können jedoch auch, wie wiederholt gezeigt wurde, durch geringe oder fehlende Sedimentation zwischen zwei Interglazialen oder zwischenzeitliche Erosion entstanden sein, indem der untere Boden in die neue Bodenbildung einbezogen wurde. Solche Bodenkomplexe sind schwer zu trennen (Beispiel Lössaufschluss Reinheim/Odenwald bei SEMMEL 1974). Das Einbeziehen des Eembodens in die holozäne Bodenbildung lässt sich oft durch ein lumineszenzdatiertes weichselzeitliches Alter des Liegenden ausschließen, aber bei älteren Böden werden solche Datierungen zunehmend unsicher.

Nach unten durchgreifende Prozesse

Ein schwach pufferndes, hinreichend poröses, nicht zu mächtiges Zwischensubstrat erlaubt den Durchgriff jüngerer Verwitterung und Lessivierung in ältere Substrate oder Böden. Dann kann die Bodenbildung auf dem älteren Substrat teilweise der Bodenbildung über dem Zwischensubstrat entsprechen.

Ein bekanntes Beispiel bietet das Neuwieder Becken, wo zwischen Löss der Jüngeren Tundrenzeit und älterem Weichsel-Löss mit dem Alleröd-Boden die Laacher-See-Tephra liegt. Unter der Tephra ist meist eine Pararendzina ausgebildet, manchmal aber zeigt sich Verbraunung und mitunter schwache Tonverlagerung, die mikromorphologisch durch ALTEMÜLLER nachgewiesen wurde (SCHÖNHALS 1960). Den einzigen voll entwickelten Bt-Horizont findet SCHÖNHALS allerdings in Sandlöss, wo er durch die gröbere Bodenart begünstigt wird. Als Ursache der Lessivierung wird ein Durchgriff der holozänen und damit einer interglaziären Pedogenese angesehen (ROHDENBURG & MEYER 1968, KURTENACKER & SCHRÖDER 1987, IKINGER 1996, SCHIRMER 1996 u.a.). Ton aus hangendem Material oder aus der Tephra selbst ist schon wegen der zahlreichen primären Grobporen in der Tephra beweglich und kann in den liegenden Boden gelangt sein. Die beiden Tonherkünfte lassen sich mikroskopisch unterscheiden (POETSCH & ALTEMÜLLER 1994).

Tonverlagerung unter Siedlungsflächen

Bei der Beschreibung der Lebensumstände der ehemaligen Bewohner archäologischer Fundplätze spielt der Boden als Archiv für die Umweltfaktoren eine zunehmende Rolle. Bei der Bodenentwicklung unter der unmittelbaren Siedlungsfläche oder in Grubenfüllungen ist aber Vorsicht geboten. Insbesondere die dort allgegenwärtige Asche verändert das pedochemische Milieu und begünstigt die Tonverlagerung (SLAGER & VAN DE WETERING 1977, COURTY & GOLDBERG & MACPHAIL 1989: 113).

5 Bt-Horizonte mit zweifelsfreier interglazialer Entstehung

Wenn sie überhaupt auftreten, sind also autochthone Bt-Horizonte aus ehemals kalkhaltigen, schluffreichen Substraten, insbesondere aus Löss, sowie Bt-Horizonte oder Bt-Material in Bodensedimenten aus solchen Substraten, die während derselben Phase (dem Interglazial) vorverwittert, umgelagert und der Tonverlagerung unterworfen waren, sichere Zeichen für Interglaziale. Durchgriff der Genese von weiter oben und Asche-Einfluss unter Siedlungsflächen müssen aber ausgeschlossen sein. Treten in einem „Interstadial" Bt-Horizonte auf, die den genannten strengen Maßstäben genügen, liegt wahrscheinlich ein Interglazial im eingangs festgelegten Sinne vor, was die Pollenanalyse erweisen müsste.

6 Zum Ausbleiben der Tonverlagerung in Interglazialböden

Abschließend ist zu betonen, dass die genannten Bedingungen für die Zugehörigkeit eines Bt-Horizontes zu einem Interglazial hinreichen, aber nicht notwendig sind. Dies ist selbstverständlich, bilden sich doch die Lessivés nur auf bestimmten Substraten in bestimmten Klimaten. So hat sich der Tschernosem in Trockengebieten (z. B. Mainzer Becken) nicht zum Lessivé weiterentwickelt, weil Silicatverwitterung und Perkolation zu gering sind, die Flockung durch Ca-Ionen und die

Rückmischung durch Bodentiere und Bodenbearbeitung aber zu groß. Andererseits haben die Braunerden aus lössreichen über schuttdominierten periglaziären Lagen im Rheinischen Schiefergebirge trotz hinreichender Glimmerverwitterung keine Lessivierung erlitten, weil durch die schnelle Versauerung freigesetzte Al-Ionen die Dispersion des Tons verhindert haben. Schließlich wirkt auch eine hohe biologische Aktivität der Tonwanderung entgegen.

7 Dank

Für hilfreiche Kritik dankt der Autor den Herren Prof. Dr. ARNT BRONGER, Universität Kiel, Prof. Dr. PETER FELIX-HENNINGSEN, Universität Gießen, Prof. Dr. GERHARD REUTER, Universität Rostock, sowie seiner Frau BARBARA STEPHAN.

8 Schriftenverzeichnis

ALTEMÜLLER, H.-J. (1962): Beitrag zur mikromorphologischen Differenzierung von durchschlämmter Parabraunerde, Podsol-Braunerde und Humus-Podsol. - Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkd., **98**: 247-258, 8 Abb.; Weinheim.

BECKMANN, H., FICKEL, W., PLASS, W., SCHRADER, L., STEPHAN, S., WIECHMANN, H. & ZAKOSEK, H. (1978): Aufbau und jungholozäne Tonverlagerung in Hügelgräbern im Taunus. - Geol. Jb. Hessen, **106**: 383-407, 2 Abb., 10 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.

BIBUS, E. & KÖSEL, M. (1997): Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheingletschergebiet von Oberschwaben und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Reliefentwicklung und Standort. - Tübinger geowiss. Arb. (TGA), Reihe D, **3**: 91 S., 28 Abb., 6 Tab.; Tübingen.

BORK, H. R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H.-P. & SCHATZ, T. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. Wirkungen des Menschen auf Landschaften. - 328 S., 68 Abb., 36 Tab.; Gotha & Stuttgart (Klett-Perthes).

BRONGER, A. (1966): Lösse, ihre Verbraunungszonen und fossilen Böden. - Schriften geogr. Inst. Universität Kiel, **24**: 113 S.; Kiel.

– (1976): Zur quartären Klima- und Landschaftsentwicklung des Karpatenbeckens auf (paläo-)pedologischer Grundlage. - 268 S., 10 Tab., 13 Abb., 6 Taf., Anlagen; Kiel (Geogr. Inst. Uni.).

– (1999): Löß-Paläoboden-Sequenzen Zentralasiens als Indikatoren einer globalen Klimageschichte des Quartärs? - Eiszeitalter und Gegenwart, **49**: 35-54, 6 Abb.; Hannover.

COURTY, M. A., GOLDBERG, P. & MACPHAIL, R. (1989): Soils and micromorphology in archaeology. - 344 S., 18 Tab., 101 Fig., 8 Taf.; Cambridge (Cambridge Univ. Press).

CURMI, P. (1987): Sur la signification des revetements complexes argileux et limoneux dans les sols lessives acides. - In: FEDOROFF, N., BRESSON, L. M. & COURTY, M. A. [eds.]: Micromorphologie des Sols - Soil Micromorphology: 251-255, 6 Abb.; Plaisir, Frankreich (Assoc. Française pour l'étude du sol).

FICKEL, W., BECKMANN, H., PLASS, W., SCHRADER, L., STEPHAN, S., WIECHMANN, H. & ZAKOSEK, H. (1977): Über Bodenentwicklungen in Hügelgräbern im Taunus. - Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **25**: 639-644, 1 Abb., 2 Tab.; Göttingen.

FREI & CLINE (1949): Profile studies of normal soils of New York. II. Micromorphological studies of the graybrown podzolic-brown podzolic soil sequence. - Soil Sci., **68**: 333-344, 16 Fig, 2 Tab.; Baltimore, Md.

GRAEDEL, T. E. & CRUTZEN, P. J. (1994): Chemie der Atmosphäre: Bedeutung für Klima und Umwelt. - 511 S., 222 Fig., 25 Tab.; Heidelberg (Spektrum Akad. Verl.).

IKINGER, A. (1996): Bodentypen unter Laacher See-Tephra im Mittelrheinischen Becken und ihre Deutung. - Mainzer geowiss. Mitt., **25**: 223-284, 16 Abb., 6 Tab., 2 Ktn.; Mainz.

KEMP, R. A. (1999): Micromorphology of loess-paleosol sequences: a record of paleoenvironmental change. - Catena, **35**: 179-197, 8 Fig.; Amsterdam.

– MCDANIEL, P. A. & BUSACCA, A. J.. (1998): Genesis and relationship of macromorphology and micromorphology to contemporary hydrological conditions of a welded Argixeroll from Palouse in Idaho. - Geoderma, **83**: 309-329, 7 Fig., 2 Tab.; Amsterdam.

KOPP, E. (1965): Über Vorkommen „degradierter Steppenböden" in den Lößgebieten das Niederrheins und Westfalens und ihre Bedeutung für die Paläobodenkunde und Bodengenese. - Eiszeitalter und Gegenwart, **16**: 97-112; Öhringen, Württ.

KUBIENA, W. L. (1970): Micromorphological features of soil geography. - 256 S., 18 Fig., 8 Diagramm-Tafeln, 15 Farbtafeln; New Brunswick/N. J. (Rutgers Univ. Press).

KUNDLER, P. (1961): Lessivés (Parabraunerden, Fahlerden) aus Geschiebemergel der Würm-Eiszeit im norddeutschen Tiefland. - Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkd., **95**: 97-110, 7 Abb., 5 Tab.; Weinheim.

KURTENACKER, M. & SCHRÖDER, D. (1987): Eigenschaften und Genese fossiler Lößböden unter Pyroklastika des Laacher See-Gebietes. - Mitt. dt. bodenkundl. Ges. **55** (2): 785-790, 2 Tab.; Göttingen.

MÜCHER, H. J. (1986): Aspects of loess and loess-derived slope deposits: an experimental and micromorphological approach. - Nederlandse Geografische Studies, **23**: 267 S., 40 Fig., 3 Tab.; Amsterdam.

POETSCH, T. & ALTEMÜLLER, H.-J. (1994): Mineralogische und mikromorphologische Merkmale von Böden aus Laacher See Pyroklastika. - Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **74**: 387-390; Oldenburg.

REICHENBACH, GRAF H. & RICH, C. I. (1975): Fine-grained micas in soils. - In: GIESEKING, J. E. [ed.]: Soil Components, **2**: 60-95, 7 Fig., 3 Tab.; Heidelberg (Springer).

REUTER, G. (1957/58): Bodentypen in Mecklenburg. - Wiss. Z. Uni. Rostock, **7**: 663-671, 12 Abb.; Rostock.

– (1962): Lessivé-Braunerde-Interferenzen auf Geschiebemergel. - Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., **98**: 240-246, 1 Farbtafel; Weinheim.

– (1964): Zur Mikromorphologie lessivierter Böden in verschiedenen Klimagebieten. - In: A. JONGERIUS [ed.]: Soil Micromorphology: 213-218, 2 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
– (1999): Statement zur Lessivé-Problematik in Mitteleuropa. - Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **91**: 1065-1068; Oldenburg.

REUTER, G. & LEINWEBER, P. (1989): Bodenmineralogische Untersuchungen am Dauerfeldversuch 'Ewiger Roggenbau' zu Halle/Saale. - Kongr. u. Tag.-Ber. MLU Halle-Wittenberg WB, **55**: 169-175.

ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? - Göttinger bodenkdl. Ber., **6**: 127-212, 12 Abb.; Göttingen.

SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., BRÜMMER, G., HARTGE, K. H. & SCHWERTMANN, U. (1998): SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL Lehrbuch der Bodenkunde. - 14. Aufl.: 494 S., 248 Abb., 100 Tab., 1 Taf.; Stuttgart (Enke).

SCHEFFER, F., MEYER, B. & GEBHARDT, H. (1966): Pedochemische und kryoklastische Verlehmung (Tonbildung) in Böden aus kalkreichen Lockersedimenten. - Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkd., **114**: 77-89; Weinheim.

SCHIRMER, W. (1996): Spätglaziale Böden unter Laacher See-Tephra.- In: Böden als Zeugen der Landschaftsentwicklung: 49-58, 1 Tab., 3 Abb.; Kiel (Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein).

SCHLICHTING, E. & BLUME, H.-P. (1961): Art und Ausmaß der Veränderungen des Tonmineralbestandes typischer Böden aus jungpleistozänem Geschiebemergel und ihrer Horizonte. - Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkd., **95**: 227-239, 4 Abb., 4 Tab.; Weinheim.

SCHÖNHALS, E. (1960): Spät- und nacheiszeitliche Entwicklungsstadien von Böden aus äolischen Sedimenten in Westdeutschland. - 7th Internat. Congr. Soil Sci., Madison, U.S.A., **4**: 283-290, 1 Tab.

SEMMEL, A. (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. - In: SEMMEL, A. [Hrsg.]: Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. - Rhein-Main. Forsch., **78**: 215 S., 21 Abb.; Frankfurt a. M.

SLAGER, S. & VAN DE WETERING, H. T. J. (1977): Soil formation in archaeological pits and adjacent loess soils in Southern Germany. - J. Archaeol. Sci., **4**: 259-267, 2 Tab., 1 Fig.; London.

STEPHAN, S. (1993): Mikromorphologie und Genese von Böden auf den Niederterrassen des Niederrheingebietes und der Kölner Bucht. - Eiszeitalter und Gegenwart, **43**: 67-86, 2 Abb., 8 Tab., 3 Taf.; Hannover.
– (1994): Interpretation von Bodendünnschliffen für die Bodengeschichte in Mitteleuropa. - Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **74**: 403-406; Oldenburg.
– (1995): Mikromorphologie und Kalkdynamik im Tschernosem Rheinhessens. - Z. Pflanzenernähr. Bodenk., **158**: 187-190, 1 Tab.; Weinheim.

TRIBUTH, H. (1981): Erste Ergebnisse über die Reduzierung der Illitgehalte durch Kaliumentzug der Pflanzen. - Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **32**: 827-834., 2 Abb., 1 Tab.; Göttingen.

ZEPP, H. (1987): Wasserhaushalt und Verlagerung wasserlöslicher Stoffe in Lößdecken des Main-Taunus-Vorlandes. - Arbeiten zur rheinischen Landeskunde, **56**: 167 S., 97 Abb.,15 Tab, 1 Beilage; Bonn.

ZHANG, T. (1989): Vergleichende Untersuchungen an deutschen und chinesischen Steppenböden. - Gießener Abh. z. Agrar- u. Wirtschaftsforsch. d. europ. Ostens, **167**: 174 S., 16 Abb., 15 Tab.; Berlin.

Manuskript eingegangen am 12. 11. 1999,
zum Druck angenommen am 02. 08. 2000

Eiszeitalter und Gegenwart	50	107 — 123 9 Abb., 1 Taf.	Hannover 2000

Ein frühweichselzeitliches Profil aus der Niederterrasse der mittleren Lahn (Weimar-Niederweimar, Hessen) – geologische, pollenanalytische und makrorestanalytische Untersuchungen

Holger Freund & Ralf Urz *

Freund, H. & Urz, R. (2000): Ein frühweichselzeitliches Profil aus der Niederterrasse der mittleren Lahn (Weimar-Niederweimar, Hessen) - geologische, pollenanalytische und makrorestanalytische Untersuchungen. – Eiszeitalter und Gegenwart, **50**: 107-123; Hannover 2000.

Keywords: Niederterrasse, Early Weichselian, Interstadial, Brörup, palaeoclimate, Lahn valley, Germany.

Kurzfassung: Die Niederterrasse der mittleren Lahn ist in mindestens drei Aufschotterungsphasen zu gliedern, die dem Weichsel-Frühglazial, dem Weichsel-Pleniglazial und dem ausgehenden Weichsel-Spätglazial (Jüngere Dryas) zuzuordnen sind. Die Paläo-Rinnen im unteren Schotterkörper haben nach den palynologischen und karpologischen Untersuchungen ein brörupzeitliches Alter, wobei aber nicht die gesamte Vegetationsabfolge überliefert ist. Als Bindeglied zwischen dem nördlichen Mitteleuropa und dem Alpenvorland kommt den brörupzeitlichen Profilen aus dem Lahntal von Weimar-Niederweimar eine überregionale Bedeutung bei der Beurteilung des Paläoklimas zu. Pflanzensippen mit subozeanischer Verbreitungstendenz belegen, dass das Klima während des Brörup-Interstadials nicht extrem kontinental getönt war. Die Mittelgebirgszone bildete offenbar die nördliche Verbreitungsgrenze wärmeliebender Laubgehölze (Eiche, Ulme), wobei die Länge der Vegetationsperiode sowie die Niederschlagsverhältnisse mögliche Ursachen für eine Begrenzung der Ausbreitung nach Norden gewesen sein könnten.

[Early Weichselian deposits from the Niederterrasse of the middle reach of the Lahn river (Weimar-Niederweimar, Hessen) - geological, palynological and macrofossil investigations]

Abstract: Three phases of sediment accumulation are recognised in the Niederterrasse of the middle reach of the river Lahn in Hessen, northern central Germany. These relate to the Weichselian, and individually to the Early- and Pleniglacial periods and the end phase of the Late Glacial (Younger Dryas), respectively. By means of pollen and plant macrofossil analyses carried out on palaeochannel deposits that occur in the lower part of the gravel bed, correlation with the Brörup interstadial was established but a complete Brörup sequence was not represented. This new site is of significance due to its intermediate location between northern central Europe and the Alpine foreland, and so provides fresh evidence of climatic conditions in the Early Weichselian. The presence of species with present-day suboceanic distribution patterns indicates that the climate during the Brörup interstadial was less continental. The uplands of the Mittelgebirge were probably the northern limit of thermophilous trees such as oak and elm. A relatively short growing season as well as reduced precipitation are suggested as the main factors that limited the northerly and easterly extension of the more warmth-demanding tree species.

*Anschriften der Verfasser: Dr. H. Freund, Institut für Geobotanik, Universität Hannover, Nienburger Str. 17, D-30167 Hannover; freund@mbox.geobotanik.uni-hannover.de; Dr. R. Urz, Institut für Physische Geographie, Professur für Bodenkunde der Universität, Postfach 111932, D-60054 Frankfurt am Main; urz@em.uni-frankfurt.de

1 Einleitung

Der Kiestagebau im mittleren Lahntal schafft seit vielen Jahren großflächige Aufschlüsse, die den Aufbau der quartären Talfüllung zeigen. Südlich von Marburg sind in der Kiesgrube Weimar-Niederweimar (TK 25 Blatt 5218 Niederwalgern, Abb. 1) die fluvialen Sedimente der weichselzeitlichen Niederterrasse bis in eine Tiefe von ca. 12 m zugänglich. An der Basis dieser Ablagerungen treten gelegentlich in flachen Rinnenpositionen Mudden und Niedermoortorfe auf, die teilweise in das Weichsel-Frühglazial (Huckriede 1982; Urz 1995) beziehungsweise in das Eem-Interglazial (Huckriede 1972; Urz 1995) eingeordnet wurden. Kriterien für diese Einstufungen waren lithostratigraphische und makrorestanalytische Befunde; pollenanalytische Bearbeitungen wurden bislang nicht durchgeführt, bzw. sie standen noch aus. Im Zuge der Kiesgrubenerweiterung konnten nahe der Quartärbasis mehrere neue Profile bearbeitet werden. Die zeitliche Einstufung der Sedimente sowie die Rekonstruktion der Vegetations- und Klimaentwicklung stand dabei im Vordergrund der vorliegenden Untersuchung.

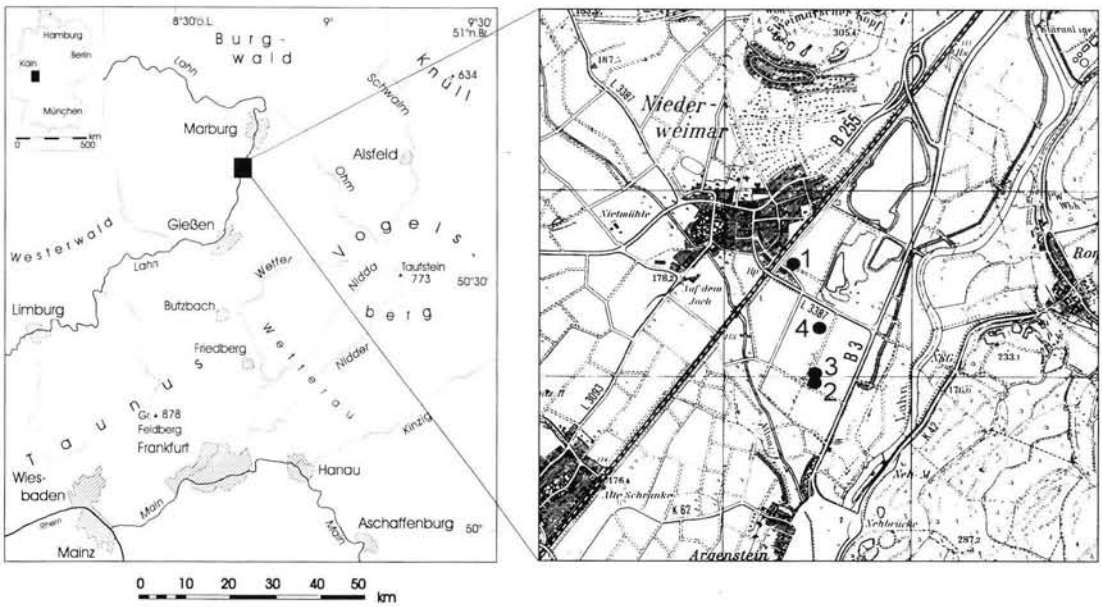


Abb. 1: Kiesgrube Weimar-Niederweimar im mittleren Lahntal mit Lage der Profile I-IV.

Fig. 1: Location of the gravel pit Weimar-Niederweimar in the middle reach of the river Lahn and pollen profiles I-IV.

2 Geologie der Niederterrasse im mittleren Lahntal bei Weimar-Niederweimar

Die Lahn folgt in ihrem mittleren Abschnitt bei Marburg einer Talzone des hessischen Mittelgebirges, die sich zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge im Westen und der Hessischen Senke im Osten erstreckt. Diesem Verlauf liegt eine rheinisch ausgerichtete und im Jungtertiär/Altquartär entstandene Grabenstruktur zugrunde (HÖLTING & STENGEL-RUTKOWSKI 1964, HUCKRIEDE 1972). Die Gliederung der pleistozänen Terrassen des Marburger Lahntals erfolgte zuletzt durch HEINE (1970), wobei die Schotter der Talfüllung den jüngsten Terrassenkomplex bilden. Sie wurden bislang, gemeinsam mit der 2-4 m über dem Talbodenniveau gelegenen Terrasse, als weichselzeitliche Bildungen angesprochen und mit der Niederterrasse des Rheins parallelisiert. Für eine erste, detailliertere Gliederung der Niederterrasse konnte URZ (1995) die guten Aufschlussverhältnisse durch den Kiesabbau im gesamten mittleren Lahntal nutzen. Lithostratigraphisch lassen sich mehrere Akkumulationsphasen unterscheiden, denen jeweils Erosionsereignisse vorausgingen. Hinzu kommt, dass den Schottern in unterschiedlichen Tiefen Muddehorizonte und Niedermoortorfe zwischengeschaltet sind, die eine bio- und chronostratigraphische Gliederung erlauben (Abb. 2).

Über rotvioletten, mürben Arkosen und Sandsteinen des Perm setzt die Sedimentabfolge der Niederterrasse mit ca. 1 m mächtigen, groben Sockelschottern ein. Über diesen Kiesen liegen, in unterschiedlicher Höhenlage, mit Mudden und stark kompaktierten Niedermoortorfen verfüllte Paläo-Rinnen. Auf Grundlage ihrer stratigraphischen Position und nach Auswertung pflanzlicher Makroreste wurden sie, vorbehaltlich weiterer Untersuchungen, zunächst dem Weichsel-Frühglazial (HUCKRIEDE 1982; URZ 1995), stellenweise auch dem Ende des Eem-Interglazials (Kiesgrube Weimar-Niederweimar: Hainbuchen-Fichten-Zeit, HUCKRIEDE 1972; Kiesgrube Niederwalgern-Roth: Fichten-Kiefern-Tannen-Zeit, URZ 1995) zugeordnet.

Die hier vorgelegten neuen Profile von Paläo-Rinnen aus der Kiesgrube Weimar-Niederweimar sind in den untersten Abschnitt eines 4-5 m mächtigen, gelblichen Schotterkörpers eingeschaltet. Dieser ist durch Fein- bis Mittelkies und Sand charakterisiert. Im Hangenden folgt über einer markanten Erosionsdiskordanz eine ca. 3 m mächtige Schicht aus grauen, deutlich gröberen Kiesen, die mit kaum gerundeten Blöcken aus Buntsandstein- und Tertiärquarzit einsetzt. Radiometrische Datierungen von Muddehorizonten, die in diese grauen Kiese eingeschaltet waren, ergaben ^{14}C-Alter zwischen 40.000 und 30.000 BP (Kiesgruben

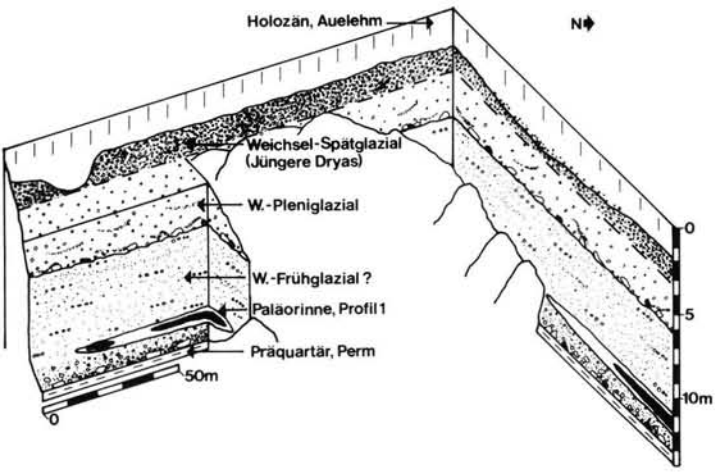


Abb. 2: Stratigraphische Sedimentabfolge der Niederterrasse im südwestlichen Teil der Kiesgrube Weimar-Niederweimar I (Abbau 1991-1993) mit Profil I (aus URZ 1995, verändert).

Fig. 2: Stratigraphy of the Niederterrasse in the south-western part of the gravel pit Weimar-Niederweimar I (quarried 1991-1993) with profile I (adapted from URZ 1995).

Niederweimar und Roth, siehe URZ 1995). Die Datierungen belegen eine Akkumulation dieses Schotterkörpers während des Weichsel-Pleniglazials. Mit Beginn des Weichsel-Spätglazials und der Umstellung des Gerinnebettmusters zum mäandrierenden Fluss setzte auf den Schottern der Niederterrasse die Ablagerung von Hochflutlehm und eine weitere Verlandung von Paläo-Rinnen ein. Fluvial umgelagerte Tephra der Laacher See-Eruption nivellierte gegen Ende des Alleröd-Interstadials das noch vorhandene Talbodenrelief weitgehend. Eine verstärkte Flussdynamik zu Beginn der Jüngeren Dryas hatte erneute Schotterumlagerungen und die Akkumulation der Jüngeren Niederterrasse zur Folge. Den Abschluss der Sedimentation im Niederterrassenbereich bilden schließlich Auelehme der Jüngeren Dryas und des Holozäns.

3 Lithostratigraphischer Aufbau der Profile I-IV

In der Kiesgrube Weimar-Niederweimar wurden nahe der Quartärbasis vier Profile aus verlandeten Paläo-Rinnen gewonnen und unter stratigraphischen, pollen- und makrorestanalytischen Fragestellungen bearbeitet (zur Lage siehe Abb. 1). Die Profile waren durch die Kiesgewinnung im Trockenabbau jeweils für kurze Zeit zugänglich und wurden im Block geborgen.

Die zwischen 8 m und 9 m unter der heutigen Geländeoberfläche in Schotter und Sand eingetieften Rinnen sind parallel zum Talverlauf N-S-gerichtet. Die Sedimentmächtigkeiten in diesen Altläufen betragen in der Regel nicht mehr als 1 m, so dass die Gewässer relativ flach gewesen sein dürften. Profil I zeigt an der Rinnenbasis eine Schluffmudde, über der sich ein geringmächtiger Niedermoortorf ausgebildet hat. Über dem Torf folgt ein grauer, feinsandiger Lehm, der darauf hinweist, dass der verlandete Altlauf schließlich von einem Hochflutlehm bedeckt wurde. Die Pollenprofile II-IV wurden aus unterschiedlichen Anschnitten einer weiteren Paläo-Rinne entnommen, die komplett mit sandigen Schluff- und Detritusmudden verfüllt war. Hier kann von einer raschen Sedimentation der Mudden ausgegangen werden.

Profil I (TK 25, 5218, R 3481380, H 5624630, 177 m ü. NN)

0	-2 m	u. GOF Auelehm, *Holozän*
	-5	sandige Schotter, grau, *Pleni-* und *Spätglazial*
		- - - - - - - - - - - - Grobblocklage
	-9,50	Sande und Schotter, gelblich
	-9,61	Lehm, feinsandig **(Pollenprofil I)**
	-9,65	Niedermoortorf, stark komprimiert **(Pollenprofil I)**
	-9,83	Schluffmudde, grau, an der Basis sandiger **(Pollenprofil I)**
	-10	Feinsand, lehmig, gelblich
	-11	Sockelschotter, z. T. mit gröberen Geröllen und Blöcken

rotviolette Arkosen und Konglomerate, *Perm*

Profile II-III (TK 25, 5218, R 3481490, H 5624000, 173,5 m ü. NN)

0	-2,5 m	u. GOF Auelehm, *Holozän*
	-2,8	Sand/Mudde-Wechsellagen, *Frühholozän*
	-5,5	sandige Schotter, *Pleni-* und *Spätglazial*
		- - - - - - - - - - - - Grobblocklage
	-8	sandige Schotter, gelblich
	-8,3	kompakte Sande, gelblichbraun
8,3	-8,8	Schluffmudde, feinsandig, grau **(Pollenprofil II)**
8,3	-9,10	Schluffmudde, feinsandig, grau **(Pollenprofil III)**
	-10	Sockelschotter, grob

rotviolette Arkosen und Konglomerate, *Perm*

Profil IV (TK 25, 5218, R 3481520, H 5624280, 174,5 m ü. NN)

0	-8,5 m u. GOF	Sedimente durch den Kiesabbau abgedeckt
	-8,6	Feinsand, schluffig-lehmig, rostfarbig-beige
	-8,88	Grobdetritusmudde, humos, feinsandig, dunkelbraun, Nadelhölzer **(Pollenprofil IV)**
	-9,12	Mudde, schluffiger Lehm, grau, **(Pollenprofil IV)**
	-9,20	Feinsand, schluffig-lehmig, gelblich
	-10	Sockelschotter

rotviolette Arkosen über kieseligen Tonschiefern, *Perm über Unterkarbon*

Für die Analyse botanischer Makroreste standen von Profil I 6 Proben der im Block geborgenen Profilsäule zur Verfügung, wobei jeweils zwischen 0,9-1 l Sediment pro Probe aufgearbeitet wurden. Den Profilen II-IV wurden aus frischen Anschnitten jeweils ca. 10 l Mudde entnommen. Die Proben wurden in Wasser eingeweicht und mit einen Siebsatz von 0,63 mm, 0,31 mm und 0,18 mm Maschenweite geschlämmt. Aus dem getrockneten Material ließen sich mit einem Stereomikroskop die botanischen Großreste bei 10-30-facher Vergrößerung auslesen. Die Bestimmung erfolgte über einschlägige Bestimmungsliteratur und den Vergleich mit Material der eigenen Großrestsammlung.

Die Ergebnisse der Auswertung von Profil I wurden in Anlehnung an die Darstellungsweise von Pollendiagrammen mit Hilfe der EDV-Programme TILIA und TILIA-graph (GRIMM 1992) als Großrestdiagramm dargestellt (Abb. 4). Die Y-Achse zeigt die beprobten Horizonte, ihre Tiefe und das jeweilige Substrat. Die X-Achse gibt die Anteile der unterschiedlichen Taxa in absoluten Zahlen wieder. Die Gesamtsumme enthält alle im Diagramm aufgeführten botanischen Großreste inklusive sonstiger Reste. Die Zonierung richtet sich nach der Unterteilung des entsprechenden Pollendiagramms.

Da die Profile II-IV nach den Ergebnissen der Pollenanalyse nur jeweils relativ kurze, einheitliche Kiefern-Fichten-dominierte Phasen der Vegetationsentwicklung widerspiegeln, wurde nur jeweils eine botanische Großrestprobe pro Profil ausgewertet. Die Darstellung erfolgt in Form von Balkendiagrammen, wobei die Großreste der Profile II-IV getrennt nach ökologischen Gruppen (Gehölze, Feuchtgrünland und Schlammufer, Röhricht und Seggenried) aufgeführt werden. Ein Kreisdiagramm (Profil II) zeigt schließlich beispielhaft die heutigen geographischen Verbreitungsgebiete nachgewiesener Pflanzenarten. Die Angaben dazu wurden OBERDORFER (1990) entnommen.

Die Aufbereitung für die Pollenanalyse folgte der Standard-Methode nach ERDTMAN, wobei jedoch auf eine Acetolyse verzichtet wurde. Die Auszählung erfolgte auf eine Summe von ca. 500 Gesamtpollen, die auch die Berechnungsgrundlage dargestellter Diagramme bilden.

4 Ergebnisse der pollen- und makrorestanalytischen Untersuchungen

Sowohl das Pollendiagramm als auch das Makrorestdiagramm des Profiles I lassen sich biostratigraphisch in vier deutlich voneinander getrennte Biozonen unterteilen (Abb. 3, 4). Im Pollendiagramm treten an der Basis vor allem krautige Arten auf, unter denen Liguli- und Tubuliflorae, *Artemisia* und *Thalictrum* hervorzuheben sind. Besonders das Vorkommen letzterer Gattungen deutet auf eine noch lichte Vegetation hin. Der Birkenpollenanteil liegt mit nahezu 50% schon relativ hoch. Wie die Makrorestanalyse zeigt, kamen als Pollenspender sowohl Baumbirken (*Betula "alba"*-Gruppe) als auch Zwergbirken (*Betula nana*) in Betracht. Abb. 4 verdeutlicht weiterhin, dass ein aus verschiedenen Sauergräsern und dem Pfeilkraut (*Sagittaria sagittifolia*) aufgebauter Röhrichtgürtel das Gewässer säumte. Das zahlreiche Auftreten von *Cristatella mucedo*-Statoblasten und *Charophyten*-Oogonien ist hierbei Indiz für einen klaren Wasserkörper. Obwohl die Zone nur eine Probe umfasst, wird sie aufgrund oben erwähnter Unterschiede zur nachfolgenden LPAZ als eigener Abschnitt ausgegliedert.

Der Beginn der nächsten Biozone zeichnet sich sedimentologisch nicht ab; die Schluffmudde bleibt weiterhin erhalten. Im Pollenspektrum geht der Anteil typischer Heliophyten bei gleichzeitig ansteigendem Baumpollenanteil deutlich zurück. Die Bewaldung erfolgte hauptsächlich durch Birken, wobei jetzt nur noch Reste von Baumbirken gefunden wurden (Abb. 4). Palynologisch konnten als neue Arten Lärche und auch Eiche und Ulme nachgewiesen werden. Makrorestanalytisch ist nur *Larix* vertreten, so dass ein autochthones Vorkommen als gesichert angesehen werden kann. Die Lokalvegetation im Uferbereich war weiterhin durch einen Röhrichtgürtel geprägt, allerdings breitete sich im Gewässer nun verstärkt ein Laichkrautgürtel aus, an dem neben verschiedenen *Potamogeton*-Arten auch Krebsschere (*Stratiotes* spec.) und Wasserhahnenfuß (*Ranunculus aquatilis* s. l.) beteiligt waren. Es

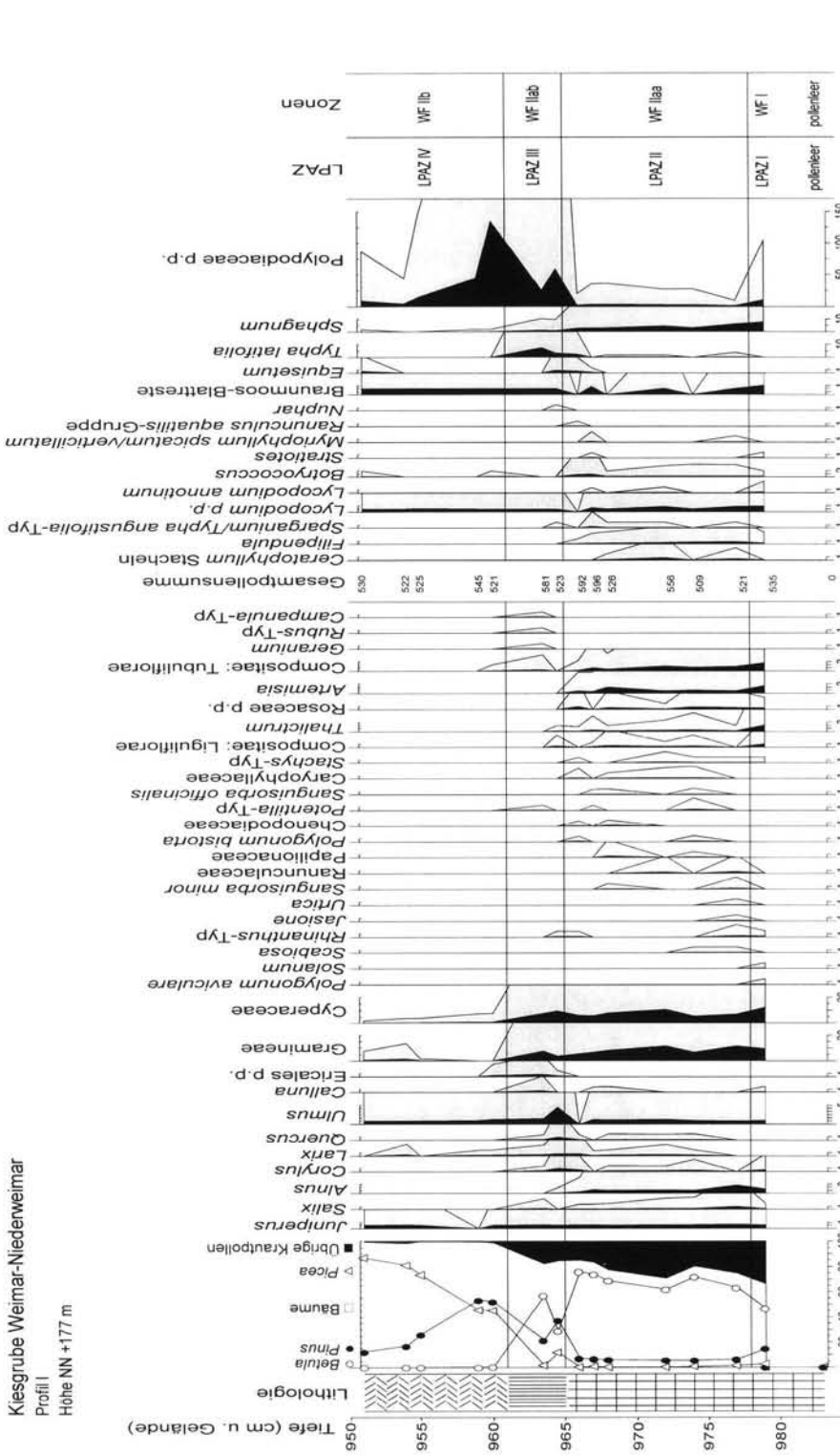


Abb. 3: Vereinfachtes Pollendiagramm des Profiles I aus der Kiesgrube Weimar-Niederweimar. +/++ kennzeichnen ein einfaches, bzw. mehrfaches Vorkommen außerhalb der Zählung, die gerasterte Fläche markiert eine 10fache Überhöhung des Kurvenverlaufs. Die Zonierung des Diagrammes erfolgt in LPAZ (local pollen assemblage zones) und nach CASPERS & FREUND (1997).

Fig. 3: Simplified pollen diagram of profile I, gravel pit Weimar-Niederweimar. '+' and '++' denote a single record and several records, respectively, of a pollen taxon noted outside the pollen count. Silhouette curves show pollen representation exaggerated x10. Local pollen assemblage zones are indicated and the nomenclature as in CASPERS & FREUND (1997).

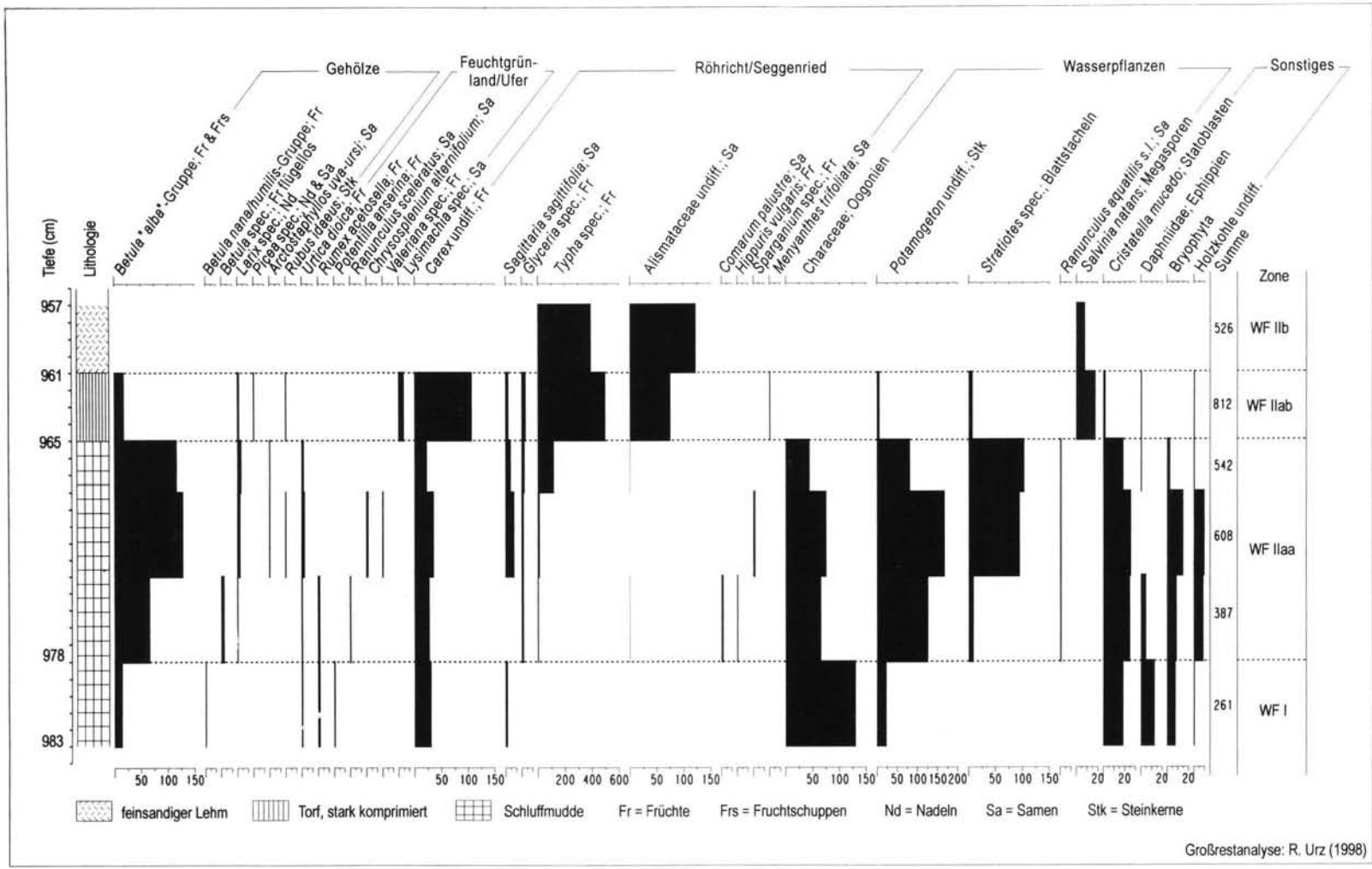


Abb. 4: Großrestdiagramm Profil I aus der Kiesgrube Weimar-Niederweimar (Darstellung in absoluten Zahlen).

Fig. 4: Macro remains diagram of profile I from the gravel pit Weimar-Niederweimar (in absolute numbers)

muss sich um ein basen- und nährstoffreiches, stehendes oder aber nur sehr schwach fließendes Gewässer gehandelt haben. Bemerkenswert ist weiterhin der Nachweis von *Ceratophyllum*-Blattstacheln, was ebenso wie das Auftreten von *Stratiotes* spec. auf ein relativ sommerwarmes Klima schließen lässt (Abb. 3).

Mit dem Sedimentwechsel bei 965 cm unter Geländeoberfläche ist auch im Pollendiagramm eine deutliche Änderung angezeigt. Die Birkendominanz wird durch eine Phase mit wechselnden Kiefern- und Birkenanteilen gebrochen. Auch die Fichte war mit Sicherheit am Vegetationsaufbau beteiligt, was durch Fichtennadel-Funde im Torf belegt ist. Auffallend sind auch die sehr hohen Ulmenwerte von nahezu 5%, so dass ein Aufwachsen von Ulmus im Auenbereich wahrscheinlich war. Die Lokalflora zeigt eine Verlandung, an der, neben verschiedenen Seggen (*Carex* undiff. mit *Carex rostrata/vesicaria*-Typ), Rohrkolben (*Typha* spec., *Typha latifolia*) und Froschlöffelgewächsen (Alismataceae), auch Fieberklee (*Menyanthes trifoliata*) und Schwimmfarn (*Salvinia natans*) beteiligt waren.

Die letzte Biozone, die sich sedimentologisch als feinsandiger Lehm abzeichnet, ist in besonderem Maße durch eine Zersetzungsauslese gekennzeichnet. Der Lehm entspricht möglicherweise einem in Rinnenposition abgelagerten Hochflutlehm. Das Pollenspektrum ist sehr artenarm und wird durch Pollenkörner der Kiefer und Fichte sowie durch perisporlose monolete Sporen (Polypodiaceae) dominiert. Diese reichern sich sehr häufig durch eine Zersetzungsauslese im Pollensubstrat an. Zu Beginn und gegen Ende dieser Pollenzone treten auch Pollenkörner von Lärche und Wacholder auf. Diese sind in der Regel leicht korrodierbar. Inwieweit es sich hier um Umlagerungen bzw. Einschwemmungen mit kurzem Transportweg handelt, muss an dieser Stelle offen bleiben. Als einzige pflanz-

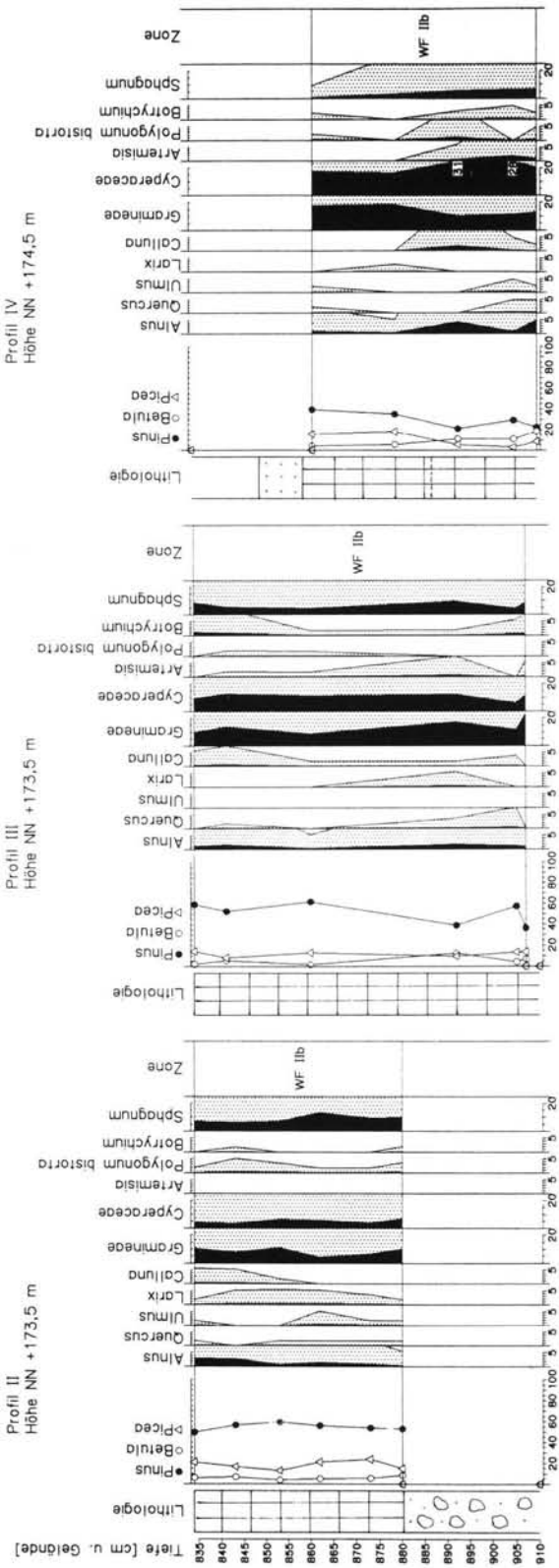
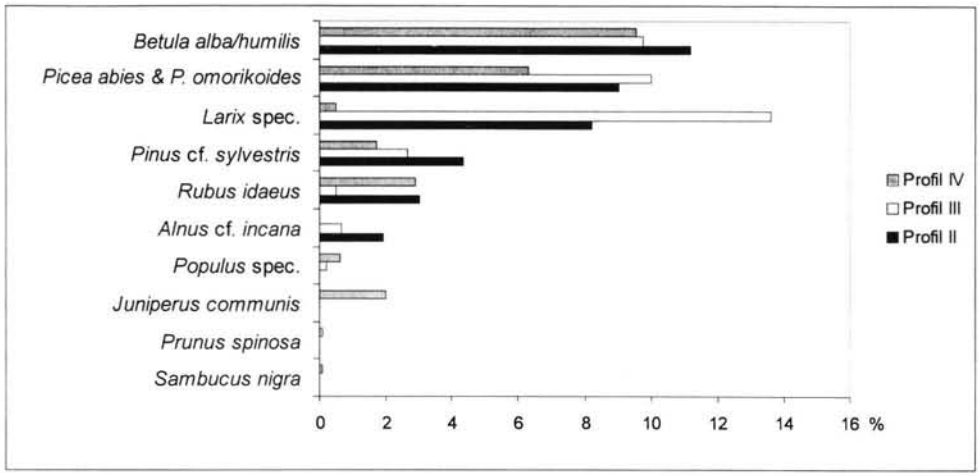


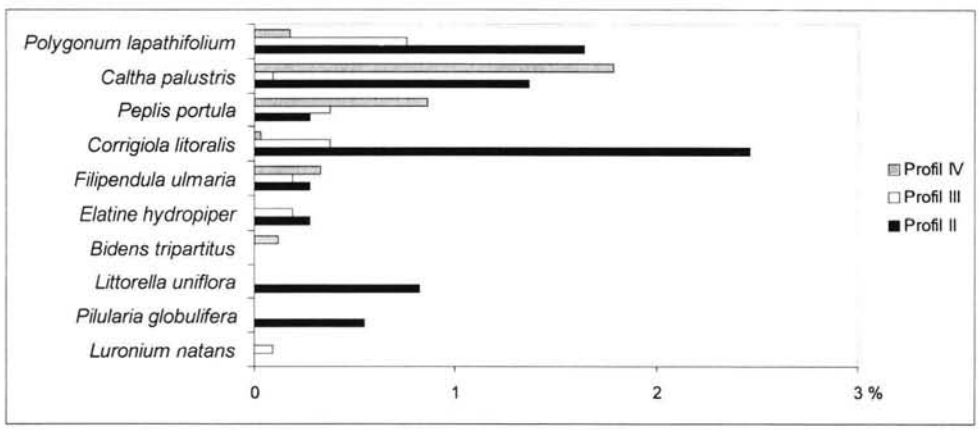
Abb. 5: Vereinfachte Pollendiagramme der Profile Niederweimar II-IV. Die Zonierung richtet sich nach MENKE & TYNNI (1984).

Fig. 5: Simplified pollen diagrams, profiles Niederweimar II-IV. The nomenclature of the pollen zonation follows MENKE & TYNNI (1984).

Gehölze:



Feuchtgrünland und Schlammufer:



Röhricht und Seggenried:

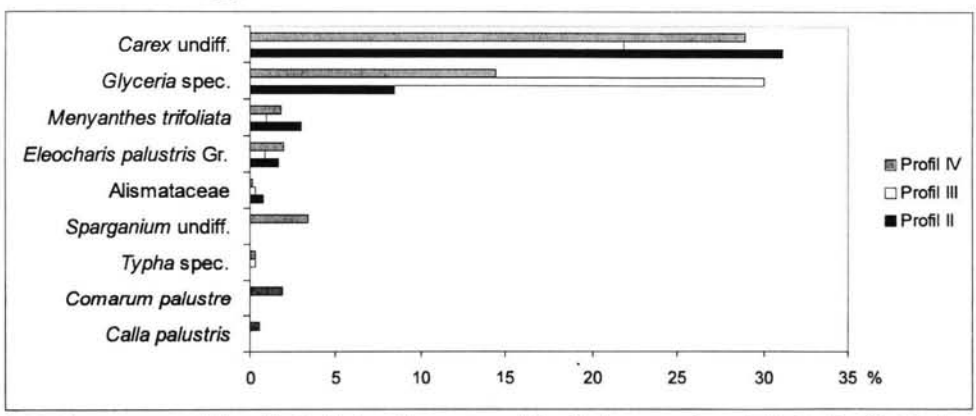


Abb. 6: Großreste ausgewählter ökologischer Gruppen und ihr Vorkommen innerhalb der Profile Niederweimar II-IV. Die Balkendiagramme zeigen die prozentualen Anteile der aufgeführten Taxa an der Gesamtsumme der nachgewiesenen Großreste aus einem Profil.

Fig. 6: Macro remains of selected ecological groups and their presence within the profiles Niederweimar II-IV. The bar charts show for each taxon mentioned the percentage of the total amount.

liche Großreste waren, neben Makrosporen vom Schwimmfarn (*Salvinia natans*), nur noch die Früchte von Rohrkolben (*Typha* spec.) und Froschlöffelgewächsen (Alismataceae undiff.) vertreten. Deren Großreste sind zwar sehr widerstandsfähig, trotzdem waren sie hier teilweise bis zur Unkenntlichkeit korrodiert.

Um den biostratigraphisch wichtigen Übergang Birken/Kiefern-Phase in die Kiefern-Fichtenphase besser fassen zu können, wurden drei weitere Profile aufgenommen und in ähnlicher Weise wie Profil Niederweimar I untersucht (Niederweimar II-IV, Abb. 5).

Alle drei Diagramme zeigen im Pollendiagramm eine eindeutige Kiefern-Dominanz mit einem mehr oder minder hohen Anteil an Fichte, der um 20 % schwankt. Durch starkes Auftreten von Pollenkörnern der Lokalvegetation an der Gesamtpollensumme, hier vor allem Gräser (Gramineae) und Sauergräser (Cyperaceae), ist der Baumpollen-Anteil im Profil Niederweimar IV rechnerisch unterrepräsentiert. Alle drei Diagramme zeigen nur eine geringe Sukzession, so dass von einer schnellen Auffüllung der Rinnen ausgegangen werden muss.

Die Profile Niederweimar II-IV sind auch durch gleichartige Großrest-Spektren gekennzeichnet. Sie unterscheiden sich zwar in den mengenmäßigen Anteilen einzelner Taxa, das Artenspektrum ist aber in der Regel ähnlich (Abb. 6). Hauptbaumarten sind demnach Baumbirke, Fichte, Kiefer, Lärche, Grau-Erle (*Alnus* cf. *incana*) und zum Teil auch Pappel (*Populus* spec.) und Wacholder (*Juniperus communis*). Über Sand und Schotter könnte sich also eine fichtenreiche Grauerlen-Aue entwickelt haben. Dieser Auwald mit boreal-hochmontanem Charakter ist auch heute optimal

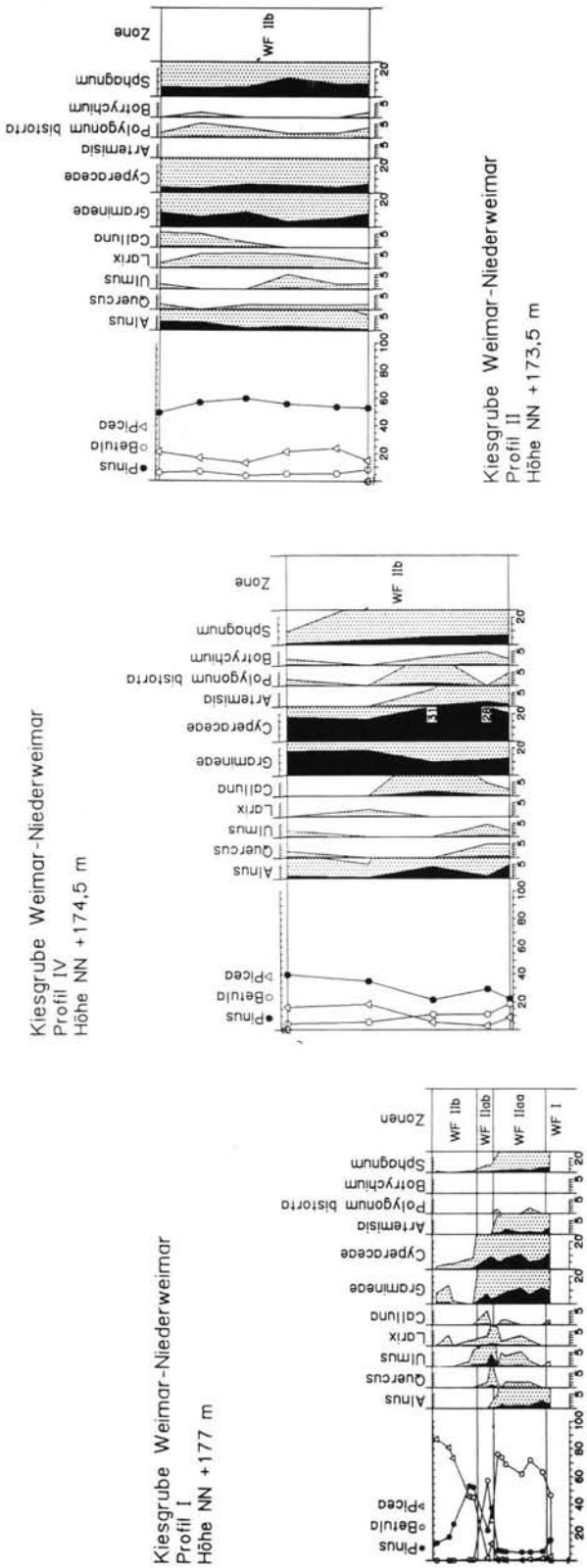


Abb. 7: Mögliche Konnektierung der Pollendiagramme I, II und IV aus der Kiesgrube Weimar-Niederweimar.
Fig. 7: Proposed correlation of the pollen profiles Niederweimar I, II, and IV from the gravel pit, Weimar-Niederweimar.

im potentiellen Nadelwaldgürtel der Gebirge und Mittelgebirge vertreten (OBERDORFER 1992, POTT 1995: 557f). Nach den palynologischen Ergebnissen waren auch Ulme und Eiche am Waldaufbau beteiligt. Dass die Kiefer im Makrorestdiagramm hinter der Fichte zurückbleibt, im Pollendiagramm aber dominiert, liegt vermutlich daran, dass die Fichte bevorzugt feuchtere Standorte besiedelte. Ihre Wuchsorte lagen somit näher an den Profilstellen als die der Kiefer, die auf trockeneren Standorten zusammen mit Wacholder dominierte. Weiterhin wurden als anspruchsvolle, wärmeliebende Gehölze Schlehe (*Prunus spinosa*) und Schwarzer Holunder (*Sambucus nigra*) nachgewiesen. Auch bei den Wasserpflanzen ist der Anteil wärmeliebender Elemente besonders hoch. Wie im Profil Niederweimar I wurden sowohl *Salvinia*-Megasporen als auch Großreste der Krebsschere (*Stratiotes*-Blattstacheln) gefunden. Im Röhricht und Seggenried dominierten erneut verschiedene Seggen-Arten und Wasserschwaden (*Glyceria* spec.); Fieberklee (*Menyanthes trifoliata*) war ebenfalls häufig vertreten.

Besonders wichtig für die spätere Diskussion der klimatischen Verhältnisse ist der Nachweis von Pflanzen der Schlammufervegetation und des Feuchtgrünlandes. Mit Arten wie dem Sumpfquendel (*Peplis portula*), dem Hirschsprung (*Corrigiola litoralis*), dem Strandling (*Littorella uniflora*), dem Pillenfarn (*Pilularia globulifera*) oder dem Froschkraut (*Luronium natans*) finden sich hier viele Vertreter mit ausgeprägtem subatlantischem Verbreitungsschwerpunkt (Abb. 6, Tafel 1).

Generell zeigt sich, dass die Profile Niederweimar II-IV zeitgleich sind, da sie sich sowohl palynologisch als auch makrorestanalytisch gut parallelisieren lassen (Abb. 6). Leider weisen sie keine eindeutige Überschneidung mit dem Profil Niederweimar I auf, eine mögliche Konnektierung zeigt Abb. 7. Da im Profil Niederweimar II die Birken-Kiefer-Phase fehlt, würde das Profil II bereits in der von Kiefern-Pollenkörnern dominierten LPAZ IV des Profiles I ansetzen. Ulme und Lärche sind, wie im Profil I, im Pollendiagramm vertreten, wohingegen die Fichtenkurve schwächer ausgebildet ist. Dies ist, wie bereits erwähnt, durch eine Zersetzungsauslese erklärbar. Es wird ebenfalls deutlich, dass nicht der komplette Verlauf dieser klimatisch günstigen Phase (Interstadial oder Interglazial) überliefert ist. Die Profile Niederweimar II-IV brechen allesamt innerhalb der Kiefernphase ab, so dass der Übergang in das nächste Stadial/Glazial nicht erfasst ist.

5 Datierung, überregionale Einordnung und paläoklimatische Relevanz der Profile Niederweimar I-IV

Bei der biostratigraphischen Einordnung und Gliederung der Profile Niederweimar I-IV ist zu klären, ob es sich um ein ausgehendes Interglazial (Eem-Interglazial) oder um ein weichselzeitliches Interstadial handelt. Eine Datierung in noch ältere Abschnitte des Quartärs ist sowohl in geologischer als auch botanischer Hinsicht unwahrscheinlich. Erste Hinweise auf eemzeitliche Ablagerungen in Terrassenschottern der mittleren Lahn stammen von HUCKRIEDE (1972). Aus der Kiesgrube Niederweimar wurden ca. 1,2 m über der Quartärbasis botanische Makroreste aus Mudden und Seggen-Torfen ausgewertet. Es konnten u. a. *Picea abies*, *Carpinus betulus*, *Corylus avellana*, *Quercus* spec., *Betula pubescens*, *Alnus glutinosa*, *Prunus divaricata/cerasifera*-Gruppe, *Salvinia natans*, *Stratiotes aloides* und *Ceratophyllum demersum* nachgewiesen werden. Für eine vorläufige Einstufung zwischen Hainbuchen-Zeit und Kiefern-Fichten-Tannen-Zeit des Eem durch HUCKRIEDE (1972) sprach vor allem der hohe Anteil klimatisch anspruchsvoller Gehölze sowie die Abwesenheit von *Pinus* und *Picea omorika/omorikoides*.

Erläuterung zu Tafel 1:

1: *Larix* spec., Lärche, Nadel, Maßstab 300 µm

2: *Betula* "*alba*"-Gruppe, Baumbirke, Fruchtschuppe, Maßstab 1000 µm

3: *Alnus incana* (L.) MOENCH, Grau-Erle; Frucht, Maßstab 1000 µm

4: *Polygonum lapathifolium* L., Ampfer-Knöterich, Frucht, Maßstab 1000 µm

5: *Rubus idaeus* L., Himbeere, Steinkern, Maßstab 300 µm

6: *Scleranthus* cf. *annuus*-Gruppe, Knäuelkraut, Kelch, Maßstab 1000 µm

7: *Stratiotes* spec., Krebsschere, Blattstachel, Maßstab 300 µm

8: *Elatine hydropiper* L., Wasserpfeffer-Tännel, Same, Maßstab 100 µm

9: *Corrigiola litoralis* L., Hirschsprung, Frucht, Maßstab 300 µm

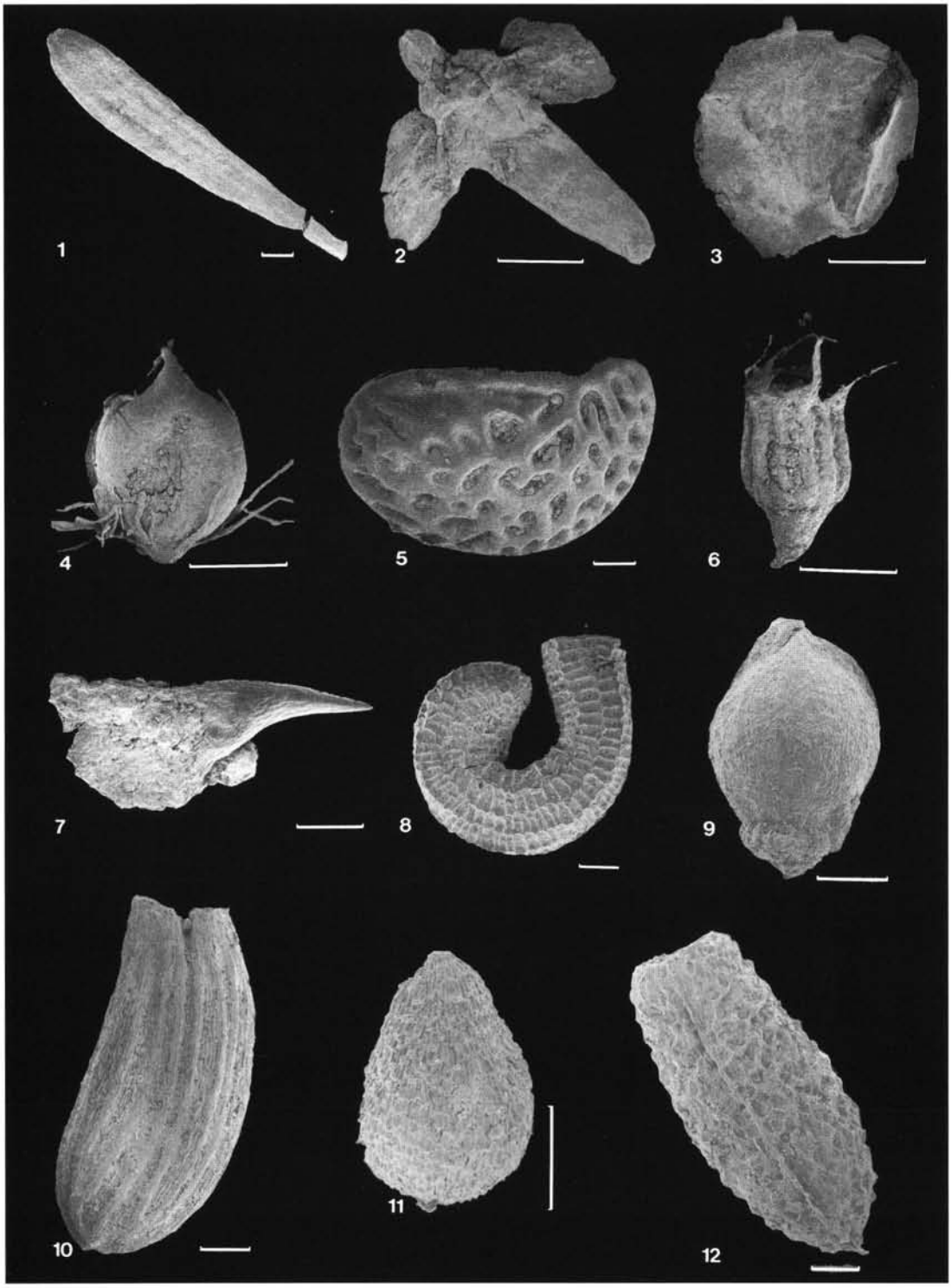
10: *Luronium natans* (L.) RAF., Froschkraut, Achäne, Maßstab 300 µm

11: *Peplis portula* L., Sumpfquendel, Same, Maßstab 300 µm

12: *Littorella uniflora* (L.) ASCHERS., Strandling, Frucht, Maßstab 300 µm

Taf. 1: Florenelemente des Brörup-Interstadials von Weimar-Niederweimar, Profile I-IV (Aufnahmen: Dr. A. SCHAPER, Fachbereich Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg).

Plate 1: Floral elements of the Brörup Interstadial from Weimar-Niederweimar, profile I-IV (Photos by Dr. A. SCHAPER, Faculty of Geosciences, Philipps-Universität Marburg)



Nach den Ergebnissen der vorliegenden Pollen- und Großrestanalyse beginnt die Vegetationsentwicklung im Profil Niederweimar I zunächst mit einer offenen Vegetation mit Heliophyten und auch Zwerg-Birken. Eine derartig offene Vegetation ist für das ausgehende Eem-Interglazial (Pollenzonen E VI/VII nach MENKE & TYNNI 1984) bislang nicht belegt. Eine spät-eemzeitliche Kältephase müsste aufgrund von Erosion auch zu Sedimentverlagerungen führen, so dass mit einem deutlich höheren Anteil umgelagerter Pollenkörner von Fichte, Tanne, und anderer wärmeliebender Taxa zu rechnen wäre. Dies ist, wie Abb. 3 zeigt, eindeutig nicht der Fall.

Biostratigraphisch interessant ist vor allem das Auftreten der Lärche, da ihr Vorkommen als Charakteristikum frühweichselzeitlicher Ablagerungen angesehen wird (Abb. 3, 4 sowie Taf. 1: 2). Eemzeitliche Larix-Pollenfunde sind zwar vereinzelt aus Ost- und Süddeutschland (GRÜGER 1979: Riss/Würm-Interglazial Zonen DA 10-12 mit *Larix*, ERD 1973: Profil Kittlitz, Einzelfunde in den Zonen E 8/9) beschrieben, in West- und Norddeutschland sind sie aber selten. Auch die im Profil Niederweimar I durch Großreste nachgewiesene Serbische Fichte (*Picea omorika* oder *P. omorikoides*) tritt im Jungquartär Mitteleuropas vor allem in den Frühweichsel-Interstadialen auf, so dass auch dieser Befund eindeutig gegen ein eemzeitliches Alter spricht. Bei der Beurteilung, ob es sich im vorliegenden Pollendiagramm um das Brörup- oder Odderade-Interstadial handelt, ist das Einwanderungs- und Ausbreitungsverhalten von Fichte und Lärche ausschlaggebend. Im Odderade-Interstadial wanderten Fichte und Lärche erst in der Kiefernphase ein, wobei *Picea* stets vor *Larix* zu verzeichnen ist. Im Brörup-Interstadial sind beide Bäume schon in der Birkenphase vertreten, die Reihenfolge der Einwanderung ist regional unterschiedlich. So wanderte im subatlantischen Bereich *Picea* vor *Larix* ein, im subkontinentalen Bereich geschah dies umgekehrt oder gleichzeitig. Im Pollendiagramm Weimar-Niederweimar sind beide Arten schon in der Birkenzone nachweisbar. Eine chrono- und biostratigraphische Einordnung des Profiles Niederweimar I in das Brörup-Interstadial ist demnach wahrscheinlich. Die Basislage wäre demzufolge dem Herning-Stadial (LPAZ I = Pollenzone WF I nach MENKE & TYNNI 1984), die ausgeprägte Birkenphase (LPAZ II) der Pollenzone WF IIaa (nach CASPERS & FREUND 1997) des Brörup-Interstadials zuzuordnen. Der Wechsel von birken- zu kiefernDominierten Wäldern im Brörup-Interstadial ist oft durch einen Übergang gekennzeichnet, in dem *Betula* und *Pinus* miteinander um die Vorherrschaft konkurrierten. Die Lokalpollenzone III des Profils Niederweimar I entspricht diesem Zustand der Waldentwicklung und ist nach CASPERS & FREUND (1997: 213ff) in die Pollenzone WF IIab zu stellen. Sowohl die Diagramme Niederweimar II-IV als auch der obere Abschnitt des Profiles Niederweimar I (LPAZ IV) entsprechen dem kiefernreichen Abschnitt des ersten frühweichselzeitlichen Interstadials (WF IIb). Aufgrund von Zersetzungsauslese oder der zu geringen zeitlichen Auflösung lässt sich eine weitergehende Untergliederung dieses Abschnittes nicht vornehmen.

Aufgrund ihres brörupzeitlichen Alters sind die Profile aus der Grube Weimar-Niederweimar überregional bedeutend, da sie eines der wenigen bekannten Bindeglieder zwischen den frühweichselzeitlichen Untersuchungspunkten des nördlichen Mitteleuropas und des Alpenvorlandes darstellen. Abb. 8 zeigt einen Vergleich dreier Pollendiagramme: Groß Todtshorn aus Niedersachsen (CASPERS 1997), Samerberg aus Oberbayern (GRÜGER 1979) und Niederweimar in Hessen. Die Ähnlichkeiten zwischen den Profilen der mittleren Lahn und dem norddeutschen Tiefland sind augenscheinlich; das Profil Samerberg unterscheidet sich dagegen deutlich. Ursachen hierfür sind sowohl die Einwanderung der Arten als auch die Höhenlage des Profils Samerberg von ca. NN +600 m gegenüber ca. NN +175 m in Niederweimar.

Groß Todtshorn und Niederweimar zeigen beide eine deutliche Birkenphase, Birken-Kiefernphase und eine anschließende Kiefernphase, wobei in Niederweimar der Fichtenanteil, wie die Profile Niederweimar II-IV (Abb. 5) zeigen, etwas höher liegt als im norddeutschen Tiefland. Während in Norddeutschland als Laubbäume nur Birken und Erlen vorkamen, ist an der mittleren Lahn auch die Ulme heimisch. Dies unterstützt die Argumentation von BEHRE (1974), der darauf hinwies, dass die nördliche Verbreitungsgrenze verschiedener Laubgehölze ungefähr an der Mainlinie gelegen haben müsste. Es ist nicht verwunderlich, dass es sich bei den gefundenen Laubhölzern in der Mehrzahl um Arten der Auewälder handelt. Ulme, Pappel, Grau-Erle, und vermutlich auch die Eiche sind, von Süden kommend, entlang der großen Flussläufe nach Norden vorgestoßen. Da die Länge des Brörup-Interstadials ausreichend für eine ausgedehnte nördliche Migration gewesen wäre, muss ihre weitere Ausbreitung infolge

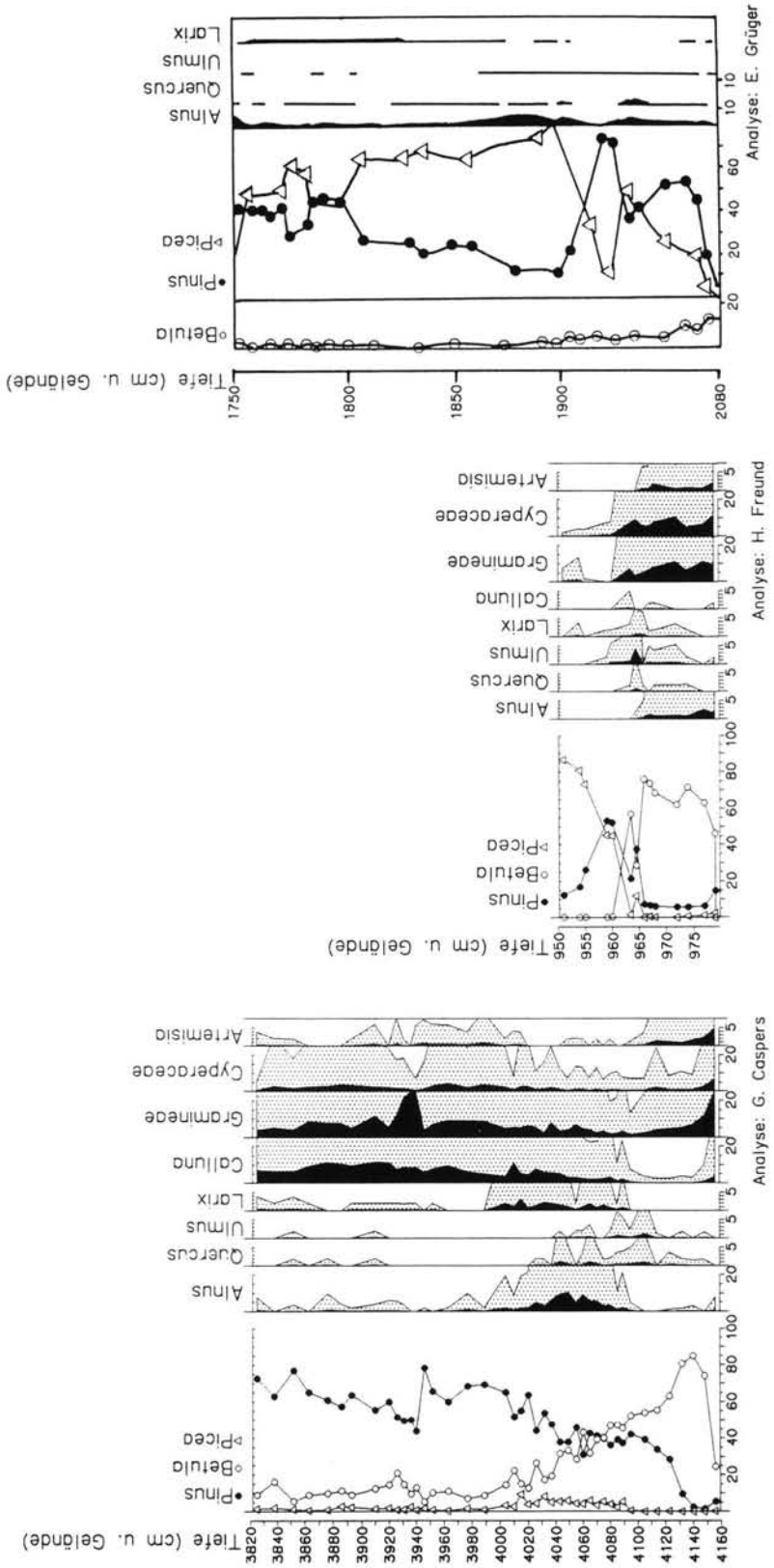


Abb. 8: Überregionaler Vergleich von Pollendiagrammen des Brörup-Interstadials aus Niedersachsen (Groß Todtshorn: Caspers 1997), Oberbayern (Samerberg: Grüger 1979) und dem mittleren Lahntal in Hessen. Bei der Interpretation ist die unterschiedliche Tiefenskalierung der Diagramme zu beachten.

Fig. 8: Regional comparison of selected pollen profiles from central Europe: Brörup interstadial profiles from Lower Saxony (Gross Todtshorn: Caspers 1997), Upper Bavaria (Samerberg: Grüger 1979), and the middle reaches of the river Lahn in Hessen. Note the different depth scales.

klimatischer Ungunst unterbunden worden sein. Hierbei dürften im westlichen Mitteleuropa weder die Sommer- noch tiefe Wintertemperaturen ausschlaggebend gewesen sein, sondern eher die nach Norden zunehmende Kürze der Vegetationsperiode, vermutlich bedingt durch eine längere Schneebedeckung (CASPERS & FREUND 1997, 2000; WALKLING 1997).

Interessant ist auch das frühe Auftreten der Lärche gegenüber den nord- und ostdeutschen Profilen. Es ist davon auszugehen, dass neben der von CASPERS & FREUND (1997) aufgezeigten Ost-West gerichteten Einwanderung der Lärche nach Norddeutschland auch ein Süd-Nord gerichteter Einwanderungsweg existierte. Ob es sich dabei um Rückwanderungen aus verschiedenen Refugialgebieten handelte, ist zu vermuten, kann an dieser Stelle aber nicht geklärt werden. In Norddeutschland liegt der Zeitpunkt der maximalen *Larix*-Ausbreitung zeitgleich oder direkt nach dem brörupzeitlichen Klimarückschlag. In Niederweimar ist dieser chronostratigraphisch wichtige Zeitmarker nicht erfasst.

Wie die Vegetationsentwicklung im kiefernreichen Abschnitt des Brörup-Interstadials im Bereich der südlichen Mittelgebirgsschwelle verlaufen sein könnte, lässt sich andeutungsweise aus Pollenanalysen der Mosbacher Humuszonen im Profil Mainz-Weisenau herauslesen (BIBUS et al. 1996). Die mit dem Brörup-Interstadial parallelisierte Humuszone 1 weist von Beginn an hohe Kiefern- und Fichtenanteile auf, eine ausgeprägte, von Birken dominierte Pollenzone fehlt. Diese ist entweder nicht überliefert oder aber aus lokalklimatischen bzw. sukzessionsbiologischen Gründen im Mainzer Trockenbecken nicht entwickelt. Es ist aber auch zu bedenken, dass es in Lössen, ähnlich dem Hochflutlehm im Profil Niederweimar I, zur Zersetzungsauslese kommen kann, so dass eine lokale Überrepräsentation von Koniferen-Pollenkörnern im Pollenspektrum möglich ist. Lärche wurde in den Mosbacher Humuszonen nicht notiert. Das Vorkommen der Lärche kann regional und auch lokal sehr stark variieren (s. BEHRE 1974), so dass *Larix* vielleicht aus diesen Gründen hier nicht gefunden wurde.

Die Kiefern-Fichten-Phase der Profile Niederweimar II-IV (bzw. der lehmige Horizont Niederweimar I) könnte von der Sukzession, aber nicht chronostratigraphisch, dem unteren Drittel der Mosbacher Humuszone 1 entsprechen. Die weitere Entwicklung würde demzufolge von einer Kiefern-Fichten-Phase in eine Fichten-Tannen-Phase übergehen. Tatsächlich wurden in den Profilen Niederweimar II-IV vereinzelt Pollenkörner der Tanne nachgewiesen. Eine endgültige Klärung werden nur ein vollständigeres Profil oder weitere einzelne Versatzstücke aus der Grube Weimar-Niederweimar bringen.

Besonders erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang eine ältere Untersuchung der mittelpleistozänen Tone von Hösbach bei Aschaffenburg am Main von BAAS (1986). Diese Arbeit stammt schon aus der Mitte dieses Jahrhunderts und umfasst palynologische, großrestanalytische und entymologische Untersuchungen; die Ergebnisse wurden aber erst in den 80er Jahren publiziert. Die Pollendiagramme und Makrorestanalysen entsprechen weitgehend den Ergebnissen aus Niederweimar, so dass kein Zweifel daran besteht, dass es sich in Hösbach nicht um ein mittelpleistozänes Interglazial, sondern um ein frühweichselzeitliches Interstadial handelt. Die von BAAS (1986) als Indizien für ein mittelpleistozänes Alter angeführten Punkte:

- Massenentwicklung *Picea omorikoides* zusammen mit *Picea abies*
- das Auftreten von *Larix* spec.

treffen auch für das mittlere Lahntal zu. In der Nadelwaldphase im Aschafftal bei Hösbach ist ebenfalls die Tanne am Waldaufbau beteiligt, allerdings mit weitaus geringeren Werten, als es in den Pollenanalysen der Mosbacher Humuszonen anklingt. Neben Fichte, Kiefer und Lärche war

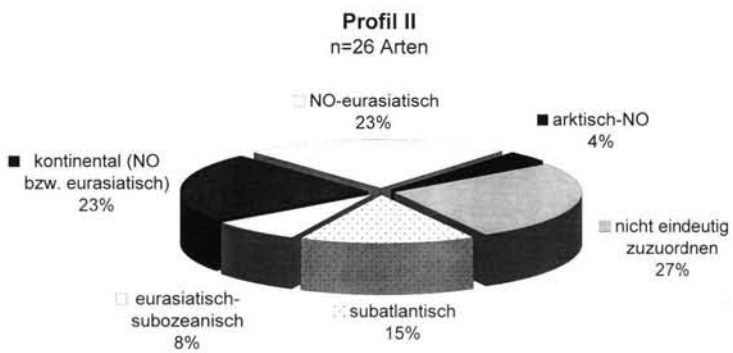


Abb. 9: Geographische Verbreitungsschwerpunkte der wichtigsten botanischen Großreste aus Profil Niederweimar II (Angaben nach OBERDORFER 1990).

Fig. 9: Main geographical distributions of important botanical macro remains from the profile Niederweimar II (Details from OBERDORFER 1990).

auch die Pappel im Auewald bei Hösbach vertreten. Ein Vegetationsbild, das dem der mittleren Lahn während des Brörup-Interstadials entspricht. Die Elemente des Eichenmischwaldes sind im Pollendiagramm von Hösbach subsummiert, so dass sich keine detaillierten Aussagen über die Anwesenheit von Eiche und Ulme machen lassen. Als weitere Punkte werden noch aufgeführt:

- Auftreten von *Betula nana* und *Betula humilis*
- Massenentwicklung von *Carex aquatilis*.

Makrorestfunde von *Betula humilis* aus dem Brörup-Interstadial (Behre 1974, Litt 1994, Freund 1997) sowie neue Untersuchungen durch Freund et al. (in Vorbereitung), belegen eindeutig, dass die Strauch-Birke im nördlichen Mitteleuropa sowohl in den Interstadialen als auch in Stadialen des Weichselfrüh- und Hochglazials vertreten war. Ihre Wuchsorte lagen vorzugsweise in Bruchwäldern und auf Flachmooren. Ein Auftreten zusammen mit der Zwerg-Birke ist vor allem für den Beginn und das Ende des Interstadiales nicht außergewöhnlich, wobei *Betula nana* im Weichsel-Frühglazial aber vermutlich auch auf Mineralböden wuchs. Die Untersuchungsergebnisse von Baas (1986) würden sich hier nahtlos einreihen. Gleiches gilt für die Funde der Wasser-Segge (*Carex aquatilis*), die, teilweise in großer Zahl, durch Behre (1974) und Freund (1997) ebenfalls im Brörup-Interstadial nachgewiesen wurde.

Die pollen- und makrorestanalytischen Untersuchungen im mittleren Lahntal dienten zum einen der chronostratigraphischen Einordnung des unteren Schotterkomplexes. Zum anderen fanden aber auch paläoklimatische Aspekte eine besondere Berücksichtigung; denn bei der Beurteilung und Abschätzung von Ausbreitungsrichtung, -geschwindigkeit und -grenzen bestimmter Arten, sowie zur Quantifizierung des nord-süd-gerichteten Klimagradienten im Früh-Weichselglazial kommt den Profilen aus dem mittleren Lahntal eine besondere Bedeutung zu.

Betrachtet man die in Abb. 9 dargestellten geographischen Verbreitungsschwerpunkte, fällt neben den heute eher nordisch und kontinental verbreiteten Arten besonders der hohe Anteil eurasiatisch-subozeanischer und subatlantischer Arten ins Auge. Diese Verteilung weist darauf hin, dass das frühweichselzeitliche Klima im hessischen Mittelgebirgsraum nicht extrem kontinental getönt war. Daher bietet sich ein Vergleich mit den von Litt (1994) und von Caspers & Freund (1997) vorgelegten Klimarekonstruktionen für das Brörup-Interstadial an.

Vor allem das gemeinsame Auftreten von *Larix* spec., *Picea abies*, *Pinus sylvestris* und verschiedenen *Betula*-Arten (*B. pubescens*, *B. alba*, *B. humilis*, *B. nana*) führte bislang zu der Auffassung, dass im Brörup-Interstadial ein extrem kontinentales, winterkaltes Klima geherrscht haben musste (Behre 1974). Dagegen spricht das zeitgleiche Auftreten vieler subozeanisch verbreiteter Sippen (Menke & Tynni 1984, Litt 1994). Wie oben aufgeführt, fügen sich in Niederweimar vor allem die Nachweise von *Sambucus nigra* (M= Makrorest), *Luronium natans* (M), *Peplis portula* (M), *Pilularia globulifera* (S = Spore) und *Corrigiola litoralis* (M) in dieses Bild (ausgewählte Makroreste zeigt Taf. 1).

In der Hösbacher Flora von Baas (1986) kommen mit *Isoëtes echinospora* (S), *Osmunda regalis* (S), *Clematis vitalba* (M) und *Nymphaea alba* (M) weitere Arten hinzu, der Nachweis von *Sambucus nigra* (M) deckt sich mit dem Vorkommen im Lahntal. In jüngster Zeit hat sich auch die Untersuchung fossiler Käferreste als überaus hilfreiches Werkzeug zur Rekonstruktion sowohl des Paläoklimas als auch der Landschaftsgenese erwiesen. Käfer-Analysen von Walkling (1997) an brörupzeitlichen Ablagerungen der Bohrung Groß Todtshorn ergaben sehr milde mittlere Wintertemperaturen von ca. -3 °C im kältesten Monat.

Dabei ist zu berücksichtigen, dass Wintertemperaturen generell schlechter zu quantifizieren sind als die Sommertemperaturen. Eine mittlere Temperatur des kältesten Monats um -10 °C erscheint daher für Nordwestdeutschland realistischer. Die von Lindroth (in Baas 1986: 350 ff) überprüften entymologischen Bestimmungen von Flach (1884) ergaben eine Käfervergesellschaftung, die sich mit dem skandinavischen Nadelwaldgebiet oder der russischen Taiga vergleichen ließ, was ebenfalls auf durchschnittliche Temperaturen im kältesten Monat von ca. –15 °C hindeutet. Die von Litt (1994) vorgeschlagene Boreorussische Provinz als Modellregion für das brörupzeitliche Klima ist somit auch auf den Bereich der südlichen Mittelgebirgsschwelle übertragbar. Vermutlich lag die Niederschlagsmenge aber höher als in den Gebieten Mittel- und Ostdeutschlands, was, aufgrund der pollenanalytischen Ergebnisse, die Vergleichbarkeit zu den für Nordwestdeutschland erarbeiteten Diagrammen erklärt (Caspers & Freund 1997). Die Temperaturen im wärmsten Monat lagen im Mittel über 14 °C, wobei höhere

Temperaturen in Süddeutschland wahrscheinlich sind. Die Wintertemperaturen waren im Mittel des kältesten Monats überall deutlich wärmer als –20 °C, wobei natürlich auch hier lokalklimatische Modifikationen auftraten.
Die Gründe, warum anspruchsvollere Bäume wie Eiche oder Ulme, die in süddeutschen und nordfranzösischen Pollendiagrammen verzeichnet sind, nicht weiter nach Norden vorgestoßen sind, müssen daher woanders liegen. Vermutlich waren es die Niederschlagsverhältnisse und die Länge der Vegetationsperiode, die besonderen Einfluss auf die Vegetationszusammensetzung hatten. So verhinderten eine lange winterliche Schneebedeckung im Westen sowie lange, und vor allem trockene Winter im Osten die Ausbreitung anspruchsvollerer Laubbäume im mitteleuropäischen Flachland. Wärmeliebende Laubgehölze, wie zum Beispiel Eiche und Ulme, breiteten sich demnach nur bis in die Tieflagen der Mittelgebirge aus, wo sie ihre nördliche Verbreitungsgrenze fanden.

Wie die Untersuchungen an der mittleren Lahn, aber auch im Aschafftal bei Hösbach zeigen, bieten vor allem organogene Einschaltungen in Terrassen (Paläo-Rinnen etc.) eine gute Möglichkeit, weitere weichselzeitliche Interstadiale im bislang fundleeren Raum zwischen Nord- und Süddeutschland zu finden.

6 Dank

Für die Anregung zur Untersuchung der Lahn-Niederterrasse sind wir Herrn Prof. Dr. R. HUCKRIEDE (Marburg) zu besonderem Dank verpflichtet. Frau Dipl.-Geogr. A. SCHWEIZER (Frankfurt/Main) sei ganz herzlich für die Erstellung der Großrestdiagramme gedankt. Die Arbeiten am REM wurden von Herrn Dr. A. SCHAPER (Marburg) durchgeführt, auch ihm sei an dieser Stelle herzlich gedankt. Den Mitarbeitern der Firma Lahn-Waschkies, Readymix Kies Saar-Pfalz-Hessen GmbH in Heuchelheim und Weimar-Niederweimar danken wir für die Unterstützung bei den Geländearbeiten. Weiterhin gilt unser Dank den Herren Prof. Dr. K.-E. BEHRE (Wilhelmshaven) und Prof. Dr. T. LITT (Bonn) für Anregungen und die kritische Durchsicht des Manuskripts.

7 Schriftenverzeichnis

BAAS, J. (1986): Die Vegetationsgeschichte der mittelpleistozänen Tone von Hösbach bei Aschaffenburg am Main. - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **86**: 331-385, 10 Abb., 5 Taf.; Frankfurt/M.

BEHRE, K.-E. (1974): Die Vegetation im Spätpleistozän von Osterwanna/Niedersachsen. - Geol. Jb., **A 18**: 3-48, 8 Abb., 5 Taf.; Hannover.

BIBUS, E., BLUDAU, W., BROSS, C. & RÄHLE, W. (1996): Der Altwürm- und Rißabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen. - In: SEMMEL, A. [Hrsg.]: Pleistozäne und holozäne Böden aus Lößsubstraten am Nordrand der oberrheinischen Tiefebene. - Frankfurter geowiss. Arb., Serie D, **20**: 21-52; Frankfurt/M.

CASPERS, G. (1997): Die eem- und weichselzeitliche Hohlform von Groß Todtshorn (Kr. Harburg; Niedersachsen) - Geologische und palynologische Untersuchungen zu Vegetation und Klimaverlauf der letzten Kaltzeit. - Schriftenreihe dt. geol. Ges., **4**: 7-59, 39 Abb., 6 Tab.; Hannover.

– & FREUND, H. (1997): Die Vegetations- und Klimaentwicklung des Weichsel-Früh- und -Hochglazials im nördlichen Mitteleuropa. - Schriftenreihe dt. geol. Ges., **4**: 201-249, 31 Abb., 4 Tab.; Hannover.

– & FREUND, H. (2000/in Vorbereitung): Vegetation and climate in the Early- and Pleni-Weichselian in northern central Europe. - J. Quat. Science.

ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. - Z. geol. Wiss., **1**: 1087-1103, 7 Abb., 2 Tab.; Berlin.

FLACH, K. (1884): Die Käfer der unterpleistozänen Ablagerungen bei Hösbach unweit Aschaffenburg. - Verh. phys. med. Ges., N.F. **18**: 285-297, 2. Taf.; Würzburg.

FREUND, H. (1997): Die Vegetation im Weichsel-Früh- und -Hochglazial von Groß Todtshorn (Kr. Harburg; Niedersachsen) anhand botanischer Makroreste. - Schriftenreihe dt. geol. Ges., **4**: 61-86, 12 Abb., 2 Tab., 5 Fotos; Hannover.

– BIRKS, H. H. & BIRKS, H. J. B. (in Vorbereitung): The identification of wingless Betula fruits in Weichselian sediments in the Gross Todtshorn borehole (Lower Saxony, Germany); the occurence of Betula humilis. - Veg. Hist. and Archaeobotany.

GRIMM, E. C. (1992): TILIA and TILIA-graph: pollen spreadsheet and graphics programs. - Volume of abstracts 8th International Palynological Congress 1992: 56; Aix-en-Provence.

GRÜGER, E. (1979): Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 23-34, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.

HEINE, K. (1970): Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg. Eine geomorphologische Studie. - Bonner geogr. Abh., **42**: 195 S., 49 Abb.; Bonn.

HÖLTING, B. & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1964): Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. - Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **47**: 1-37; Wiesbaden.

HUCKRIEDE, R. (1972): Der Untergrund des Deutschen Hauses und weitere geologische und urgeschichtliche Befunde in Marburg an der Lahn. - Geologica et Palaeontologica, **6**: 177-201; Marburg/Lahn.

– (1982): Paläoklimatische Aussagen neuer weichselzeitlicher Pflanzenfunde in Hessen und Tirol. - Physische Geographie, **5**: 37-38; Zürich.

LITT, T. (1994): Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland - Unter besonderer Berücksichtigung des Elbe-Saale-Gebietes. - Diss. Bot., **227**: 185 S., 50 Abb., 10 Tab., 4 Beil.; Berlin, Stuttgart.

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

OBERDORFER, E. (1990): Pflanzensoziologische Exkursionsflora. - 6. Aufl.: 1050 S., 58 Abb.; Stuttgart (Ulmer).

– (1992): Süddeutsche Pflanzengesellschaften. Teil IV: Wälder und Gebüsche - 2. Aufl.: 282 S., 3 Abb., 104 Tab; Stuttgart (Fischer).

POTT, R. (1995): Die Pflanzengesellschaften Deutschlands. - 2. Aufl.: 622 S., 449 Abb.; Stuttgart (Ulmer).

URZ, R. (1995): Jung-Quartär im Auenbereich der mittleren Lahn - Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen zur Rekonstruktion vergangener Flußlandschaften. - Diss. Fachber. Geowiss., Univ. Marburg/Lahn: 198 S., 28 Abb., 3 Tab., 5 Taf.; Marburg/Lahn.

WALKLING, A. (1997): Käferkundliche Untersuchungen an weichselzeitlichen Ablagerungen der Bohrung Groß Todtshorn (Kr. Harburg; Niedersachsen). - Schriftenreihe dt. geol. Ges., **4**: 87-102, 17 Abb.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 20. 12. 1999,
zum Druck angenommen am 20. 06. 2000

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 wurden, 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 und Tabellenüberschriften 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 nummerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Das Manuskript ist der Redaktion in ***dreifacher*** Ausfertigung zuzusenden, eines für den Schriftleiter, zwei für die Gutachter.

Den Manuskripten ist eine entsprechende Diskette beizufügen, die mit dem Betriebssystem MS-DOS und dem ASC I- Code erarbeitet 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 Vor- und Familienname des Autors und die Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln. Die Anschrift des Verfassers, evtl. mit E-mail, 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 angeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 34 ff.). 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 1954 a: 147, 1954 b: 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:

Autorenamen in Kapitälchen schreiben. 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 den biologischen Namen folgenden Autoren werden in Kapitälchen gesetzt.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf Spaltenbreite oder Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2- bis 4-facher Größe anzufertigen Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Abbildungen, die als Bilddatei geliefert werden, im TIF-Format erstellen. Photos für Autotypien nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypien sind wesentlich teurer als Strichätzungen. Alle Vorlegen sind mit dem Namen des Autoren und der Abbildungs-Nummer zu versehen. Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

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 und Gegenwart, **19**: 250 - 261, 7 Abb.; Öhringen.
WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. - In: LOTZE, F. [Hrsg.]: Handbuch der Stratigraphischen Geologie, **2,** VIII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab; Stuttgart (Enke),

Sonderdrucke: 20 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Lieferbare Bände von

„Eiszeitalter und Gegenwart“

Stand 1. 12. 1999

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

Band-Nr.	Jahrgang		Band-Nr.	Jahrgang	
6	1955		34	1984	
7	1956		35	1985	je DM 78,00
11	1960		36	1986	= DM 82,00
12	1962		37	1987	
13	1962		38	1988	je DM 84,00
14	1963		39	1989	
15	1964		40	1990	= DM 94,00
16	1965	je DM 75,00	41	1991	= DM 96,00
17	1966		42	1992	
18	1967	vergriffen	43	1993	
19	1968		44	1994	
20	1969		45	1995	
21	1970		46	1996	je DM 98,00
22	1971		47	1997	
23/24	1973	Doppelband = DM 112,00	48	1998	
25	1974		49	1999	
26	1975				
27	1976				
28	1978				
29	1979	je DM 75,00			
30	1980				
31	1981				
32	1982				
33	1983				

Liste unter http://www.schweizerbart.de/j/eiszeitalter-und-gegenwart

Die Bände 11 bis 33 (20 Bände ohne 17, 18 und 29) werden an Mitglieder zum Preis von DM 20,- pro Band abgegeben; bei Abnahme aller 20 Bände reduziert sich der Preis auf DM 300,-.Die Bände 6, 7, 17 und 29 sind ausschließlich über E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Johannesstr. 3A, D-70176 Stuttgart, zu beziehen.

Die Bände ab 34 kosten pro Stück DM 50,- für Mitglieder; bei Abnahme aller 10 Bände (Nr. 34-43) reduziert sich der Preis auf DM 400,-.

Eissmann, L. & Litt, T. (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. - 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg. Preis: DM 85,– (Restauflage)

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

Von den vergriffenen Bänden sind die Nr. 1 bis 5 sowie 8 und 10 als Nachdrucke von der Firma Zwets und Zeitlinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse für Mitglieder zum Preis von DM 55,- pro Band zu beziehen.

Index

Berg, A. von, Condemi, S. & Frechen, M.: Die Schädelkalotte des Neanderthalers von Ochtendung/Osteifel - Archäologie, Paläoanthropologie und Geologie 56-68

Freund, H. & Urz, R.: Ein frühweichselzeitliches Profil aus der Niederterrasse der mittleren Lahn (Weimar-Niederweimar, Hessen) - geologische, pollenanalytische und makrorestanalytische Untersuchungen 107-123

Härtling, J. W. & Wolfe, A. P.: Paläoökologie und Geochemie quartärer Seesedimente auf Baffin Island, Kanadische Arktis 69-85

Henningsen, D. & Stephan, H.-J.: Die Schwermineral-Verteilung im Quartärprofil der Forschungsbohrung Tüschenbek (Schlewig-Holstein) 50-55

Nitychoruk, J., Ber, A., Hoefs, J., Krzywicki, T., Schneider, J. & Winter, H.: Interglaziale Klimaschwankungen in Nordost-Polen - palynologische und isotopengeochemische Untersuchungen an organischen Seesedimenten 86-94

Peschke, P., mit Beiträgen von *C. Hannss* (Reliefgenese) und *S. Klotz* (Klimarekonstruktion): Zur spätpleistozänen Vegetationsentwicklung der Banquette von Barraux (Grésivaudan, französische Nordalpen 1-24

Schirmer, W.: Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löss 25-49

Stephan, S.: Bt-Horizonte als Interglazial-Zeiger in den humiden Mittelbreiten: Bildung, Mikromorphologie, Kriterien 95-106