

# Eiszeitalter und Gegenwart

51. Band 2002



**Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung e.V.**

**Schriftleitung: ERNST BRUNOTTE**



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. 45 303-308, BLZ 250 100 30  
oder Bankkonto Kreissparkasse Hannover, Konto-Nr. 2000806311, 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:	Prof. Dr. ERNST BRUNOTTE, Köln
Schriftleiterin der Nachrichten:	Dr. EVA-MARIA IRINGER, 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 WANNA, Halle

### Schriftleitungsausschuss/Editorial Board

KARL-ERNST BEHRE, Wilhelmshaven  
HANS-RUDOLF BORK, Kiel  
ARNT BRONGER, Kiel  
JÜRGEN EHLERS, Hamburg  
ETIENNE JUVIGNÉ, Liège, Belgien  
ELSE KOLSTRUP, Uppsala, Schweden

BERND ZOLITSCHKA, Bremen  
JAN PIOTROWSKI, Aarhus, Dänemark  
LUDWIG REISCH, Erlangen  
WIGHART VON KOENIGSWALD, Bonn  
JEF VANDENBERGHE, Amsterdam, Niederlande

---

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 45,- €.

Korporative Mitglieder zahlen 55,- €.

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.

Das Titelbild zeigt einen ungewöhnlich großen Schädel von *Bos primigenius* mit seinem Finder FRANK MENGER. Der Fund stammt aus Groß-Rohrheim bei Darmstadt (Foto: W. v. Koenigswald).

Gedruckt auf alterungsbeständigem Papier

## Eiszeitalter und Gegenwart

Dieser Band wird Herrn FRITZ WEIDENBACH als Gründungsmitglied der Vereinigung anlässlich seines 100. Geburtstages gewidmet.

*Liebe DEUQUA-Mitglieder und Leser von Eiszeitalter und Gegenwart,*

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

Zuschriften an die DEUQUA bezüglich Mitteilungen, Tagungsberichten und Buchbesprechungen richten Sie bitte an die Schriftleiterin der DEUQUA-Nachrichten: Frau Dr. Eva-Maria Ikinger, Abt. Geologie der HHUUniversität, Universitätsstr. 1, D-40225 Düsseldorf, E-Mail: [ikinger@uni-duesseldorf.de](mailto: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](mailto:e.brunotte@uni-koeln.de).

---

ISSN 024-7116 ©Deutsche Quartärvereinigung, Hannover

Schriftleitung: E. BRUNOTTE

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.

51. Band

Mit 53 Abbildungen, 15 Tabellen und 4 Tafeln

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung e.V. Hannover

Schriftleitung: ERNST BRUNOTTE

Vertrieb:



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

2002

## Inhaltsverzeichnis

<i>BIBUS, E., RÄHLE, W. &amp; WEDEL, J.</i> : Profilaufbau, Molluskenführung und Parallelisierungsmöglichkeiten des Altwürmabschnitts im Lössprofil Mainz-Weisenau .....	1-14	<i>KOENIGSWALD, W. v. &amp; MENGER, F.</i> : Ein ungewöhnlich großer Schädel vom Auerochsen ( <i>Bos primigenius</i> ) aus dem letzten Interglazial von Groß-Rohrheim bei Darmstadt .....	67-73
<i>KAISER, K., SCHOKNECHT, TH., JANKE, W., KLOSS, K. &amp; PREHN, B.</i> : Geomorphologische, palynologische und archäologische Beiträge zur holozänen Landschaftsgeschichte im Müritzgebiet (Mecklenburg-Vorpommern) .....	15-32	<i>KÜHN, P., JANITZKO, P. &amp; SCHRÖDER, D.</i> : Zur Mikromorphologie und Genese lessivierter Böden im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns .....	74-92
<i>HEINE, K. &amp; MEBIS A. GEYH, M. A.</i> : Neue <sup>14</sup> C-Daten zur jüngeren Dryaszeit in den ecuadorianischen Anden .....	33-50	<i>KAMP, U. &amp; HASERODT, K.</i> : Quartäre Vergletscherungen im Hindukusch, Karakorum und West-Himalaya, Pakistan - Ein Überblick .....	93-114
<i>HELBIG, H. &amp; DE KLERK, P.</i> (2002): Befunde zur spätglazialen fluvial-limnischen Morphodynamik in kleinen Talungen Vorpommerns .....	51-66	<i>MEIJIS E. P. M.</i> : Loess stratigraphy in Dutch and Belgian Limburg .....	115-131

## Profilaufbau, Molluskenführung und Parallelisierungsmöglichkeiten des Altwürmabschnitts im Lössprofil Mainz-Weisenau

ERHARD BIBUS, WOLFGANG RÄHLE & JOACHIM WEDEL\*

BIBUS, E., RÄHLE, W. & WEDEL, J. (2002): Profilaufbau, Molluskenführung und Parallelisierungsmöglichkeiten des Altwürmabschnitts im Lössprofil Mainz-Weisenau. - Eiszeitalter und Gegenwart, 51: 1-14; Hannover 2002.

Keywords: Jungpleistozän, Löss, Paläoböden, Humuszonen, Mollusken, Paläoklima, Paläoökologie, Mainzer Becken.

**Kurzfassung:** In den Lössdeckschichten des Steinbruchs Mainz-Weisenau (Heidelberger Zement AG) sind im Hangenden des letztinterglazialen Bodens drei Altwürmhumuszonen aufgeschlossen (Mosbacher Humuszonen). Auf der Grundlage einer detaillierten Profilbeschreibung erfolgte eine lückenlose Entnahme von Sedimentproben zur Untersuchung der Molluskenfaunen. Die Aussage des Fossilberichts wird durch die Anwesenheit von verlagerten Sedimenten unter und zwischen den Humuszonen und die Möglichkeit einer sekundären Einmischung von Schalenmaterial beeinträchtigt. Dennoch lässt der Fossilbericht nach dem letzten Interglazial drei Wärmeschwankungen erkennen, die mit den Humuszonen korrelierbar sind. In den Sedimenten zwischen Eemboden und unterer Humuszone sowie zwischen mittlerer und oberer Humuszone wurden Reste kaltzeitlicher Faunen festgestellt, die auf Kälteperioden hinweisen. Der Bereich der unteren und, in geringerem Maße, der Bereich der mittleren Humuszone zeichnen sich durch die Anwesenheit von warmzeitlichen Faunenelementen aus (darunter ausgesprochene Waldarten), was auf einen mehr oder weniger hohen Grad an Wiederbewaldung schließen lässt. Es handelt sich dabei ausnahmslos um Waldarten, die sowohl in Laub- als auch in Nadelwaldbeständen auftreten können. Der Abschnitt zwischen unterer und mittlerer Humuszone und die obere Humuszone führen lediglich Steppen- und Waldsteppengesellschaften, die eng miteinander verzahnt sind. Der vorliegende Fossilbericht lässt sich gut mit den allgemein akzeptierten Vorstellungen über die Klimaentwicklung im frühen Würm vereinbaren, die sich aus Tiefsee- und Eisotopenkurven ergeben haben. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt wird eine Parallelisierung der unteren und mitt-

leren Humuszone von Mainz-Weisenau mit den beiden bewaldeten norddeutschen Interstadialen Amersfoort/Brörup und Odderade sowie den beiden St-Germain-Interstadialen in Ostfrankreich für wahrscheinlich gehalten. Für die Korrelation der oberen Humuszone werden verschiedene Möglichkeiten diskutiert.

### [Structural and malacozoological studies in the Early-Wuermian part of the loess section at Mainz-Weisenau (Western Germany), and possibilities for correlation]

**Abstract:** In the covering loess layers of the quarry of Mainz-Weisenau (Heidelberger Zement AG), three Early Wuermian humic zones (Mosbacher Humuszonen) are exposed above the last interglacial soil. Based on a detailed description of the section, a complete series of samples was collected for malacozoological studies. The evidence of the fossil record is somewhat compromised by displaced sediments under and between the humic zones, and by the possibility of secondary introduction of shells. Nonetheless, the fossil record shows evidence for three warmer phases after the last interglacial, which are correlated with the humic zones. Remains of glacial index species were found in the deposits between the last interglacial soil and the lower humic zone, as well as in the deposits between the middle and the upper humic zone, which indicate that cold periods occurred. The lower and, on a minor scale, the middle humic zone display characteristic elements of warm phases (among them several dedicated woodland species), which indicate a certain extent of reforestation. Only woodland species could be detected which can live in both deciduous and coniferous forests. Between the lower and middle humic zone, as well as in the upper humic zone, only steppe and open woodland associations were found, which were closely linked together. The results of the present study are very consistent with the generally accepted ideas on the succession of climates during the Early Wuermian period, based on marine and ice core records. Currently, we believe that the lower and middle humic zones at Mainz-Weisenau correlate with the two wooded interstadials Amersfoort/Brörup and Odderade in Northern Germany, as well as the St. Germain interstadials in Eastern France. Differences of opinion remain regarding the correlation of the upper humic zone.

\*)Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. E. BIBUS, Geographisches Institut der Universität Tübingen, Hölderlinstraße 12, D-72074 Tübingen, Dr. W. RÄHLE, Zoologisches Institut der Universität Tübingen, Auf der Morgenstelle 28, D-72076 Tübingen, J. WEDEL, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden.

## 1 Einleitung

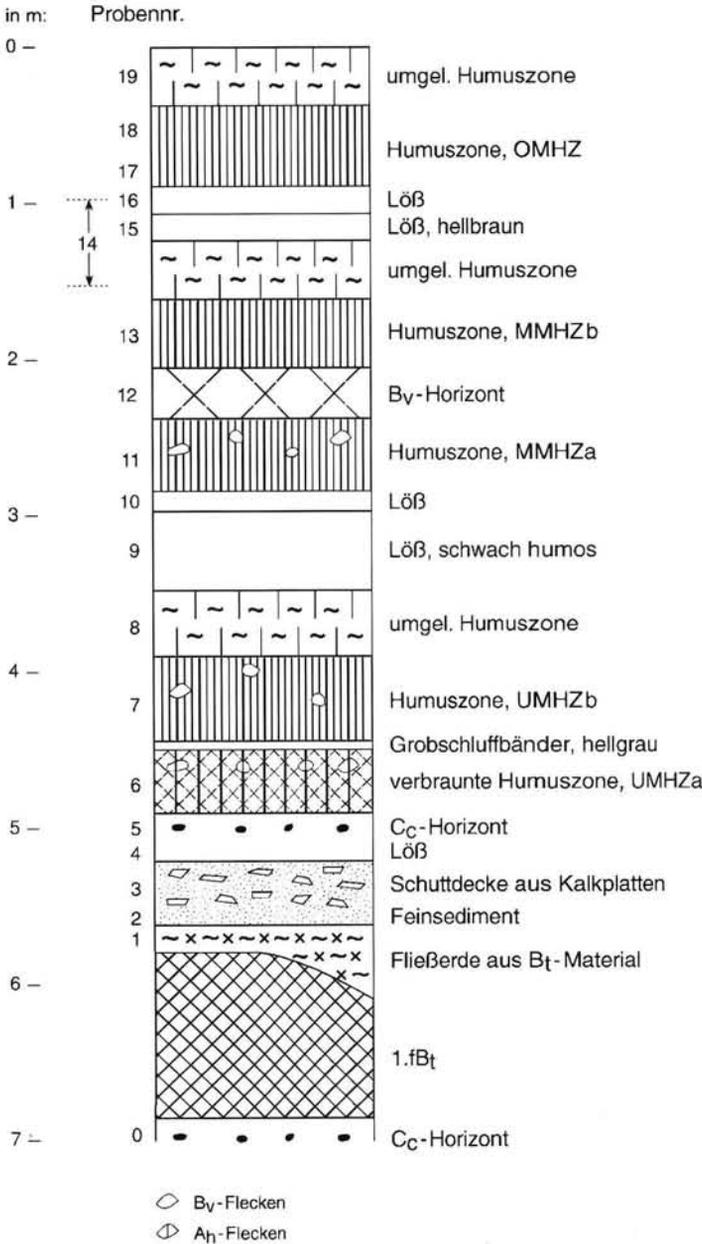
In den verschiedenen Lössprovinzen von Deutschland ist im Altwürmabschnitt neben Soliflukionsdecken häufig eine der Mosbacher Humuszonen aufgeschlossen. Nur sehr selten sind bis zu drei als interstadial angesehene Humuszonen nachzuweisen (z.B. SCHÖNHALS et al. 1964, SEMMEL 1968, ROHDENBURG & MEYER 1966). Solche Profile, insbesondere mit zwischengelagertem Löss, sind in Deutschland gegenwärtig nur im Rhein-Maingebiet zugänglich, wobei sich das Lössdeckschichtenprofil im Kalksteinbruch der Heidelberger Zement Aktiengesellschaft in Mainz-Weisenau als besonders aussagekräftig erwiesen hat. In dem Aufschluss ist von SEMMEL der voranschreitende Abbau seit zwei Jahrzehnten verfolgt und die Bedeutung des Profils für die paläopedologische Untergliederung des älteren Würmlösses mehrfach diskutiert worden (z.B. SEMMEL 1995, 1996a, 1999a). Zudem erfolgten in dem Aufschluss zahlreiche Spezialuntersuchungen, wie z.B. Dünnschliffanalysen, TL- und IRSL-Datierungen, gesteinsmagnetische Untersuchungen, Pollenanalysen und Molluskenbestimmungen (vgl. Einzelbeiträge in SEMMEL 1996a). Ziele dieser Untersuchungen waren stratigraphische, paläoklimatische, paläopedologische und paläoökologische Fragestellungen, wobei auch immer wieder das Problem angeschnitten wurde, in welcher Weise der Altwürm-Humuszonenkomplex mit Sauerstoffisotopenkurven oder mit der Gliederung in Norddeutschland und im Alpenvorland zu parallelisieren ist (vgl. BIBUS et al. 1996, SEMMEL 1999a). Was die Molluskenführung des älteren Würmlösses anbetrifft, so sind bislang in Mainz-Weisenau nur Funde aus der obersten Humuszone bekannt geworden (vgl. RÄHLE in BIBUS et al. 1996: 22 ff.). In den letzten Jahren konnten nun erstmals auch im gesamten übrigen Altwürmbereich Schnecken nachgewiesen werden. Es sind dabei von SEMMEL und BIBUS in den Jahren 1998 und 1999 mehrfach z.T. nahezu lückenlose Probeserien mit einer Menge bis zu 7 Liter pro Einzelprobe entnommen worden. Ihr Fauneninhalt wurde von RÄHLE und WEDEL bestimmt. Es bestand die Hoffnung, dass sich durch die Auswertung des gesamten Materials, über das von BLUDAU (in BIBUS et al. 1996; vgl. Abb. 3) erarbeitete Pollendiagramm hinaus, zusätzliche paläoklimaökologische Informationen ergeben würden.

## 2 Profilbeschreibung

Im Steinbruch Mainz-Weisenau liegt der ältere Würmlöss in Dellenfüllungen, die sich in die älteren Lösses eingeschnitten haben. Im Zuge des Abbaus waren mehrfach entsprechende Dellen-systeme mit ähnlichen Abfolgen aufgeschlossen. Die Ergebnisse von sedimentologischen und pollenanalytischen Untersuchungen aus einer solchen Hohlform (Delle 1) sind in Abbildung 2 und 3 wiedergegeben (nach BIBUS et al. 1996). Die jetzt untersuchten, schneckenführenden Schichten liegen in einer angrenzenden Delle (Delle 2, Abbauzustand 1998/99) im südlichsten Bereich des Abraumaufschlusses, der an dieser Stelle besonders tief in den Hangbereich eingreift. Die vollständigsten Profile treten im Dellentiefsten auf, während an den Dellenflanken die Abfolgen infolge starker Erosion erheblich reduziert sind oder vollkommen fehlen. Es ist deshalb damit zu rechnen, dass Material von der Seite in das Dellentiefste verlagert wurde, was sich auch in Bodendünnschliffen zeigt, die abgerollte Fragmente aus  $A_H$  und  $C_c$  - Material enthalten (SEMMEL 1999b: 60 und Foto 3).

An der Basis der beprobten Abfolge ist der bis 80 cm mächtige, rötlichbraune Rest eines  $B_T$ -Horizontes erhalten, der sich auf einem gelbbraunen Löss entwickelt hat. In diesem Löss ist der kräftige  $C_c$ -Horizont des Bodens mit Lösskündeln bis zu 10 cm Durchmesser ausgebildet (vgl. Abb. 1). Die Intensität des  $B_T$ -Horizontes spricht für eine interglaziale Bildung. Aufgrund der stratigraphischen Position und spärlich auftretenden, warmzeitlichen Mollusken handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um den Rest der letztinterglazialen Parabraunerde. Der  $B_T$ -Horizont ist im obersten Bereich durch Solifluktionsvorgänge verlagert. In einer kleinen Hohlform hat die Solifluktion auch tiefere Bereiche des Bodens erfasst. An anderer Stelle des Aufschlusses ist der Eem-Boden vollkommen erodiert, so dass dort direkt unter den altwürmzeitlichen Mosbacher Humuszonen die vorletztaltzeitlichen Weilbacher Humuszonen liegen. Solche Diskordanzen müssen erkannt werden, um Fehlinterpretationen zu vermeiden (vgl. BIBUS et al. 1996: 34). Im aufgenommenen Standardprofil umfasst die Diskordanz auf jeden Fall den gesamten  $A_1$ -Horizont der letztinterglazialen Parabraunerde.

Über der Solifluktionsdecke liegt ein gelber, feinsandiger Schluff mit vereinzelt eingelagerten Tonschmitzen aus rötlichbraunem  $B_T$ -Substrat. Offen-



sichtlich handelt es sich um eine durch Verschwemmung entstandene Schicht aus hangaufwärts anstehenden Weisener Sanden und verlagertem B<sub>T</sub>-Material. Über dem Feinsediment liegt eine Schuttdecke aus groben, eingeregelteten Kalkplatten, die aus hangaufwärts anstehenden, jungpliozänen Sedimenten stammen. Da Schuttdecken meistens unter periglazialen Bedingungen über Dauerfrostboden entstehen, kann sie, wie auch die liegenden Umlagerungszonen, aus quartärgeologischer Sicht dem ältesten Abschnitt der Würmeiszeit zugeordnet werden.

Über dem Solifluktionsschutt tritt ein 30 cm mächtiger, schwach feinsandiger, kalkhaltiger Schluff auf, der im unteren Bereich grünlichgelb und im oberen Abschnitt bräunlichgelb gefärbt ist. Seiner Ausbildung nach handelt es sich um typischen Löss, der jedoch im unteren Abschnitt aufgrund vereinzelt eingelagerter Kalkbröckchen schwache Anzeichen von Umlagerung besitzt. Auf diesem Löss hat sich die untere Mosbacher Humuszone (UMHZ) in einer Mächtigkeit von ca. 1 m entwickelt. Sie weist unterschiedlich ausgebildete Horizonte auf. So ist der untere Bereich als ein humusbrauner B<sub>v</sub>-Horizont ausgebildet, in dessen oberem Abschnitt noch einzelne, unregelmäßig geformte Humusflecken erhalten sind. Die Degradation ist in diesem Horizont stark vorangeschritten. Im oberen Bereich der UMHZ ist dagegen als Grundsubstanz schwarzgraues Humusmaterial vorhanden, welches nur vereinzelt von braunen Flecken durchsetzt ist („Gefleckter Horizont“ i. S. v. FINK 1954: 92 und ROHDENBURG 1964: 66 ff.). Den Abschluss bildet ein graubräunlicher, schwach feinsandiger Schluff, bei dem es sich um umgelagertes Humusmaterial handelt.

Abb. 1: Profilaufbau des molluskenführenden Altwürmabschnitts in Delle 2 von Mainz-Weisenau (Abbaustand 1998/99). Die Entnahmestellen der Molluskenproben sind von 0 bis 19 durchnummeriert. Probe X aus Tabelle 2 stammt aus einem anderen Profil (Delle 1) und entspricht etwa den Proben 17 und 18. OMHZ = obere Humuszone, MMHZb = mittlere Humuszone oben, MMHZa = mittlere Humuszone unten, UMHZb = untere Humuszone oben, UMHZa = untere Humuszone unten.

Fig. 1: Profile containing mollusca of the Lower Würmian in the depression number 2 in Mainz-Weisenau (stage of exhaustion 1998/99). The sampling points of mollusca are numbered consecutively from 0 to 19. Sample X in table 1 comes from another section (depression number 1), and corresponds approximately to samples 17 and 18.

Die gesamte UMHZ, insbesondere jedoch ihre verbraunten Abschnitte, weisen einen höheren Tongehalt auf als der liegende Löss, in dem sich ein C<sub>c</sub>-Horizont gebildet hat (vgl. auch Abb. 2). Da der höhere Tongehalt vermutlich nicht auf Kryoklastik zurückzuführen ist, kann von einer chemischen Verwitterung in den Bodenhorizonten ausgegangen werden (vgl. BIBUS et al. 1996: 28, SEMMEL 1999a: 126). Von Bedeutung ist weiterhin die Tatsache, dass die UMHZ durch eine 8 cm mächtige Schicht aus hellgrauen Grobschluffbändern zweigeteilt ist. Die UMHZ ist somit polygenetisch und durch zwischenzeitliche Sedimentzufuhr gekennzeichnet.

SEMMEL (1999a: 126) hat für die Entstehung der UMHZ beispielhaft die Relief- und Bodenbildungsprozesse rekonstruiert. Danach soll es drei Schwarzerdebildungen, zwei Lösssedimentationsphasen mit dazwischenliegender Erosion, zwei Entkalkungsphasen und zwei Degradationsphasen gegeben haben. Im Prinzip können wir dieser Deutung folgen, wobei allerdings bei unseren Auf-

nahmen in den tiefsten Bereichen der Delle der von Semmel beschriebene, basale Schwarzerdehorizont nicht vorhanden war. Dementsprechend können wir die UMHZ nur in zwei Bodenbildungsabschnitte (UMHZa = unterer Abschnitt der Humuszone mit starker Verbraunung bzw. Degradation und UMHZb = oberer Abschnitt der Humuszone mit geringer Degradation) untergliedern (vgl. Abb. 1).

Zwischen der unteren und mittleren Mosbacher Humuszone liegt ein 65 cm mächtiger Löss. Von Bedeutung ist, dass die untersten 50 cm dieses Lösses aufgrund der Anwesenheit von geringfügig aufgearbeitetem Humusmaterial eine graustichige Farbe besitzen. Bei den Molluskenuntersuchungen ist deshalb damit zu rechnen, dass in diesem Abschnitt auch Arten der liegenden Humuszone aufgearbeitet wurden.

Die mittlere Mosbacher Humuszone (MMHZ) ist wie die UMHZ nicht einheitlich (Abb. 1). Sie besitzt in ihrem unteren Bereich (MMHZa) einen

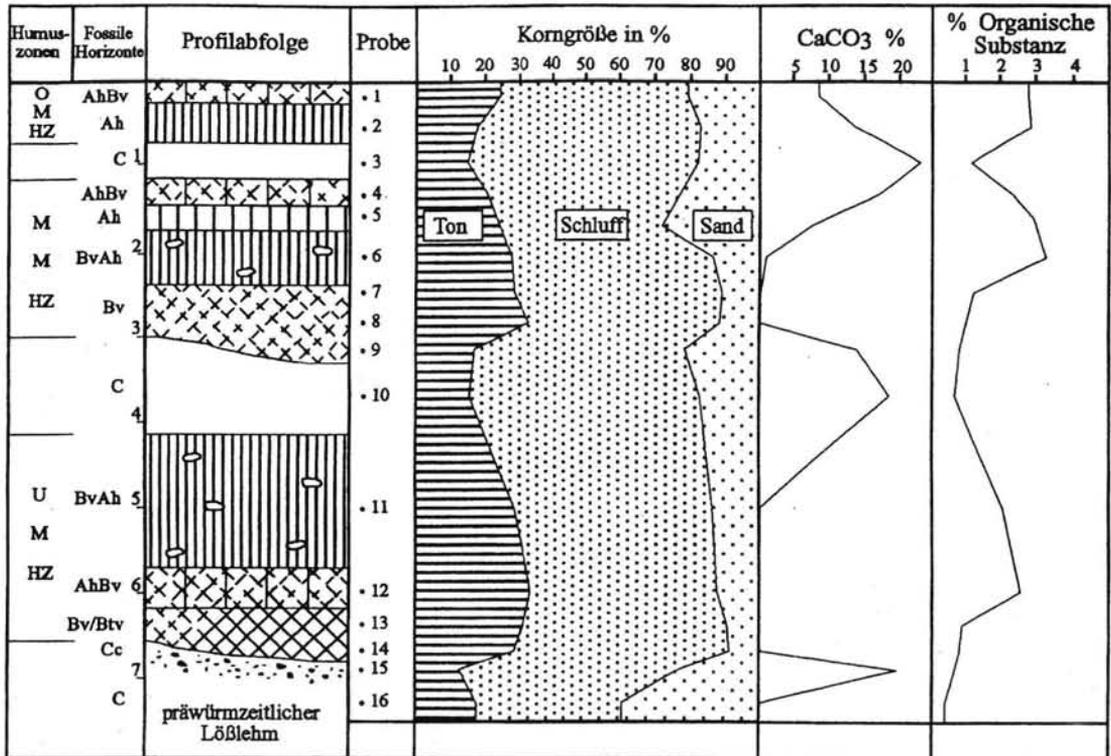


Abb. 2: Diagramm der Sedimentanalysen im Altwürmabschnitt der Delle 1 in Mainz-Weisenau (n. BIBUS et al. 1996: 28).

Fig. 2: Diagram of sediment analysis of the Lower Würmian section of depression number 1 in Mainz-Weisenau (according to BIBUS et al. 1996: 28).

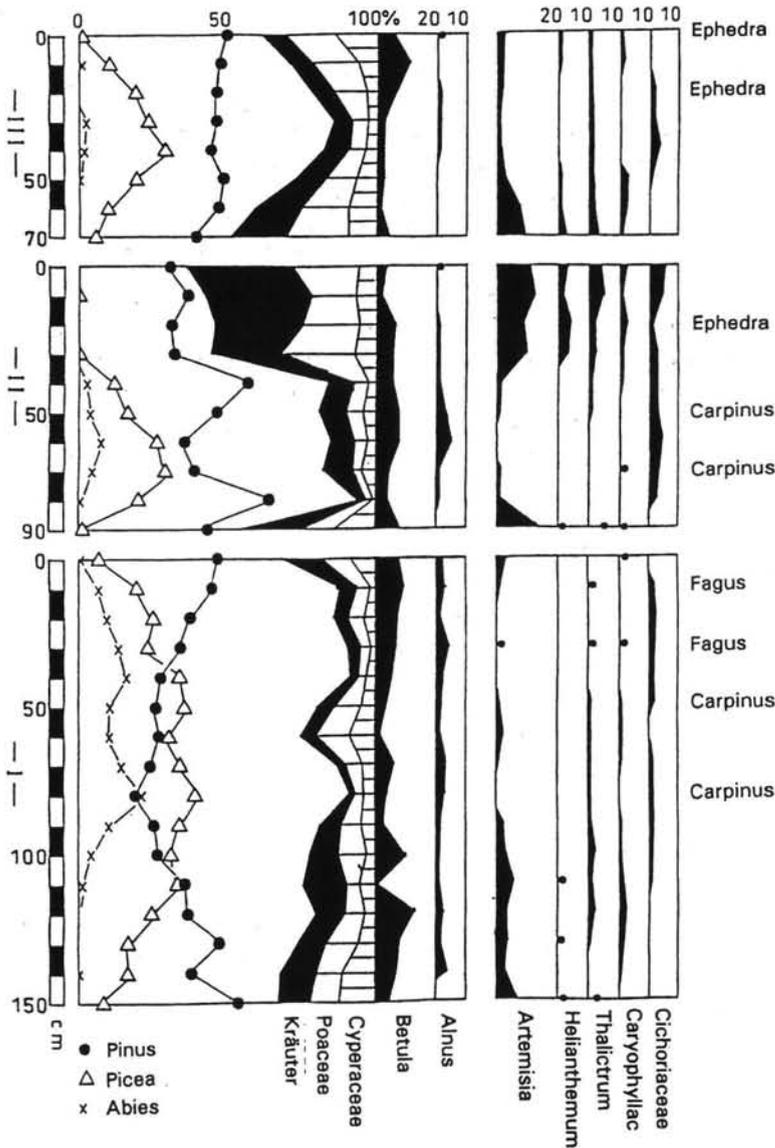


Abb. 3: Pollendiagramm der drei Altwürmhumuszonen in Delle 1 von Mainz-Weisenau (n. BLUDAU in BIBUS et al. 1996). III = OMHZ, II = MMHZ, I = UMHZ.

Fig. 3: Pollen diagram of the three Lower Würmian humus zones in depression number 1 in Mainz-Weisenau (according to BLUDAU in BIBUS et al. 1996: 41). III = OMHZ, II = MMHZ, I = UMHZ.

40 cm mächtigen  $A_H$ -Horizont mit einzelnen Verbräunungsflecken, die zur Untergrenze hin seltener werden. Im oberen Abschnitt (MMHZb) ist ein 35 cm starker  $A_H$ -Horizont ausgebildet. Zwischen diesen beiden Humushorizonten ist ein 30 cm mächtiger  $B_V$ -Horizont vorhanden. Es ist wahrscheinlich, dass sich auch hier, wie im Falle

der UMHZ, eine polygenetische Entstehung des gesamten Bodens abzeichnet. Nach SEMMEL (1999a: 125) soll im liegenden Löss der MMHZ ein  $C_c$ -Horizont entwickelt sein, der auf Entkalkungsvorgänge hinweist. Den Abschluss der MMHZ bildet ein schwarzbrauner, schwach lehmiger Schluff, der als umgelagertes Material der MMHZ gedeutet werden kann.

Der Löss zwischen der MMHZ und der oberen Mosbacher Humuszone (OMHZ) ist farblich zweigeteilt. Im oberen Abschnitt besitzt er die typische, gelblichgraue Lössfarbe, während der untere Abschnitt eine schwache Verbräunung aufweist. Möglicherweise ist der untere Bereich geringfügig verlagert.

Den Abschluss des Altwürmprofils bildet die grauschwarze OMHZ mit einer Mächtigkeit von ca. 50 cm. Im Gegensatz zu den beiden älteren Humuszonen ist sie ungliedert und weist einen geringeren Anteil an organischer Substanz auf. Da sie sehr stark von Schnecken durchsetzt ist, muss von einer sehr geringen bzw. fehlenden Degradation ausgegangen werden. Dennoch

weist auch sie einen um ca. 5 % höheren Tongehalt gegenüber dem liegenden Löss auf (Abb. 2). Auch die jüngste Humuszone wird von umgelagertem Humuszonenmaterial überdeckt, welches lössstratigraphisch bereits in das mittlere Würm zu stellen ist. Nach SEMMEL (1999a: 128) folgt im Hangenden eine mächtige, humose Schwemmlöss-

decke, in der als typischer Leithorizont die Niedereschbacher Zone aus dem älteren Mittelwürmabschnitt ausgebildet ist.

An der Untergrenze der OMHZ war an einer Stelle ein Holzkohlehorizont mit einzelnen Knochensplittern und Rötelmateriale aufgeschlossen. Holzkohlenbestimmungen von SCHOCH (schriftl. Mitt.) haben ergeben, dass es sich um Nadelhölzer handelt, unter denen sich *Pinus silvestris* sowie *Larix* oder *Picea* befanden. Letztere konnten nicht genauer unterschieden werden. Da in dem von BLUDAU (in BIBUS et al. 1996) in einer angrenzenden Delle erstellten Pollendiagramm zwar *Picea* auftritt, aber *Larix* fehlt, kann davon ausgegangen werden, dass die nicht näher bestimmbar Holzkohlen von *Picea* stammen (Abb. 3; vgl. auch SEMMEL 1995: 454). Obwohl bislang in der Holzkohlenlage keine Artefakte gefunden wurden, besteht die Möglichkeit, dass sie durch anthropogene, urgeschichtliche Eingriffe entstanden ist.

### 3 Molluskenführung

Was die Zusammensetzung der Molluskenfauna der OMHZ betrifft, so war bei der erneuten Beprobung eine weitgehende Übereinstimmung mit bereits früher (RÄHLE in BIBUS et al. 1996) an einer anderen Stelle des Steinbruchs ermittelten Befunden festzustellen. Die Fauna der OMHZ setzt sich aus zwei ökologischen Komponenten zusammen, die auf eine enge Verzahnung unterschiedlicher Lebensräume hinweisen: erstens eine anspruchslose Waldsteppengemeinschaft (*Fruticum*-Fauna, mit *Fruticicola fruticum*, *Orcula dolium*, *Vitrea crystallina* und *Arianta arbustorum*), die aufgrund der lokalen Gegebenheiten (Dellenlage) einen mehr oder weniger hohen Anteil an ausgesprochen feuchtliebenden Schneckenarten wie *Clausilia pumila* und *Perforatella bidentata* aufweist, und zweitens die sog. *Tridens*-Fauna, die zahlenmäßig überwiegt und sich aus xerophilen Steppenschnecken wie *Chondrula tridens*, *Granaria frumentum*, *Helicopsis striata* und verschiedenen anderen Offenlandarten wie *Pupilla muscorum*, *Vallonia costata*, *Vallonia pulchella* und *Vertigo pygmaea* zusammensetzt. Dazu kommen klimaindifferente, mehr oder weniger ubiquitäre Formen wie kleine Nacktschnecken (Agriolimacidae), *Cochlicopa lubrica*, *Vertigo substriata*, *Punctum pygmaeam*, *Nesovitrea hammonis* und *Trichia hispida*.

Unterschiedliche Häufigkeiten einzelner Arten lassen sich auf zeitweilige oder lokale Unterschiede im Feuchtigkeitsangebot zurückführen. Während

in der früher veröffentlichten Fauna (RÄHLE in BIBUS et al. 1996: 26), die von einer zentralen Stelle der angrenzenden Delle 1 stammt, sowie in einer Molluskengesellschaft aus der in Kapitel 2 erwähnten Holzkohlen führenden Schicht an der Basis der OMHZ (Tab. 1, Proben 17 u. X) die Vertreter der *Tridens*-Fauna zahlenmäßig überwiegen, sind in Probe 18 die Dominanzverhältnisse deutlich zu Gunsten einer *Fruticum*-Fauna verschoben, in welcher feuchtliebende Arten (insbesondere *Clausilia pumila* und *Perforatella bidentata*) recht hohe Anteile erreichen.

Charakteristisch für *Fruticum*- und *Tridens*-Faunen ist das Fehlen von ausgesprochen warmzeitlichen oder kaltzeitlichen Elementen. Insgesamt lassen die Schnecken auf ein mäßig kühles, sommerwarmes Kontinentalklima schließen (LOŽEK 1964).

Weit weniger klar und eindeutig erwiesen sich die Verhältnisse im Liegenden der OMHZ. In nahezu allen Horizonten waren Reste von warmzeitlichen Arten festzustellen, nicht nur in der MMHZ und UMHZ, sondern auch in den Sedimenten dazwischen und selbst in den als Löss angesehenen Ablagerungen. Es ist also an verschiedenen Stellen des Profils mit einem nicht unerheblichen Anteil von umgelagertem Schalenmaterial zu rechnen. Dieser Befund ist angesichts der Hanglage der Fundstelle, der komplizierten Genese des gesamten Humuszonenkomplexes und der an vielen Stellen auch sedimentologisch direkt nachweisbaren Sedimentverlagerungen (siehe Profilbeschreibung) nicht überraschend und muss bei der Faunenanalyse berücksichtigt werden.

Der fB<sub>T</sub>-Horizont und die darüberliegende Fließerde aus B<sub>T</sub>-Material (Tab. 1, Probe 1) haben eine Fauna mit einigen wenigen Arten geliefert, welche für Interglaziale charakteristisch sind (*Carychium tridentatum*, *Discus rotundatus*, *Limax* spec.). Sie kann als Fragment einer späteemzeitlichen Fauna angesehen werden. Fast zwei Drittel der Individuen entfallen auf die Offenlandarten (*Truncatellina cylindrica*, *Pupilla muscorum*). Zu diesen zählt auch *Ceciloides acicula*, eine weitere warmzeitlichen Schnecke, auf deren Vorkommen weiter unten eingegangen wird. Insgesamt lassen die Funde auf eine weitgehend offene Landschaft mit spärlicher höherer Vegetation schließen.

Bezeichnend für die Horizonte aus feinsandigem Schluff, Solifluktionsschutt und Löss zwischen dem fB<sub>T</sub>-Horizont und der UMHZ (Tab. 1, Pro-

ben 2 - 5) ist das relativ zahlreiche Auftreten hochglazialer Indexarten wie *Columella columella*, *Vertigo parcedentata*, *Vallonia tenuilabris* und *Pupilla loessica*. Dieser Befund scheint zunächst für eine extreme Absenkung der Temperaturen im Anschluss an die letzte Warmzeit zu sprechen und steht voll im Einklang mit den in diesem Profilabschnitt nachgewiesenen periglazialen Erscheinungen wie Solifluktion und Lössbildung. Daneben finden sich überraschenderweise aber auch Reste einer ganzen Anzahl von warmzeitlichen Spezies wie *Carychium tridentatum*, *Sphyradium doliolum*, *Ena montana*, *Macrogastra* spec., *Ruthenica filograna*, *Discus rotundatus*, *Aegopinella* spec., *Limax* spec., *Helicodonta obvoluta*, *Isognomostoma isognomostomos* und *Cepaea* spec.. Dazu kommen Arten wie *Vertigo pygmaea*, *Vallonia enniensis*, *Fruticicola fruticum* und *Euomphalia strigella*, die vorwiegend warmzeitlich sind und nur in milderen Abschnitten von Kaltzeiten auftreten.

Die ökologischen Ansprüche der vorkommenden Arten sind so unterschiedlich, dass die Annahme, es könne sich hier um autochthone Molluskenbestände handeln, auszuschließen ist. Vielmehr lässt sich die Molluskenfauna aus diesem Profilabschnitt als Mischfauna mit autochthonen und allochthonen Elementen beschreiben, welche nicht ohne weiteres voneinander zu trennen sind.

Verantwortlich für eine solche Durchmischung dürfte eine kräftige Erosions- und Umlagerungsphase sein, die nach der Bildung der Parabraunerde einsetzte (SEMMEI 1999a), und die nicht nur den A1- und einen Großteil des B1-Horizontes entfernt, sondern möglicherweise sogar die älteren Liegendschichten erfasst hat, so dass es zu einer Verlagerung von unterschiedlich altem Material in das Zentrum der Delle gekommen ist. Wie die Molluskenfunde zeigen, müssen solche Umlagerungsprozesse auch noch zur Zeit der Lössbildung andauert haben (Tab. 1, Probe 5).

Als sekundär eingemischt können aus sedimentologischen Gründen sehr wahrscheinlich alle warmzeitlichen Arten angesehen werden, die in diesem Profilabschnitt vorkommen. Ob es sich dabei lediglich um umgelagerte Eem-Mollusken handelt, oder ob sie möglicherweise aus noch älteren Ablagerungen stammen, ist schwer zu sagen. Bei kritischer Würdigung der gesamten Fundlage ist dagegen die Annahme einer sekundären Einmischung auch der kaltzeitlichen Faunenelemente eher unwahrscheinlich. Unseres Erachtens kann

man davon ausgehen, dass diese Faunenkomponente den Einzug eines verhältnismäßig feuchten, subarktischen Klimas am Beginn der Würmeiszeit widerspiegelt.

Bei den kaltzeitlichen Indexarten sind die Funde von *Vallonia tenuilabris* besonders bemerkenswert. Es handelt sich um eine zentralasiatisch-sibirische Art, welche am Oberrhein und weiter westlich bis vor wenigen Jahren noch als Leitart für präemzeitliche Glaziale angesehen wurde (u.a. MÜNZING 1985, ROUSSEAU 1986). Inzwischen liegen aber auch aus diesem Gebiet Nachweise aus würmzeitlichen Fundzusammenhängen vor (MÜNZING & LÖSCHER 1985). Auch im Würmlöss von Koblenz-Metternich konnte *Vallonia tenuilabris* nachgewiesen werden (RÄHLE unveröff.). Ein Vorkommen dieser Art im Rhein-Main-Gebiet und benachbarten Regionen in der Würmeiszeit dürfte also als gesichert gelten.

In der UMHZ wurden keinerlei kaltzeitliche Faunenelemente festgestellt. Im unteren, stark degradierten Abschnitt (UMHZa, Abb. 1) waren nur ganz wenige Mollusken zu finden, die keine klimaökologischen Aussagen zulassen (Tab. 1, Probe 6). Reichlicher vertreten waren die Mollusken im oberen, nicht verbrauchten Abschnitt der UMHZb (Tab. 1, Probe 7). Bemerkenswert ist die große Zahl der dort nachgewiesenen Arten. Neben Offenlandbewohnern (*Helicopsis striata*, *Cecilioides acicula*, Pupillen und Vallonien) und einigen anspruchslosen Ubiquisten (*Agriolimacidae*, *Succinella oblonga*, *Trichia hispida*) führt dieser Horizont zahlreiche Reste von ausgesprochenen Waldarten (*Sphyradium doliolum*, *Cochlodina laminata*, *Macrogastra ventricosa*?, *Macrogastra plicatula*, *Ruthenica filograna*, *Aegopinella* spec., *Monachoides incarnatus*, *Helicodonta obvoluta*). Dazu kommen einige wärmeliebende, mesophile Arten wie *Discus rotundatus*, *Helicogona lapicida* und *Cepaea* spec., die eine deutliche Präferenz für Waldbiotope zeigen. Ungefähr ein Drittel der Arten und ca. 20 % der Individuen entfällt auf diese biostratigraphisch bedeutsame Gruppe. Auch *Euomphalia strigella* und *Fruticicola fruticum*, typische Arten der Waldsteppe, sind nachzuweisen. Die Arten der offenen Landschaft sind dagegen deutlich schwächer vertreten als in den anderen Horizonten des Profils.

Auch in der darüberliegenden, feinsandig-schluffigen Zone aus umgelagertem Humuszonenmaterial und in dem schmutzig-grauen, schwach humosen Löss über dieser Umlagerungszone (Tab. 1, Proben 8 und 9) wurden vereinzelt Schalenres-



Proben-Nr. (Samples):	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	X	19
<b>4. Offenlandarten (Open-country species)</b>																					
! <i>Cecilioides acicula</i>	-	<b>7,9</b>	-	-	<b>5,8</b>	<b>5,7</b>	-	<b>10,7</b>	<b>12,1</b>	-	-	-	-	-	-	<b>0,5</b>	<b>0,3</b>	-	-	-	-
(!) <i>Truncatellina cylindrica</i>	-	<b>4,0</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(!) <i>Vallonia enniensis</i>	-	-	-	-	-	<b>0,4</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(!) <i>Vallonia excentrica</i>	-	-	-	<b>0,3</b>	-	-	-	-	<b>3,0</b>	-	-	<b>0,5</b>	-	-	<b>2,0</b>	-	-	<b>0,3</b>	-	-	<b>2,5</b>
(!) <i>Vallonia pulchella</i>	-	-	-	-	<b>0,7</b>	<b>1,9</b>	-	<b>7,1</b>	<b>9,1</b>	-	<b>6,7</b>	-	-	<b>4,1</b>	<b>1,0</b>	<b>2,8</b>	<b>6,0</b>	<b>5,7</b>	-	<b>1,6</b>	<b>2,5</b>
(!) <i>Vertigo pygmaea</i>	-	-	<b>0,9</b>	-	<b>0,7</b>	-	-	-	-	-	<b>3,3</b>	<b>4,2</b>	-	<b>0,4</b>	-	-	-	<b>2,1</b>	-	<b>0,9</b>	-
(+) <i>Chondrula tridens</i>	-	-	-	-	-	-	-	<b>2,4</b>	-	<b>4,4</b>	<b>3,3</b>	<b>9,3</b>	-	<b>17,4</b>	<b>6,6</b>	<b>6,6</b>	<b>4,3</b>	<b>3,9</b>	<b>10,4</b>	<b>2,9</b>	<b>8,7</b>
(+) <i>Granaria frumentum</i>	-	-	<b>0,9</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<b>0,5</b>	-	<b>0,5</b>	-	<b>0,5</b>	<b>1,2</b>
(+) <i>Pupilla bigranata/triplicata</i>	-	-	<b>0,9</b>	-	<b>0,7</b>	-	-	<b>1,2</b>	-	-	-	<b>1,0</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(+) <i>Vallonia costata</i>	<b>17,6</b>	-	<b>9,8</b>	<b>5,1</b>	<b>5,8</b>	<b>2,3</b>	<b>20,0</b>	<b>1,2</b>	-	<b>4,4</b>	<b>26,7</b>	<b>48,8</b>	-	<b>36,5</b>	<b>41,2</b>	<b>50,5</b>	<b>52,8</b>	<b>50,2</b>	<b>26,0</b>	<b>55,4</b>	<b>22,2</b>
+ <i>Helicopsis striata</i>	<b>5,9</b>	-	<b>0,9</b>	-	-	-	<b>20,0</b>	<b>1,2</b>	<b>3,0</b>	<b>4,4</b>	<b>3,3</b>	<b>17,1</b>	<b>20,0</b>	<b>6,5</b>	<b>1,0</b>	<b>1,7</b>	<b>0,3</b>	<b>1,0</b>	-	<b>0,1</b>	<b>2,5</b>
+ <i>Pupilla muscorum</i>	<b>35,3</b>	<b>51,0</b>	<b>24,1</b>	<b>22,3</b>	<b>25,2</b>	<b>38,3</b>	<b>20,0</b>	<b>11,9</b>	<b>33,4</b>	<b>30,4</b>	<b>23,4</b>	<b>8,3</b>	-	<b>6,5</b>	<b>19,3</b>	<b>12,1</b>	<b>22,5</b>	<b>8,1</b>	<b>1,7</b>	<b>5,3</b>	<b>43,2</b>
+ <i>Pupilla sterrii</i>	-	-	-	-	-	<b>1,9</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	<b>1,0</b>	-	-	-	-	-	-
++ <i>Columella columella</i>	-	-	<b>0,9</b>	<b>1,0</b>	<b>3,6</b>	<b>3,8</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
++ <i>Pupilla loessica</i>	-	-	<b>2,7</b>	-	<b>2,9</b>	<b>2,6</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
++ <i>Vallonia tenuilabris</i>	-	-	<b>2,7</b>	<b>1,4</b>	<b>1,4</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<b>0,5</b>	-	<b>0,3</b>	-	-	-	-
++ <i>Vertigo parcedentata</i>	-	-	-	<b>0,7</b>	-	<b>1,5</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>5. Wassermollusken (Aquatic molluscs)</b>																					
(!) <i>Ancylus fluviatilis</i>	-	-	-	-	-	<b>0,4</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(!) <i>Bithynia tentaculata</i>	-	-	-	<b>0,3</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(!) <i>Bythiospeum spec.</i>	-	-	-	-	-	-	-	<b>1,2</b>	-	-	-	-	<b>0,5</b>	<b>20,0</b>	<b>0,4</b>	-	-	-	<b>0,3</b>	-	-
Lymnaeidae (indet.)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<b>0,5</b>	-	-	-	-	-	-
(+) <i>Radix peregra</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<b>0,5</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(+) <i>Valvata spec.</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<b>0,4</b>	-	-	-	<b>0,3</b>	-	-	-
<b>Unbestimmte Landschnecken (not clearly identified landsnails)</b>																					
Clausiliidae (indet.)	-	<b>2,0</b>	<b>5,3</b>	<b>4,1</b>	<b>1,5</b>	<b>1,5</b>	<b>20,0</b>	<b>3,5</b>	<b>3,0</b>	<b>4,4</b>	-	<b>2,1</b>	-	<b>0,4</b>	-	-	-	-	-	-	-
<i>Trichia spec.</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	<b>6,1</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Vallonia spec.</i>	-	-	-	-	<b>2,2</b>	<b>0,4</b>	<b>20,0</b>	<b>1,2</b>	<b>6,1</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Artenzahl (Number of species):	<b>7</b>	<b>10</b>	<b>22</b>	<b>27</b>	<b>29</b>	<b>25</b>	<b>4</b>	<b>31</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>12</b>	<b>14</b>	<b>5</b>	<b>20</b>	<b>26</b>	<b>20</b>	<b>18</b>	<b>21</b>	<b>14</b>	<b>19</b>	<b>14</b>
Individuen (Individuals) (= 100 %):	<b>17</b>	<b>51</b>	<b>112</b>	<b>296</b>	<b>139</b>	<b>264</b>	<b>5</b>	<b>84</b>	<b>33</b>	<b>23</b>	<b>30</b>	<b>193</b>	<b>5</b>	<b>247</b>	<b>197</b>	<b>182</b>	<b>369</b>	<b>384</b>	<b>58</b>	<b>184</b>	<b>81</b>

Tabelle 1: Molluskenfaunen aus dem Altwürmabschnitt von Mainz-Weisenau. Die Entnahmestellen der Proben 0 - 19 (Delle 2) sind der Abb. 1 zu entnehmen; X = Fauna aus der OMHZ in Delle 1 (n. BIBUS et al. 1996: 26), stammt nicht aus dem in Abb. 1 wiedergegebenen Profil. Angegeben sind die Dominanzwerte (= Anteile der Arten an der Gesamtindividuenzahl einer Probe) in %. Biostratigraphische Charakteristik in Anlehnung an LOŽEK (1964): ! - warmzeitliche Arten, (!) - vorwiegend warmzeitliche Arten (auch in milderen Abschnitten der Kaltzeiten), (+) - klimatisch indifferente Arten, + - klimatisch indifferente Arten (in Kaltzeiten besonders häufig), ++ - hochkaltzeitliche Indexarten. Biostratigraphisch besonders bedeutsame Arten sind durch Fettdruck hervorgehoben.

Table 1: Mollusc faunas of the Lower Würmian section in Mainz-Weisenau. The origin of the samples 0 to 19 (depression 2) can be seen in fig. 1; X = fauna from the Upper humid zone of depression 1 (according to BIBUS et al. 1996: 26). The frequency of species per sample is expressed by dominance rates in %. ! - species characteristic of warm phases, (!) - mainly in warm phases, but also in warmer periods of glacials, (+) - climatically indifferent species, + - climatically indifferent species, but particularly common in glacials, ++ - index species of glacials. Biostratigraphically important species are set in bold.

te thermisch anspruchsvoller Arten festgestellt. Dass es sich dabei um umgelagerte Schalen handelt, die aus der UMHZ stammen, ist sehr wahrscheinlich.

Alle Funde zusammengefasst - sowohl aus der UMHZ selbst als auch aus dem umgelagerten Humuszonenmaterial darüber - bezeugen das zeitweise Vorhandensein von Gehölzbeständen während der Bildung der UMHZ und ein gemäßigt warmes Klima, wenigstens in der zweiten Hälfte dieses Zeitabschnittes. Dabei ist festzuhalten, dass alle in diesem Bereich nachgewiesenen Waldarten auch in Nadelwaldbeständen leben können, und nicht auf Laubgehölze angewiesen sind. Die malakologischen Befunde stehen damit voll im Einklang mit den Ergebnissen der von BLUDAU durchgeführten Pollenanalyse („Kiefern-Fichten-Tannenzeit“, BLUDAU in BIBUS et al. 1996; vgl. Abb. 3).

Der Löss zwischen UMHZ und MMHZ ist nur in seinem obersten Teil, einem 15 cm mächtigen Band aus hellem Löss, welches unter der MMHZ liegt (Tab. 1, Probe 10), frei von Beimengungen warmzeitlicher Molluskenarten. Es kommen aber auch keine ausgesprochen kaltzeitlichen Faunenelemente vor. Es gibt also keine Hinweise auf eine gravierende Absenkung der Temperaturen zur Zeit dieser Lössbildung. Das Artenspektrum setzt sich hier lediglich aus Angehörigen der *Fruticum*-Fauna und ihrer Steppenanalogue, der *Tridens*-Fauna, zusammen, was auf eine mäßig kühle Steppe und lokal auch Waldsteppe schließen lässt.

Die MMHZ ist mehrgliedrig. Im Gegensatz zu ihrem unteren und oberen Abschnitt (MMHZa bzw. MMHZb) waren in dem B<sub>v</sub>-Horizont dazwischen, wohl infolge stärkerer Entkalkung, nur ganz wenige Fossilien zu finden. Sie lassen keine Schlussfolgerungen klimaökologischer Art zu und werden deshalb bei der Faunenanalyse nicht weiter berücksichtigt (Tab. 1, Probe 12). In der MMHZa (Tab. 1, Probe 11) und der MMHZb (Tab. 1, Probe 13) treten in Faunen, die ganz geprägt sind von Elementen der *Tridens*- und *Fruticum*-Fauna, spärliche Reste von warmzeitlichen Waldarten auf (*Cochlodina laminata*, *Monachoides incarnatus* bzw. *Cepaea* spec.).

Auf die MMHZ folgen, wie im Hangenden der UMHZ, umgelagertes Humuszonenmaterial und Löss, der in seinem unteren Teil ebenfalls verlagertes Humuszonenmaterial enthält. In beiden

Schichten treten Reste von weiteren warmzeitlichen Arten auf wie *Macrogastra ventricosa* (?), *Macrogastra plicatula*, *Ruthenica filigrana*, *Aegopinella* spec., *Helicodonta obvoluta* und *Helicigona lapicida*. Die Mehrzahl derartiger Fossilien hat eine undifferenziert entnommene Mischprobe geliefert (Tab. 1, Probe 14). Es handelt sich dabei ausnahmslos um Formen, die auch im Bereich der UMHZ gefunden wurden. Etliche davon sind ausgesprochene Waldarten. Dass diese biostratigraphisch bedeutsamen Arten in dem verlagerten Humuszonenmaterial reichlicher vertreten sind als in der Humuszonenzone selbst, könnte mit der Größe des Einzugsbereiches zusammenhängen, der von den Verlagerungsprozessen erfasst wurde.

Ob und in welchem Ausmaß von den Erosions- und Verlagerungsvorgängen auch Sedimente im Liegenden der MMHZ erfasst wurden, lässt sich schwer sagen. Da nach den Ausführungen von SEMMEL (1999a) die MMHZ an manchen Stellen die UMHZ schneidet, muss mit der Möglichkeit und damit auch mit der Einmischung älteren Fossilmaterials gerechnet werden. Vorerst wird jedoch davon ausgegangen, dass - analog zu den Verhältnissen über der UMHZ - der weitaus überwiegende Teil der hier nachweisbaren warmzeitlichen Elemente aus Material der MMHZ stammt. Im Gegensatz zur UMHZ treten die im Bereich der MMHZ gefundenen, klimatisch besonders anspruchsvollen Elemente zahlenmäßig ganz in den Hintergrund (5 - 20 % der Arten, 1 - 3 % der Individuen). Die Fauna wird hier in ungleich stärkerem Maße von Offenlandarten, darunter typische Steppenarten wie *Chondrula tridens* und *Helicopsis striata*, dominiert.

Folgt man der vorgenommenen Interpretation des vorliegenden Fossilberichts, dann ergibt sich, dass die MMHZ ein Interstadial repräsentiert, dessen Intensität etwas geringer war als diejenige des vorhergehenden. Eine solche Deutung passt gut zu den palynologischen Befunden („Kiefern-Fichten(Tannen)-Zeit“ bzw. „Kiefern-Zeit“ bei BLUDAU in BIBUS et al. 1996; vgl. Abb. 3).

Von besonderem Interesse ist eine in allen Abschnitten der MMHZ vorkommende, nicht näher zu identifizierende Art der Gattung *Bythiospeum*. Sie tritt auch in der UMHZ (Tab. 1, Probe 7) und in der OMHZ auf (Tab. 1, Probe 17). Den Lebensraum von *Bythiospeum* bilden das Grundwasser und andere unterirdische Spaltengewässer. Es müssen also in nicht allzu großer Entfernung

Quellen vorhanden gewesen sein, in denen die Schalen ausgeworfen worden sind. Es ist möglich, dass solche Quellaustritte für ein erhöhtes Feuchtigkeitsangebot gesorgt haben, was die Ausbildung höherer Vegetation günstig beeinflusst hat.

Im Löss zwischen MMHZ und OMHZ wurde zwei Mal *Vallonia tenuilabris* nachgewiesen. Der eine der vorliegenden Funde stammt aus dem Standardprofil (Tab. 1, Probe 16), der andere aus einer undifferenziert entnommenen Probe, die offensichtlich auch verlagertes Humuszonenmaterial enthielt (Tab. 1, Probe 14). *Vallonia tenuilabris* bewohnt heute in Zentralasien und Sibirien verschiedene Lebensräume wie karge Steppen und Gebirgssteppen, den Taigagürtel und die Tundren-Region (GERBER 1996). In Europa tritt sie ausschließlich in pleistozänen Kaltzeiten auf. Hält man die Vorkommen von *Vallonia tenuilabris* im Löss zwischen MMHZ und OMHZ für autochthon, dann wäre das als Hinweis auf eine bedeutende Absenkung der Durchschnittstemperaturen und für den Einzug eines extrem kontinentalen Klimas nach der Bildung der MMHZ zu werten.

Im Bereich der Mosbacher Humuszonen tritt in Mainz-Weisenau in zahlreichen Horizonten die Blindschnecke *Ceciloides acicula* auf (fB<sub>T</sub>-Horizont, Löss im Liegenden der UMHZ, UMHZ samt umgelagertem Humuszonenmaterial darüber, Löss unter der OMHZ). In Hangendschichten der OMHZ und in der OMHZ selbst ist die Schnecke dagegen nicht mehr nachzuweisen. Es handelt sich um eine wärmeliebende, süd- und mitteleuropäische Art. Sie lebt subterrän in lockeren Böden an trockenen, vorwiegend offenen Standorten. Dabei dringt sie entlang von Regenwurmröhren und Pflanzenwurzeln bis in eine Tiefe von ca. zwei Metern vor (EVANS 1972: 80). Leere Schalen werden oft durch wühlende Kleinsäuger an die Oberfläche befördert. Vorkommen von *Ceciloides acicula* in jungpleistozänen Schichten werden in der Regel als holozäne Einmischungen betrachtet (LOŽEK 1964, MANIA 1973: 79). Im Falle von Mainz-Weisenau, wo die Fundhorizonte unter mehr als 5 Meter mächtigen Deckschichten aus Würmlöss liegen, ist eine solche Deutung auszuschließen. Die Funde lassen sich hier eindeutig dem fB<sub>T</sub>-Horizont, der UMHZ und auch noch der MMHZ zuordnen. Sie sind also biostratigraphisch durchaus verwertbar und ein weiteres Indiz für die thermisch günstigen Verhältnisse in diesen beiden Interstadialen.

#### 4 Zusammenfassende Diskussion

In der Abfolge von Mainz-Weisenau lässt der Fossilbericht, trotz Störungen durch Umlagerungsvorgänge nach dem letzten Interglazial, drei Wärmeschwankungen erkennen, die mit den Humuszonen korrelierbar sind und in ihrer Intensität von unten nach oben abnehmen. Zwar dominieren fast überall die Offenlandarten, doch liegen aus dem Bereich der UMHZ und MMHZ Faunen vor, die für gemäßigte Klimaverhältnisse und für die lokale Existenz von Wäldern sprechen, wenigstens zu Zeiten des Optimums der betreffenden Interstadiale. Das gilt insbesondere für die UMHZ, wo Waldarten besonders zahlreich anzutreffen waren. Für die OMHZ ist dagegen nur noch Steppe und wohl lokal, an mikroklimatisch besonders begünstigten Stellen, auch Waldsteppe mit mäßig kühlem, kontinentalem Klima belegt.

Auf Grund der Lage der Fundstelle in einer Delle muss mit ganz besonderen ökologischen Bedingungen gerechnet werden. Die windgeschützte Lage und ein erhöhtes Feuchtigkeitsangebot, welches sich auch in den Molluskenfaunen widerspiegelt, dürfte nicht ohne Auswirkungen auf die Vegetation geblieben sein, so dass ein unmittelbarer Vergleich mit Ergebnissen entsprechender Untersuchungen an anderer Stelle nur bedingt möglich ist. Letzteres gilt insbesondere für den Vergleich mit den Ausführungen bei REMY (1968, 1969), der die Molluskenführung der Mosbacher Humuszonen im Gebiet des Rheingaus und Rheinhessens genauer untersucht hat.

In Mainz-Weisenau treten in der UMHZ und MMHZ keine waldbundenen Schneckenarten auf, die nur unter Laubwald vorkommen. Die nachgewiesenen Arten können alle auch in Nadelgehölzen existieren. Dieser Befund deckt sich mit den Ergebnissen der palynologischen Untersuchungen (BLUDAU in BIBUS et al. 1996), nach denen es sich bei den Gehölzen überwiegend um Nadelbäume (*Pinus*, *Picea*, *Abies*) gehandelt hat (vgl. Abb. 3). Wie bei den Mollusken nehmen auch in der Vegetation die klimatischen Ansprüche in den Humuszonen von der unteren nach der oberen ab.

REMY hat im Dyckerhoff - Steinbruch bei Wiesbaden sowie in Wallertheim (Ziegeleigrube Schick im Wiesbachtal) alle drei Mosbacher Humuszonen beprobt und konnte lediglich wärmere oder kühlere Steppenfaunen vom Typ der *Tridens*- oder

*Striata*-Fauna i. S. v. LOŽEK (1964) nachweisen (REMY 1968: 129 und 131, Tab. 3, A-C, Tab. 4, D-F; REMY 1969: 106 - 107 und 109, Tab. 3 und Tab. 4, I-III). Warmzeitliche Arten, wie sie jetzt aus der UMHZ und MMHZ von Mainz-Weisenau vorliegen, hat Remy nicht gefunden. Auch hat REMY an keiner der von ihm im Rheingau und Rheinhessen untersuchten, altwürmzeitlichen Fundstellen Faunen mit hochglazialen Leitarten nachweisen können. Er erwähnt indessen altwürmzeitliche Molluskengesellschaften mit *Columella columella* aus dem mittelhessischen Gebiet (REMY 1968: 140; 1969:111).

Die Abfolge der Molluskenfaunen aus dem unteren Teil des Profils Mainz-Weisenau weist bemerkenswerterweise viele Gemeinsamkeiten mit Faunen auf, welche von MANIA (1978, 1997) aus den Deckschichten der eemzeitlichen Travertine von Burgtonna in Thüringen und aus dem Lössprofil von Wallertheim in Rheinhessen beschrieben worden sind. Auch dort ist in weitgehend von Offenlandarten beherrschten Waldsteppengesellschaften ein zweimaliges Auftauchen von Arten belegt, die sonst nur aus Interglazialen bekannt sind und auf lokale Bewaldung und ein gemäßigtes Klima hinweisen. Auffällig ist dabei, dass es sich annähernd um die selben, verhältnismäßig genügsamen Arten handelt, die in Mainz-Weisenau in der UMHZ und MMHZ auftauchen (*Discus rotundatus*, *Cochlodina laminata*, *Ruthenica filigrana*, *Monacoides incarnatus*, *Helicodonta obvoluta*, *Helicigona lapicida* und *Cepaea* spec.). Da an beiden Fundstellen in den Zwischenschichten keinerlei Anzeichen für kaltzeitliche Klimaverhältnisse festgestellt werden konnten, kommt für MANIA (1997) eine Einstufung der von ihm bearbeiteten Faunen in altwürmzeitliche Interstadiale nicht in Frage. Sie werden vielmehr als Faunen aus wärmeren Schwankungen in einer kontinental geprägten Spätphase des letzten Interglazials interpretiert. Hinweise auf instabiles Klima in der zweiten Hälfte des Eem und periodisch wiederkehrende Kälteeinbrüche sind in letzter Zeit von verschiedener Seite erbracht worden (DANSGAARD et al. 1993; FIELD et al. 1994; CORTIJO et al. 1994).

Auf größere Schwierigkeiten stößt man in Mainz-Weisenau, wenn es um die biostratigraphische Interpretation der Faunen aus dem Liegenden der Humuszonen geht. Pollenanalytische Untersuchungen, die zum Vergleich herangezogen werden könnten, liegen z. Zt. nicht vor. Während im Löss, unmittelbar unter der MMHZ, eine Fauna vorge-

fundet wurde, die ihrer Zusammensetzung nach sehr an diejenige aus der OMHZ erinnert und relativ kühles aber nicht kaltes, sommerwarmes Kontinentalklima bezeugt, treten vor allem im Liegenden der UMHZ, aber auch der OMHZ, hochkaltzeitliche Arten auf. Solche Anzeiger einer extremen Absenkung der Durchschnittstemperaturen kommen in Mainz-Weisenau in Mischfaunen vor, und es besteht, wie bereits oben dargelegt, keine letzte Sicherheit über deren autochthone Vorkommen. Durch die Anwesenheit kaltzeitlicher Leitarten unterscheidet sich die Faunenabfolge in Mainz-Weisenau deutlich von denjenigen, die von MANIA in Burgtonna oder Wallertheim angetroffen wurden. Ob und inwieweit die Befunde in Wallertheim für einen Vergleich mit den Verhältnissen in Mainz-Weisenau in Frage kommen, ist wegen der Lückenhaftigkeit des Wallertheimer Profils allerdings sehr problematisch (vgl. SEMMEL 1999a: 123).

Bei Annahme eines autochthonen Vorkommens der kaltzeitlichen Molluskenarten ließe sich der vorliegende Fossilbericht indessen mit den allgemein akzeptierten Vorstellungen über die Klimaentwicklung am Beginn des Würmglazials, wie sie sich in den Tiefsee- und Eisisotopenkurven abzeichnet, recht gut vereinbaren. Unabhängig von der Molluskenführung belegen die periglazialen Solifluktionsphasen zwischen dem letztinterglazialen Boden und der UMHZ ein frühestwürmzeitliches Alter. Es kann deshalb gefolgert werden, dass es sich bei den aus der UMHZ und MMHZ vorliegenden anspruchsvollen Faunen, die für gemäßigte Klimaverhältnisse und einen gewissen Grad an Wiederbewaldung sprechen, tatsächlich um altwürminterstadiale und nicht um spät-eemzeitliche Faunen und Böden handelt.

Zudem kann die UMHZ mit dem eemzeitlichen B<sub>T</sub>-Horizont in keine genetische Beziehung gebracht werden, da der A<sub>1</sub>-Horizont der Parabraunerde durch eine zwischengeschaltete Erosionsphase abgetragen wurde und mehrgliedrige Sedimente (Löss, Solifluktionsdecken) zwischen den beiden Bodenhorizonten auftreten. Eine Parallelisierung der UMHZ und der MMHZ mit den norddeutschen bewaldeten Interstadialen Amersfoort/Brörup und Odderade halten wir weiterhin für wahrscheinlich (vgl. BIBUS et al. 1996), zumal die Molluskenuntersuchungen in Übereinstimmung zu den Pollenanalysen stehen. Der Abschnitt vom 1.fB<sub>T</sub> bis zur MMHZ kann somit in das Tiefseeisotopenstadium 5 gestellt werden. Möglicherwei-

se spiegelt dabei die Zweigliederung der UMHZ die Zweigipfligkeit des Isotopenstadiums 5c wider. Für die Zeit zwischen der Bildung der MMHZ und der OMHZ gibt es bei den Mollusken Hinweise auf eine Phase mit extrem kaltem Klima, welche den Beginn des Mittelwürms (marines Isotopenstadium 4) markieren könnte. Die OMHZ, welche nach den vorliegenden Molluskenfunden ein thermisch deutlich weniger günstiges Interstadial repräsentiert als die MMHZ und UMHZ, wäre dann mit dem frühen mittelwürmzeitlichen Interstadial des Oerel (ältester Abschnitt des marinen Isotopenstadiums 3) zu korrelieren.

Absolute Datierungen, die im Löss zwischen MMHZ und OMHZ durchgeführt wurden (FRECHEN & PREUSSER 1996) und Alter zwischen  $72,4 \pm 12,3$  ka (IRSL/ADD) und  $77,6 \pm 18,9$  ka (TL/ADD) ergeben haben (vgl. auch ZÖLLER, zit. bei SEMMEL 1996a: 13), stehen zumindest nicht im Widerspruch zu einer solchen Zuordnung. Andererseits ist es nicht auszuschließen, dass die OMHZ noch in den Abschnitt 5a gehört, der nach der  $^{18}\text{O}$ -Kurve im grönländischen Eis in sich noch weiter untergliedert ist (GRIP 1993, DANSGAARD et al. 1993). So würde sich eine Korrelation mit dem zweigipfligen Interstadial Nr. 19 und 20 anbieten. Gegen eine Parallelisierung des Oerel-Interstadials mit der OMHZ spricht nach SEMMEL (1999a) die Tatsache, dass das Oerel-Interstadial in Norddeutschland nicht bewaldet war, in dem Pollendiagramm der OMHZ jedoch eine Nadelwaldvegetation nachgewiesen wurde (Abb. 3). Auch in den Molluskenfaunen (Tab. 1, Proben 17, 18 und X) kommen, neben vielen Offenlandbewohnern, einige Arten vor, die auf höhere Vegetation angewiesen sind. Wahrscheinlich muss im Altwürm ein stärkerer Temperaturgradient zwischen Nord- und Süddeutschland berücksichtigt werden, wie dies von BEHRE & LADE (1986) sowie CASPERS & FREUND (1998) vertreten wird. Neuere Pollenanalysen im ehemaligen Rheingletschgebiet (MÜLLER 2000) haben zumindest gezeigt, dass eine pollenanalytische Korrelation zwischen den St. Germain-Interstadialen und den beiden ältesten süddeutschen Altwürminterstadialen und diese wiederum mit den norddeutschen älteren Weichselinterstadialen möglich ist.

Im Gegensatz zu früheren Ansichten halten wir deshalb neuerdings eine Parallelisierung von St. Germain I und St. Germain II mit Brörup und Odderade für wahrscheinlich. Es wäre auch sicherlich nicht erklärlich, dass in den jeweils kom-

plettesten Profilen der verschiedenen Regionen über dem Eem jeweils verschiedenen alte Interstadiale überliefert sind.

Abschließend sei noch darauf hingewiesen, dass von ANTOINE (1998) und ANTOINE et al. (1998) in Nordwestfrankreich im Altwürm vor der Bildung der Steppenböden ein grauer Waldboden nachgewiesen wurde, der zwischen 67 ka und 107 ka entstanden sein soll. Da ein solcher Boden bislang in Mitteleuropa unter den drei Humuszonen noch nicht nachgewiesen wurde, muss offen bleiben, ob dieser graue Waldboden ein Äquivalent der UMHZ (möglicherweise auch der MMHZ und der OMHZ) ist, oder ob es sich um eine eigenständige, ältere Bildung handelt.

### Danksagung

Wir danken Herrn Prof. Dr. Dr. h.c. A. SEMMEL für wertvolle Hinweise sowie der Deutschen Forschungsgemeinschaft für eine finanzielle Unterstützung der Arbeiten im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 275 „Klimagekoppelte Prozesse in meso- und känozoischen Geoökosystemen“ in Tübingen.

### Schriftenverzeichnis

- ANTOINE, P. [Ed.] (1998): Le Quaternaire de la vallée de la Somme et du littoral picard. - Exc. Assoc. Franç. pour l'Étude du Quaternaire, 21-23 mai 1998, 162 S., 72 Abb.
- ANTOINE, P., LAUTRIDOU, J., SOMMÉ, J. et al. (1998): Les formations quaternaires de la France du Nord - Ouest: Limités et corrélations. - Quaternaire, 9: 227-241, 3 Abb., 2 Tab., 1 Kte.; Paris.
- BEHRE, K.-E. & LADE, U. (1986): Eine Folge von Eem und vier Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 36: 11-36, 12 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., BROSS, C. & RÄHLE, W. (1996): Der Altwürm- und Ribabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen. - Frankfurter geowiss. Arb., Serie D, 20: 21-52, 5 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- CASPERS, G. & FREUND, H. (1998): Die Vegetations- und Klimaentwicklung des Weichsel-Früh- und Hochglazials im nördlichen Mitteleuropa. - Schriftenr. dt. geol. Ges., 4: 201-249, 31 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- CORTIJO, E., DUPLESSY, J. C., LABEYRIE, L. et al. (1994): Eemian cooling in the Norwegian Sea and North Atlantic ocean preceding continental ice-sheet growth. - Nature, 372: 446-449, 2 Abb.; London.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B. et al. (1993): Evidence for general instability of past cli-

- mate from a 250-kyr ice-core record. - *Nature*, **364**: 218-220, 2 Abb.; London.
- EVANS, J. G. (1972): Land Snails in Archaeology. - 436 S., 145 Abb., 17 Tab.; London, New York.
- FIELD, M.H., HUNTLEY, B. & MÜLLER, H. (1994): Eemian climate fluctuations observed in a European pollen record. - *Nature*, **371**: 779-783, 3 Abb.; London.
- FINK, J. (1954): Die fossilen Böden im österreichischen Löß. - *Quartär*, **6**: 85-108, 11 Abb.; Bonn.
- FRECHEN, M. & PREUSSER, F. (1996): Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des Lößprofils Mainz-Weisenau. - *Frankfurter geowiss. Arb., Serie D*, **20**: 53-66, 3 Abb., 3 Tab.; Frankfurt a. M.
- GERBER, J. (1996): Revision der Gattung *Vallonia* RISSO 1826 (Mollusca: Gastropoda: Valloniidae). - *Schriften zur Malakozoologie*, **8**: 227 S., 85 Abb., 3 Tab.; Cismar.
- GRIP (Greenland Ice-Core Project Members) (1993): Climatic instability during the last interglacial period in the GRIP ice core. - *Nature*, **364**: 203-207, 5 Abb., 1 Tab.; London.
- LOŽEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. - *Rozpravy Úst. úst. geol.*, **31**: 374 S., 91 Abb., 32 Taf.; Praha.
- MANIA, D. (1973): Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften. - *Geologie*, **21**, Beih., **78/79**: 175 S., 14 Abb., 33 Tab.; Berlin.
- MANIA, D. (1978): Die Molluskenfauna aus den Travertinen von Burgtonna in Thüringen. - *Quartärpaläontologie*, **3**: 59-85, 7 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Berlin.
- MANIA, D. (1997): Die Molluskenfauna von Wallertheim. - *Reports for the Second Wallertheim Workshop*, Tübingen, March 23-25, 1997: 46-68, 3 Abb.; Tübingen.
- MÜLLER, U. (2000): A Late Pleistocene pollen sequence from the Jammertal in SW-Germany and the influence of altitude on the Eemian vegetation in the Northern Alpine Foreland. - *Veget. Hist. Archaeobot.*, **9**: 125-131, 5 fig.; Berlin, Heidelberg.
- MÜNZING, K. (1985): Löß-Boden-Sequenzen am südlichen Oberrhein (Markgräflerland) und ihre Interpretation. - *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **27**: 113-143, 5 Abb., 1 Tab.; Freiburg i. Br.
- MÜNZING, K. & LÖSCHER, M. (1985): Jungquartäre Molluskenfaunen aus der Umgebung von Heidelberg. - *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **27**: 93-112, 3 Abb., 4 Tab.; Freiburg i. Br.
- REMY, H. (1968): Zur Stratigraphie und Klimaentwicklung des jüngeren Pleistozäns in Mittel- und Westeuropa unter besonderer Berücksichtigung des Lösses. - *Decheniana*, **121**: 121-145, 4 Abb., 5 Tab.; Bonn.
- REMY, H. (1969): Würmzeitliche Molluskenfaunen aus Lößserien des Rheingaus und des nördlichen Rheinhessens. - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 98-116, 7 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- ROHDENBURG, H. (1964): Ein Beitrag zur Deutung des „Gefleckten Horizontes“. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 66-71, 3 Abb.; Öhringen.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. - *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **5**: 1-135, 20 Abb.; Göttingen.
- ROUSSEAU, D.-D. (1986): Intérêt paléobiogéographique de *Pupilla loessica* Ložek et de *Vallonia tenuilabris* (A. Braun) pour le Pléistocène ouest-européen. - *C. R. Acad. Sc. Paris, Série II*, **303**: 257-262, 1 Abb.; Paris.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 199-206, 1 Abb.; Öhringen.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - *Frankfurter geogr. Hefte*, **45**: 1-133, 35 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A. (1995): Stop 14: Quarry of the Portlandzementwerke Heidelberg at Mainz-Weisenau. - In: SCHIRMER, W. [Ed.]: *Quaternary field trips in Central Europe*, **1**: 452-454, 2 Abb.; München.
- SEMMEL, A., [Hrsg.] (1996a): Pleistozäne und holozäne Böden aus Lößsubstraten am Nordrand der Oberrheinischen Tiefebene. Exkursionsführer zur 15. Tagung des Arbeitskreises für Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft vom 16. - 18.05.1996 in Hofheim am Taunus. - *Frankfurter geowiss. Arb., Serie D*, **20**, 1-144, 25 Abb., 20 Tab.; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A., (1996b): Stop 1, Paläoböden im Würmlöß, insbesondere im Altwürmlöß des Steinbruchs Mainz-Weisenau - Problemstellung und Übersicht über die Forschungsergebnisse. - *Frankfurter geowiss. Arb., Serie D*, **20**: 11-20, 1 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A. (1999a): Die paläopedologische Gliederung des älteren Würmlösses in Mitteleuropa - erörtert an Beispielen aus dem Rhein-Main-Gebiet. - *Z. geol. Wiss.*, **27** (1/2): 121-133, 3 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- SEMMEL, A. (1999b): Stop 3: Mainz-Weisenau, Loess section of Mainz-Weisenau. - In: WEIDENFELLER, M. & ZOELLER, L. [Eds.]: *Loess in the Middle and Upper Rhine Area, Field Guide*: 57-69, 5 Abb., 3 Tab., 3 Fotos; Mainz (Geol. Landesamt).

# Geomorphologische, palynologische und archäologische Beiträge zur holozänen Landschaftsgeschichte im Müritzgebiet (Mecklenburg-Vorpommern)

KNUT KAISER, THOMAS SCHOKNECHT, WOLFGANG JANKE, KLAUS KLOSS & BURKHARD PREHN\*

KAISER, K., SCHOKNECHT, TH., JANKE, W., KLOSS, K. & PREHN, B. (2002): Geomorphologische, palynologische und archäologische Beiträge zur holozänen Landschaftsgeschichte im Müritzgebiet (Mecklenburg-Vorpommern). - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 51: 15-32; Hannover 2002.

**Keywords:** Holocene, lake-level fluctuations, vegetation history, human impact

**Kurzfassung:** Vorgestellt werden Untersuchungen zur holozänen Landschaftsentwicklung im Gebiet der Müritz, des größten Sees der Norddeutschen Tiefebene. Geomorphologische Untersuchungen zeigen für das Holozän bis zum Mittelalter eine im Wesentlichen aufwärts gerichtete Tendenz des Seespiegels (9500 BP: 57 m NN, 5400 BP: 61 m NN, AD 1100: 61 m NN, AD 1280: 62-63 m NN, nach AD 1300: 65 m NN, AD 1788: 63,5 m NN, heute: 62 m NN). Östlich des Sees wurden unter Wald große Flächen mit jungen anthropogenen Erosionsspuren nachgewiesen. Vier Pollendiagramme geben einen Überblick zur Vegetationsentwicklung auf verschiedenen Standorten und bei unterschiedlich starkem menschlichen Einfluß. Die bislang im Gebiet nachgewiesenen 401 archäologischen Fundplätze datieren überwiegend in das Neolithikum, die Bronzezeit und die Slawenzeit. Die Auswirkungen des Menschen auf den See und sein Umland sowie die Qualität der Befunde stehen im Mittelpunkt der Diskussion.

**[Geomorphological, palynological and archaeological investigations on the Holocene landscape development in the Lake Mueritz area (Mecklenburg-Vorpommern, NE Germany)]**

**Abstract:** Investigations on the Holocene landscape development in the Lake Mueritz area, a landscape characterized by the largest lake (117 km<sup>2</sup>) in the North German Plain, are presented. A general rising tendency of the Holocene lake-level up to the Medieval time is proved by geomorphological studies (9500 BP: 57 m a.s.l., 5400 BP: 61 m a.s.l., AD 1100: 61 m a.s.l., AD 1280: 62-63 m a.s.l., after AD 1300: 65 m a.s.l., AD 1788: 63,5 m

a.s.l., today: 62 m a.s.l.). Marked traces of medieval soil erosion in large wooded areas were found east of the lake shore. An overview of the Holocene vegetation history is given by means of 4 pollen diagrams. They reflect in each case a development depending on natural setting (soil, moisture, site sedimentation) and human impact. At present 401 archaeological sites were detected by mapping. They belong mainly to the Neolithic, the Bronze Age and the Slavonic period. The discussion is focused both on the human impact on the lake and its surrounding area and the quality of the records.

## 1 Einführung

Ein komplexer landschaftsgeschichtlicher Ansatz im Sinne einer *lokalen* Synthese von Landschafts- und Siedlungsentwicklung wurde in Norddeutschland erstmals in den 30er Jahren versucht (RUST 1937). Verschiedene Projekte unter der Federführung der Archäologie und der Palynologie zielten dann in den 70er und 80er Jahren in Niedersachsen, Schleswig-Holstein und auf Rügen in Richtung einer interdisziplinären Erforschung der *kleinräumigen* Landschaftsentwicklung (z.B. KOSSACK et al. 1984; LANGE et al. 1986; MÜLLER-WILHE et al. 1988). Schließlich verstärkten sich in der zweiten Hälfte der 80er Jahre in ganz Mitteleuropa Bestrebungen für eine interdisziplinäre Untersuchung der *großräumigen* Landschaftsgeschichte. Hier seien beispielsweise die mit siedlungsgeschichtlichem Ansatz initiierten Projekte am Bodensee (SCHLICHTERLE 1990), in Süd-Schweden (BERGLUND 1991), in West-Polen (NEWIAROWSKI et al. 1995) und an der unteren Oder (GRINGMUTH-DALMER 1997) genannt. Vor dem Hintergrund aktueller Fragen zur Klimaentwicklung im Quartär wurden in den 90er Jahren verschiedene Großprojekte aufgelegt (FRENZEL 1996, ANDRES 1998), wobei jeweils auch interdisziplinäre landschaftsgeschichtliche Teilvorhaben realisiert wurden. Beispielsweise konnte im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogrammes „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15.000 Jahre“ ein regionales Projekt zur spätglazialen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Vorpommern durchgeführt werden (BILLWITZ et al. 2000).

\*)Anschrift der Verfasser: Dr. Knut KAISER, Prof. Dr. Wolfgang JANKE, Universität Greifswald, Geographisches Institut, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16, D-17487 Greifswald; Dr. Thomas SCHOKNECHT, Steinweg 19a, D-14532 Kleinmachnow; Dipl.-Prähist. Burkhard PREHN, Mühlenstraße 9b, D-17039 Wulkenzin; Dr. Klaus KLOSS, Seestraße 5a, D-14542 Kempten.

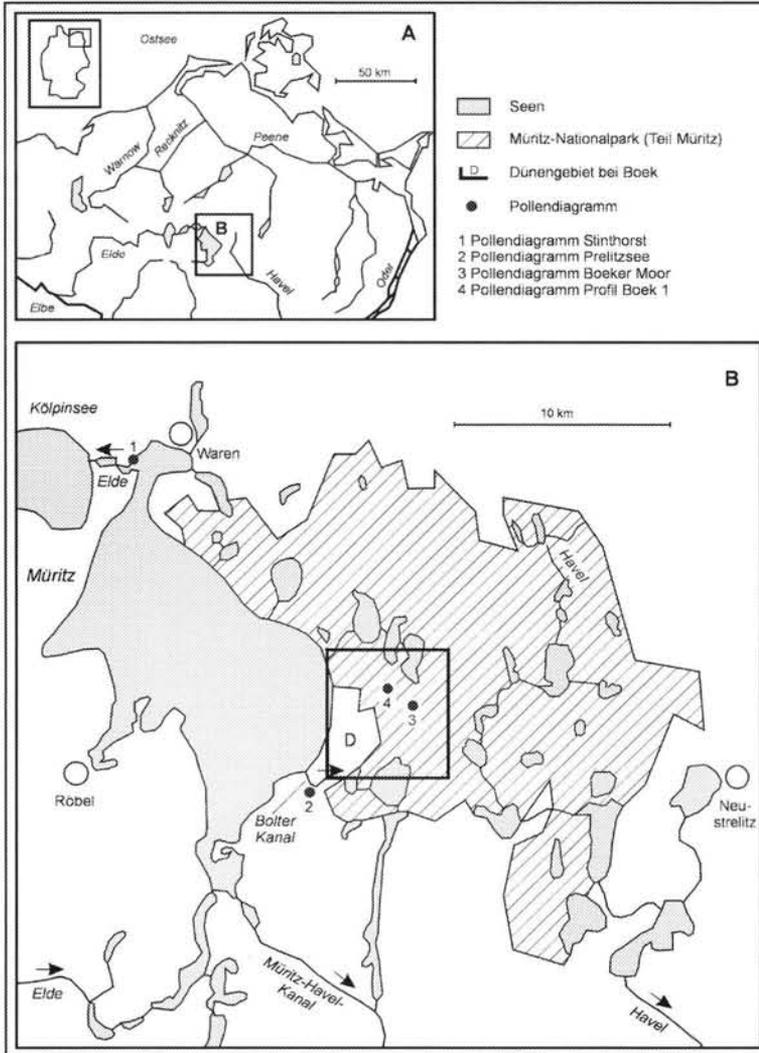


Abb. 1: Lage des Untersuchungsraumes (A) und Karte des Müritzgebietes mit Untersuchungspunkten (B).

Fig. 1: Location of the study region (A) and map of Lake Mueritz area with study sites (B).

In Mecklenburg-Vorpommern stand, bei einer bislang insgesamt unzureichenden Forschungslage, neben der Ostseeküste häufiger die Mecklenburger Seenplatte und hier vor allem das Müritzgebiet im Mittelpunkt des landschaftsgeschichtlichen Interesses (Abb. 1). Der mit ca. 117 km<sup>2</sup> größte See des norddeutschen Tieflandes ist seit dem Ende des 18. Jh. Objekt landschaftshistorischer Erörterungen (SCHUMACHER 1790). Der Beginn einer komplexen geowissenschaftlichen Untersuchung des Sees datiert in das beginnende 20. Jh. (GEINITZ 1913); den

aktuellen Wissensstand repräsentieren Arbeiten der Autoren aus den 80er und 90er Jahren.

Die hier vorgelegten Untersuchungen von der Müritz stammen nicht aus einem übergreifenden Projekt, sondern sind das Ergebnis von Einzelaktivitäten der Autoren. Die 1990 erfolgte Ausweisung des Müritz-Nationalparks und der damit entstandene Bedarf an fundierten wissenschaftlichen Informationen für Parkmanagement und Umweltpädagogik führten zu einer Belebung entsprechender Forschungsaktivitäten. Da nur ein geringer Teil des neuen Materials zur Landschaftsgeschichte bislang publiziert wurde und eine notwendige Zusammenschau der Ergebnisse aussteht, soll hier der Versuch einer regionalen Synthese unternommen werden.

## 2 Geomorphologische Untersuchungen

### Seebildung

Im Mittelpunkt vieler geowissenschaftlicher Arbeiten zur Müritz stand die Suche nach und die Interpretation von Felddaten zu holozänen Wasserspiegelschwankungen. Demgegenüber besitzen Deutungen der Seebeckenanlage und -umformung, also der hochweichselglazialen bis frühholozänen Seebildung, bislang nur spekulatives Niveau. Abgeleitet vom geologischen Bau und dem subaquatischen bzw. subaerischen Relief entwarf GEINITZ (1886, 1913) einen „Kombinationssee“, d.h. er verwies auf die Existenz z.B. von Gletscherzungenbecken-, Rinnen-, Toteis- und Evorsionsseen unter einem Wasserspiegel. Später postulierten MARTENS (1955) einen „Sammeltasee“, DEPPE & PRILL (1958) einen rinnendurchzogenen „Endmoränenstausee“ und RÜHBURG in MÜLLER (1999) einen „Toteissee“ mit rinnenartigen Strukturen. Diese sich auf allgemeine geo-

logische Bau und dem subaquatischen bzw. subaerischen Relief entwarf GEINITZ (1886, 1913) einen „Kombinationssee“, d.h. er verwies auf die Existenz z.B. von Gletscherzungenbecken-, Rinnen-, Toteis- und Evorsionsseen unter einem Wasserspiegel. Später postulierten MARTENS (1955) einen „Sammeltasee“, DEPPE & PRILL (1958) einen rinnendurchzogenen „Endmoränenstausee“ und RÜHBURG in MÜLLER (1999) einen „Toteissee“ mit rinnenartigen Strukturen. Diese sich auf allgemeine geo-

morphologisch-geologische Kriterien stützenden genetischen Seeklassifikationen besitzen keinen Befund-Rückhalt in Spezialkartierungen großen Maßstabs, Profilanalysen etc. Eine notwendige zukünftige Aufgabenstellung betrifft daher Untersuchungen zur Beckenstratigraphie für den Zeitraum Prä-Weichsel bis Holozän zur Beantwortung folgender Fragen: Ist das Müritz-Becken eine Bildung des Weichselglazials, oder lassen sich ältere Vorgängerbecken finden? Welche Gletscher- und Entwässerungsdynamik läßt sich für die vermutlich prägende Phase vom Frankfurter Vorstoß bis zum zweiten Pommerschen Vorstoß rekonstruieren? Welche Rolle spielte Toteis im Müritzbecken und wann taute dieses aus? Zusammen mit einer geologisch-geomorphologischen Spezialkartierung wäre dann erst die sichere Ableitung eines genetischen Seetyps möglich (vgl. MARCINEK et al. 1996).

### Paläohydrologische Entwicklung der Müritz

Seen sind im regionalen (z.B. JÄGER 1987), großregionalen (z.B. YU & HARRISON 1995) und kontinentalen Maßstab (z.B. HARRISON et al. 1996) seit einiger Zeit von besonderem Interesse für die Paläoklimaforschung. Denn während zur Ableitung der Paläotemperaturen eine Reihe von Indikatoren wie fossile Insekten, pflanzliche Reste und Sauerstoffisotopen zur Verfügung stehen, gestaltet sich die Rekonstruktion der hygrischen Bedingungen weitaus komplizierter. Ein geeigneter Indikator stellt dabei der Wasserstand von Seen dar, wobei die Grundhypothese höhere Wasserstände mit klimatisch feuchteren Phasen und niedrigere Wasserstände mit klimatisch trockeneren Phasen verknüpft. Eine Reihe von „Randbedingungen“ wie z.B. die orohydrographische Position, der hydrologische Seetyp (vgl. JESCHKE 1997) oder die Größe des Einzugsgebietes modifiziert diese einfache Relation. Auch an der Müritz lag das bisherige Augenmerk der Forschung auf der Entwicklung ihres Seespiegels, da Phänome-

ne der Ufergestalt wie fossile Kliffs, Terrassentreppen und Strandwälle sowie Besonderheiten der archäologischen Überlieferung damit erklärt werden konnten.

In KAISER (1996a, 1998) und KAISER et al. (2000) wurden neue paläohydrologische Befunde für die Müritz vorgestellt, gemeinsam mit dem älteren Material diskutiert und ein Modell zur holozänen Seespiegel- und damit Uferlinienentwicklung entworfen (Abb. 2). Nach hohen Wasserständen von mehr als 66,5 m NN im Weichselhochglazial zwischen Frankfurter und Pommerscher Phase deutet sich für das Spätglazial (Alleröd, Jüngere Dryas) ein Niveau von unter 62 m NN an. Im Präboreal lag der Seespiegel um 57 m NN und erreichte im späten Atlantikum ca. 61 m NN. Sieht man von den noch weitgehend unbekanntem Niveaus des jünger-

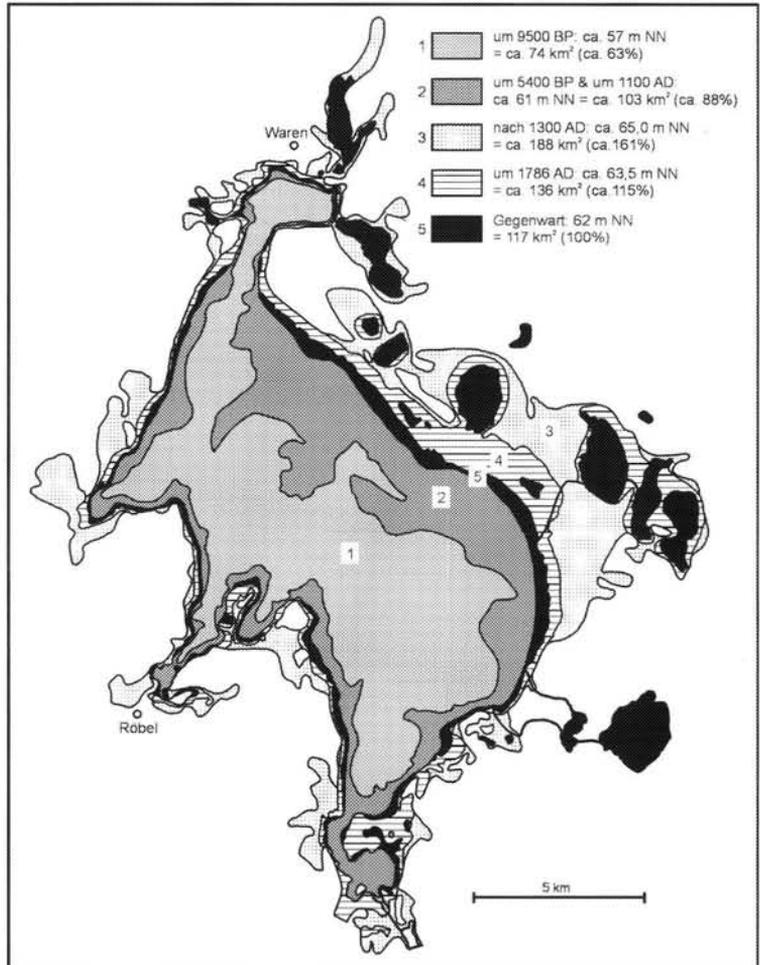


Abb. 2: Holozäne Seespiegel- und Uferlinienentwicklung der Müritz.

Fig. 2: Holocene lake-level and shore line development of Lake Mueritz.

ten Hochglazials und des Spätglazials ab, hat sich also der See erst im Mittelholozän etwa zu den heutigen Flächen- und Volumenverhältnissen entwickelt. Nach Seespiegelschwankungen geringer Amplitude läßt sich im Subatlantikum etwa um 1100 n.Chr. ein Niveau von 61 m NN belegen. Mit der nachfolgenden mittelalterlich-deutschen Besiedlung sind Seespiegelanstiege auf zunächst ca. 62-63 m NN, später bis auf ca. 65 m NN verbunden (vgl. auch RUCHHÖFT 1999). Ende 18./Anfang 19. Jh. wurde schließlich das heutige Niveau von 62 m NN erreicht.

Für die vormittelalterlichen Wasserstandsveränderungen sind vor allem klimatische, für die mittel- und nachmittelalterlichen Seespiegelveränderungen

ein größeres Seensystem, die sogenannten „Ober- en Seen“, zu viele Unwägbarkeiten bereithalten.

**Historische Bodenerosion am Ostufer der Müritz**

Im Rahmen landschaftsgeschichtlicher und standortkundlicher Untersuchungen wurden Befunde erbracht, die Auskunft über die Folgen früherer Landnutzung auf Relief und Boden heute bewaldeter (aufgeforsteter) Flächen östlich der Müritz geben (KAISER 1996a, LFG M-V in Vorb.). Auf Grundlage einer Bodenkartierung im Maßstab 1:10.000 konnten entsprechende Bodenerosionsmuster für den gesamten Müritz-Nationalpark dargestellt werden (Abb. 3, vgl. DIECKMANN &

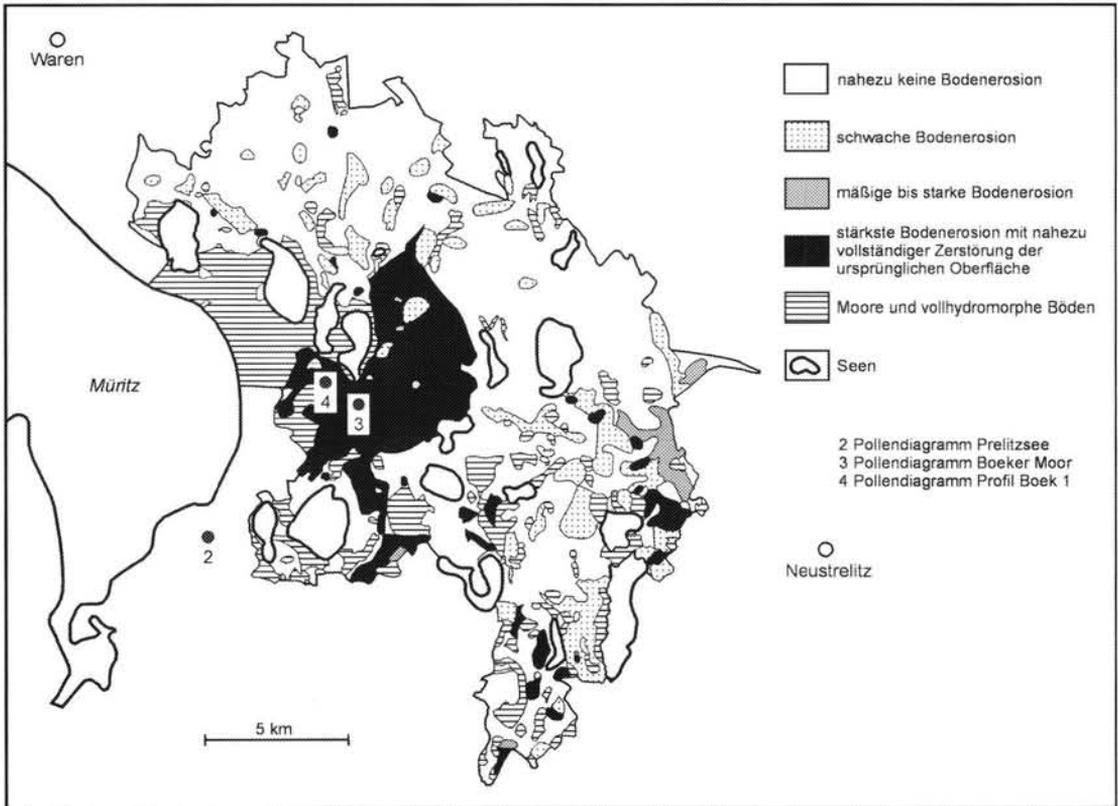


Abb. 3: Erosionsmuster im Müritz-Nationalpark, Kartierbereich Müritz.

Fig. 3: Erosion patterns in the Mueritz-Nationalpark, mapped area Mueritz.

gen anthropogene Ursachen verantwortlich. Als „kontrollierbarer“ Indikator für die paläohydrischen Verhältnisse erscheint die Müritz jedoch ungeeignet, da ihre Größe, ihr Zu- und Abfluß durch die Elde, ihr hydrogeologisch stark differenziertes Einzugsgebiet und ihre Einbindung in

KAISER 1998). Die flächenhafte Verbreitung und die Intensität der Bodenerosion nehmen dabei allgemein von den Sanderwurzeln im Norden mit abnehmender Nährkraft der Böden in Richtung der Sandebenen und Beckensande im Süden zu. Unmittelbar östlich der Müritz fällt ein ca. 30 km<sup>2</sup>

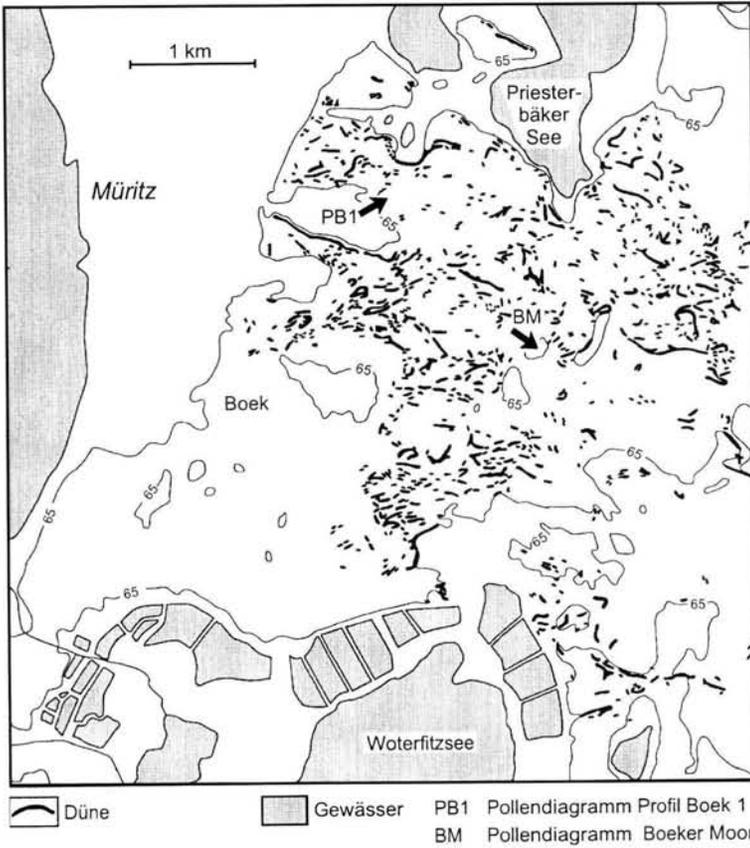


Abb. 4: Dünen am Ostufer der Müritz mit den Pollenprofilen Boeker Moor und Profil Boek 1 (Dünengrundrisse nach TK 10).

Fig. 4: Dunes at the eastcoast of Lake Mueritz and locations of the pollen diagrams Boeker Moor and Profil Boek 1.

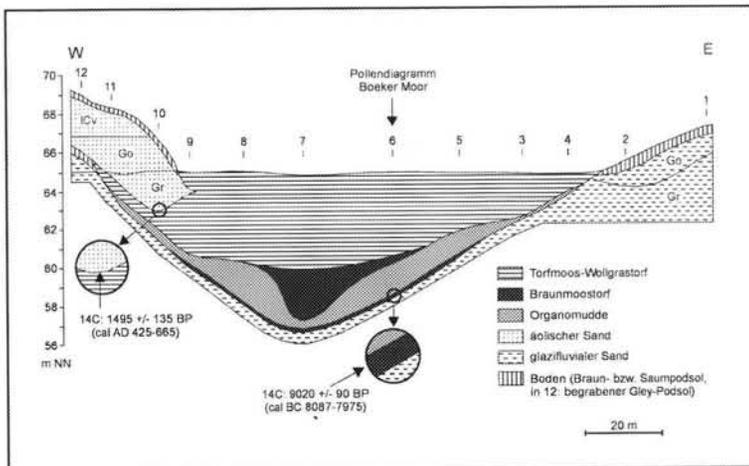


Abb. 5: Querschnitt durch das Boeker Moor.

Fig. 5: Cross section of the mire Boeker Moor.

großes Areal stärkster anthropogener Überformung des ursprünglichen Boden- und Reliefinventars auf. Teile des Sanders und glazilimnischer Beckenablagerungen sind hier von Dünen und Flugsanddecken bedeckt (Abb. 4 u. 5). Auf der dem Holozän vererbten spätpleistozänen Oberfläche kamen vor dem Einsetzen der Umlagerungen großflächig Sand-Braunerden vor. Daneben existierten in geringerem Umfang Altdünen aus dem Spätglazial und dünenfreie Areale mit Sand-Podsolen sowie Sand-Gley-Podsolen. Heute sind hier als Ausdruck junger Oberflächen ausschließlich Sand-Regosole und gering entwickelte Sand-Podsole, sogenannte Sand-Saumpodsole, verbreitet. Die dominierenden Kupsten- oder Haufendünen von durchschnittlich 2 bis 4 m, maximal 12 m Höhe, lassen bereits morphologisch eine anthropogen ausgelöste Genese der Dünen und Flugsanddecken vermuten. Anhand des Grundrisses in topographischen Karten zunächst als Strich- oder Längsdünen abzuleitende Formen (Abb. 4) erweisen sich häufig als gereimte Kupstendünen an Niederungsrändern. Die Mächtigkeit der Flugsanddecken beträgt 0,5 bis 2 m.

Die in der Regel nur schwach entwickelten Böden der rezenten Oberflächen, von äolischen Sanden begrabene ehemalige Böden, begrabene Moor- und Seeablagerungen sowie einige mittels Radiokarbonaten, Pollenanalysen und Artefakten datierte Stratigraphien verweisen auf ein mehrphasiges Erosions-Akkumulations-Geschehen von der eisenzeitlichen oder slawischen Besiedlung

dieses Raumes bis in das 19. Jh. Die stärksten Eingriffe sind wahrscheinlich auf das Spätmittelalter zurückzuführen, eine Reihe von Dorfwüstungen sind Zeugen dieser Nutzungsphase (vgl. Abb. 11).

### 3 Palynologische Untersuchungen

#### Methodische Aspekte

Die für eine Vegetationsrekonstruktion zur Verfügung stehenden Pollendiagramme Stinthorst, Prelitzsee, Boeker Moor und Profil Boek 1 stammen aus unterschiedlichen Teillandschaften des Müritzgebietes (Tab. 1 u. Abb. 1) und dienen ursprünglich verschiedenen Zwecken. Daraus resultieren Unterschiede im Probenabstand und damit in der zeitlichen Auflösung sowie in der Pollensumme pro Probe. Das am intensivsten bearbeitete Diagramm Stinthorst war vordergründig siedlungs- und vegetationsgeschichtlich orientiert (vgl. SCHOKNECHT 1996), das Diagramm Prelitzsee diente der stratigraphischen Einbindung einer limnischen Schichtenfolge (vgl. JANKE in KAISER 1996a, 1998) und das Diagramm Boeker Moor war auf

einen Überblick zur lokalen Moor- und Vegetationsentwicklung gerichtet (vgl. KLOSS in KAISER 1996a). Diese drei Diagramme werden nachfolgend für eine vergleichende Betrachtung der Vegetationsentwicklung im Müritzgebiet herangezogen. Das aus einem von Dünenanden begrabenen Boden erstellte Pollendiagramm Profil Boek 1 wird weiter unten gesondert vorgestellt. Die Prozentwerte beziehen sich auf die Pollensumme aller terrestrischen Taxa (Gesamtdiagramme). In einer ersten Darstellung wurden die Spektren ihrer Tiefe in cm zugeordnet (Abb. 6, 7 u. 8), in einer zweiten wurde die Probenlage weniger ausgewählter Taxa auf die Zeitachse interpoliert (Abb. 9). Die Grenzen der Chronozonen III bis X (vgl. Tab. 1) wurden wie in SCHOKNECHT (1996), MANGERUD et al. (1974) folgend, auf entsprechende <sup>14</sup>C-Jahre BP für die Abschnitte nach FIRBAS (1949) als vereinfachte Berechnungsgrundlage festgelegt. Mit diesem einheitlichen Zeitmaßstab soll eine bessere Vergleichbarkeit der Diagramme erzielt werden.

Tab. 1: Erläuterungen zu den Pollendiagrammen (Abb. 6-10).  
Tab. 1: Explanations to the pollen diagrams (figs. 6-10).

Pollendiagramm	Landschaftstyp	Ablagerungsmilieu	weitere Untersuchungen	Autor und Quelle
Stinthorst	Kames und Becken	Verlandungsmoor	-	Schoknecht 1996
Prelitzsee	Grundmoräne	See mit Verlandungsmoor	Sedimentanalyse, Diatomeenanalyse	Janke in Kaiser 1996a, 1998
Boeker Moor	Sander	Versumpfungsmoor über Verlandungsmoor über Versumpfungsmoor	Makrorestanalyse, Radiokarbonanalyse (2)	Kloss in Kaiser 1996a
Profil Boek 1	Übergang Sander zu Becken	von Flugsand begrabener Boden	Bodenanalyse Radiokarbonanalyse (1)	Kloss in Kaiser 1996a, Dieckmann & Kaiser 1998

Grenze von Chronozonen und Abschnitte nach Firbas	pollenanalytische Abgrenzungskriterien
Jüngere Dryas / Präboreal III / IV	steiler Abfall der Nichtbaumpollen, Anstieg von <i>Pinus</i> bzw. <i>Betula</i> und <i>Pinus</i>
Präboreal / Boreal IV / V	steiler Anstieg von <i>Corylus</i> , Einsetzen der Kurven von <i>Quercus</i> und <i>Ulmus</i>
Boreal / Atlantikum V / VI-VII	Anstieg von <i>Alnus</i> , Abfall vom <i>Corylus</i> -Hauptgipfel, letzteres z.T. erst im Atlantikum
Atlantikum / Subboreal VII / VIII	klassischer Ulmenfall, Einsetzen von Siedlungszeigern, Beginn der <i>Fagus</i> -Ausbreitung
Subboreal / Subatlantikum I VIII / IX	Anstieg der <i>Fagus</i> - und <i>Carpinus</i> -Kurven, Abfall vom letzten <i>Corylus</i> -Gipfel
Subatlantikum I / Subatlantikum IIa IX / Xa	Beginn des Anstiegs zu den Maxima von <i>Fagus</i> und <i>Carpinus</i> , völkerwanderungszeitliche Siedlungslücke, Anstieg der Siedlungszeiger in slawischer Zeit
Subatlantikum IIa / Subatlantikum IIb Xa / Xb	steiler frühdeutscher Anstieg der Siedlungszeiger, Pinusanstieg, <i>Fagus</i> - und <i>Carpinus</i> -Rückgang

### Vegetationsentwicklung im Müritzgebiet

Die Jüngere Dryas (III) wurde mit drei Spektren an der Stinuthorst erfaßt. Sie ist hier durch Maxima von *Artemisia* (Beifuß), *Ericaceae* (Heidekrautgewächse) und *Cistaceae* (Cistrosengewächse, hier *Helianthemum*, Sonnenröschen) gekennzeichnet. Die Zusammensetzung des ältesten Spektrums vom Prelitzsee mit *Salix* (Weide) und *Juniperus* (Wacholder) spricht ebenfalls für die ausklingende Jüngere Dryas.

Das Präboreal (IV) ist in allen drei Diagrammen belegt. Der Anteil von *Pinus* (Kiefer) und *Betula* (Birke) ist standörtlich verschieden. Im Boeker Moor wurde der Übergang zum Boreal durch ein <sup>14</sup>C-Datum von 9020 ± 90 BP (Hv-19535) an Kiefernholz in Braunmoostorf erfaßt (Abb. 5). Da die Datierung jedoch an einer neben dem Pollenprofil niedergebrachten Nachbohrung erfolgte, kann keine exakte Projektion des Datums in das Pollendiagramm vorgenommen werden.

Im Boreal (V) entwickelte sich die Vegetation in den Gebieten an der Stinuthorst und am Boeker Moor ähnlich. Es ist ein rasanter Rückgang von *Pinus* bei gleichbleibenden oder leicht ansteigenden Anteilen von *Betula* zu beobachten. Im Gegensatz dazu nahmen am Prelitzsee Kiefer und Birke gleichermaßen allmählich ab. *Corylus* (Hasel) breitete sich rasch aus und war praktisch für das ganze Boreal vegetationsprägend. Das Einsetzen und der rasche Anstieg der Kurven von *Tilia* (Linde) und *Alnus* (Erle) kennzeichnen den Übergang zum Atlantikum.

Die Vegetationsentwicklung der Eichenmischwälder im Atlantikum (VI-VII) verlief recht gleichförmig. In den Anteilen der Eichenmischwaldarten *Quercus* (Eiche) bis *Fraxinus* (Esche) werden Unterschiede zwischen den Untersuchungspunkten deutlich. Um den Prelitzsee spielte vor allem *Quercus* eine größere Rolle als in den anderen beiden Gebieten. Im Diagramm Stinuthorst haben *Tilia* und *Ulmus* (Ulme) im Verlauf des Subboreals (VIII) eine kurze Wiederausbreitungsphase ähnlich anderen Untersuchungspunkten westlich der Müritz (SCHÖNECHT 1996). In den beiden Gebieten östlich der Müritz ist eine solche Phase nicht zu erkennen. Die Ausbreitung von *Fagus* (Rotbuche) erfolgte an den drei Untersuchungspunkten allmählich, die Kurven erreichen zum Ende dieses Abschnittes knapp 1 %. Pollen von *Carpinus* (Hainbuche) treten an der Stinuthorst nur vereinzelt auf, die Kurve schließt sich erst im Subatlantikum. Am Boeker Moor und am Prelitzsee hingegen ist die Kurve von *Carpinus* schon im Subboreal geschlossen.

Am Prelitzsee läßt sich etwa seit Beginn des Subboreals Landnutzung erkennen, die offenbar in der Bronzezeit ihren Höhepunkt erreichte: *Quercus* ging

kräftig zugunsten von *Pinus* zurück. *Juniperus*, *Chenopodiaceae* und *Poaceae* breiteten sich aus. Ähnlich, aber schwächer ausgeprägt, verlief die Entwicklung am Boeker Moor. An der Stinuthorst erreicht die Summe der Siedlungszeiger kaum mehr als 5 %. Eine mittelneolithische Siedlungsphase wird durch *Plantago lanceolata* (Spitzwegerich) markiert. Erst für die Bronzezeit kann *Cerealia*-Pollen (Getreide) nachgewiesen werden.

Das Subatlantikum I (IX) ist die Periode, die durch den Anstieg der Kurven von *Fagus* und *Carpinus* zu ihrem Hauptmaximum gekennzeichnet ist. In vielen Diagrammen der weiteren Region läßt sich in dieser Zeit ein erstes Plateau erkennen (z.B. MÜLLER & KOHL 1966, KLOSS 1980). Im Untersuchungsgebiet ist dieser Verlauf in unterschiedlicher Ausprägung ebenfalls zu identifizieren. An der Stinuthorst finden wir in dieser Zeit hohe Anteile von *Pinus*, *Fagus* und *Carpinus* spielten mit weniger als 2 % bzw. 1 % nur eine untergeordnete Rolle. Der Anteil von *Quercus* veränderte sich kaum und liegt mit 10 % etwa so hoch wie in den anderen beiden Diagrammen. Auffällig ist im Diagramm Stinuthorst die Zunahme von Cyperaceen und Poaceen (Sauer- und Süßgräser). In Verbindung mit dem kurz vorher erfolgten Umschlag von Mudde- zu Torfsedimentation spiegelt sich hier die lokale Gewässerverlandung wider. Siedlungszeiger im engeren Sinne spielen kaum eine Rolle. Im Zusammenhang mit den Gehölzkurven ergeben sich weitere Folgerungen. *Pinus* als stark windblütiger Baum mit hoher Pollenproduktion ist in Zeiten der Waldauflichtung überrepräsentiert. *Quercus* reagiert gering auf extensiven Weideeinfluß, Rodungen hingegen werden von der *Quercus*-Kurve deutlich reflektiert. *Fagus* reagiert als älterer Baum bedeutend empfindlicher auf Verbiß und Schältschäden. Als junges Gehölz ist sie jedoch sehr regenerativ. *Carpinus* ist auch als älteres Gehölz noch sehr regenerationsfähig. *Fagus* und *Carpinus* können als Neuankömmlinge im Gebiet um die Stinuthorst durch hohen Verbißdruck am Erreichen der Blühfähigkeit gehindert worden sein. Sie sind deshalb nur mit wenigen Prozenten im Pollendiagramm vertreten. Das Gebiet um die Stinuthorst mit seinen von Mooren und Gewässern umgebenen Sandkuppen wurde vermutlich vorrangig beweidet; Ackerbau in Verbindung mit Rodung fand zu dieser Zeit nicht statt. Am Boeker Moor zeigen *Fagus* und *Carpinus* einerseits und *Pinus* andererseits gegenläufige Entwicklungen. *Carpinus* und *Fagus* erreichen um bzw. über 10 %, *Pinus* fällt von etwa 45 % auf 10 % ab. Die *Quercus*-Kurve bleibt von diesem Geschehen unberührt.

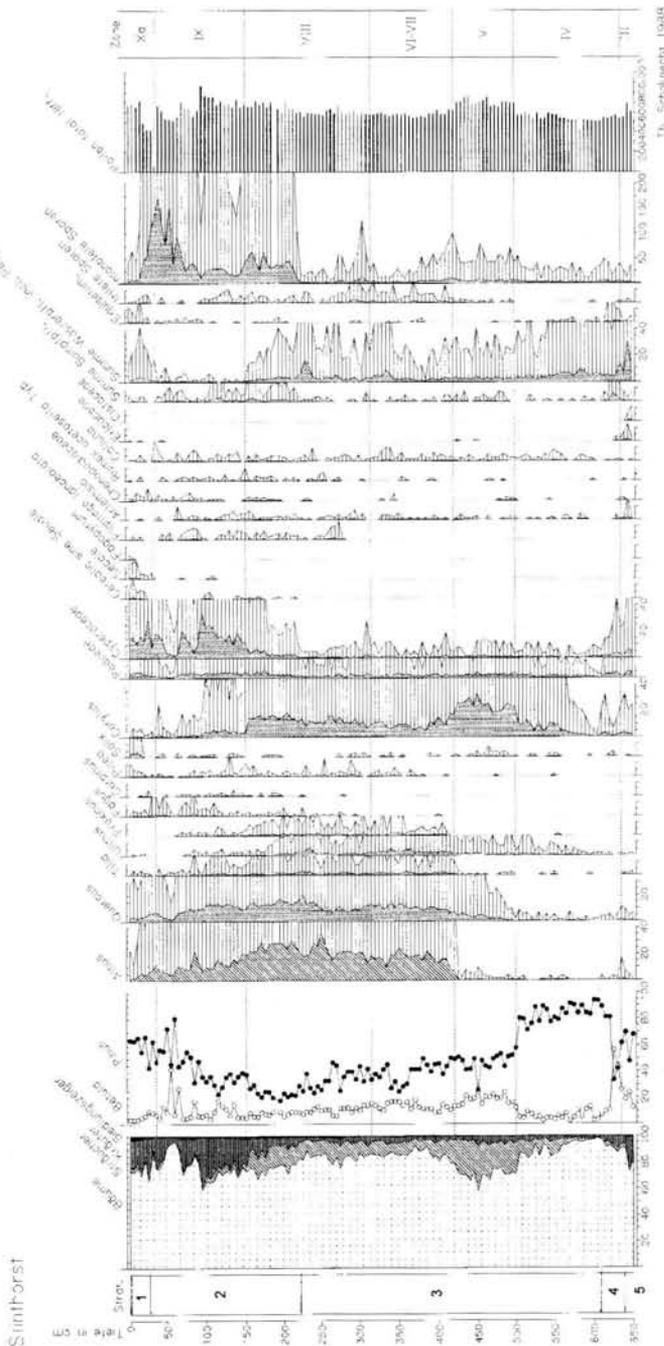


Abb. 6: Pollendiagramm Stinthorst, Gesamtdiagramm. Ausgewählte Taxa. Lithostratigraphie: 1 Bruchwaldtorf, 2 Riedtorf, 3 Kalkmudde, 4 Torfmudde, 5 Sandmudde.

Fig. 6: Pollen diagram Stinthorst, total diagram. Selected taxa. Lithostratigraphy: 1 wood peat, 2 radicle peat, 3 calcareous gyttja, 4 peaty gyttja, 5 sandy gyttja.

Der Verlauf der Siedlungszeiger- und übrigen Kräuterkurven am Boeker Moor ist relativ flach und unspezifisch. *Plantago lanceolata* und *Artemisia* haben geschlossene Kurven, andere Taxa treten dagegen nur mit einzelnen Pollenkörnern auf. Siedlungsplätze mit Äckern und Weideland dürften in einigen Kilometern Entfernung gelegen haben. Eine völkerwanderungszeitliche Siedlungslücke zeichnet sich in allen drei Diagrammen deutlich ab.

Der westliche Rand des Boeker Moores wird von einer in das Moor gewanderten Düne gebildet. Ein  $^{14}\text{C}$ -Datum von  $1495 \pm 135 \text{ BP} = \text{cal AD } 425\text{-}665$  (Hv-22342) an Torfmoos-Wollgras torf unmittelbar unter dem Dünen sand könnte ein völkerwanderungszeitliches bis frühslawisches Erosions- bzw. Nutzungsereignis widerspiegeln, stände dem nicht der Pollenbefund entgegen. Ein paralleles Pollenspektrum aus dem datierten Torf spricht nach Korrelation mit dem Pollendiagramm Boeker Moor eher für eine Datierung in das jüngere Subatlantikum (Xa/Xb). Am Preletzsee erreicht die *Fagus*-Kurve ein Plateau von ca. 5 %, die *Carpinus*-Kurve nur 1-2 %. Entsprechend höher bleiben mit 30 % die *Pinus*-Werte. In diesem Diagramm sind zwei deutliche Siedlungsphasen zu erkennen (ca. 370-340 cm): Die Summenkurven von Kräutern und Siedlungszeigern laufen parallel. Wichtige Taxa unter den Siedlungszeigern sind *Plantago lanceolata*, *Artemisia* und *Rumex acetosella* (Kleiner Ampfer), in der jüngeren Siedlungsphase kommen *Cerealia* hinzu. Offenbar haben während der Vorrömischen Eisenzeit und der Römischen Kaiserzeit in der Nähe Siedlungen gelegen, jedoch nicht in unmittelbarer Nachbarschaft zum See. Im Vergleich mit dem Boeker

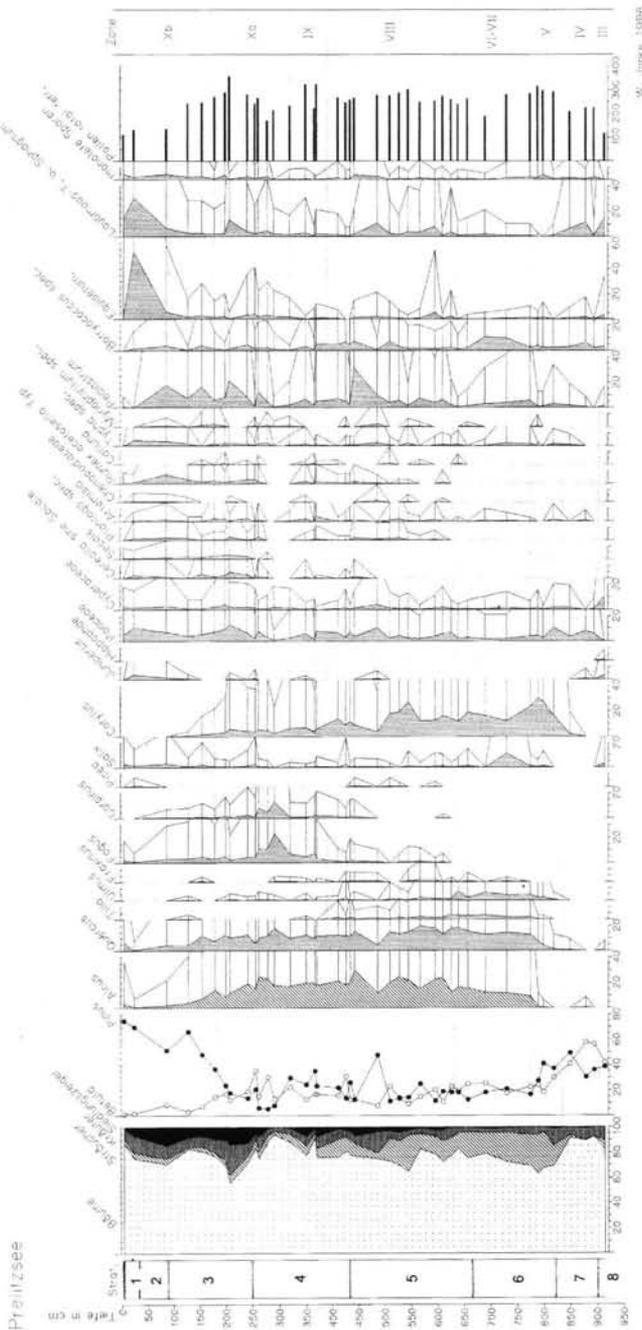


Abb. 7: Pollendiagramm Prelitzsee, Gesamtdiagramm. Ausgewählte Taxa. Lithostratigraphie: 1 Schilftorf, 2 Wasser, 3 Kalkmulde, 4 Wechsellagerung von Kalkmulde und Organomulde, 5 Organomulde, 6 Wechsellagerung von Kalkmulde und Organomulde, 7 Schluffmulde, 8 Sandmulde.

Fig. 7: Pollen diagram Prelitzsee, total diagram. Selected taxa. Lithostratigraphy: 1 *Phragmites* peat, 2 water, 3 calcareous gyttja, 4 alternating calcareous gyttja and organic gyttja, 5 organic gyttja, 6 alternating calcareous gyttja and organic gyttja, 7 silty gyttja, 8 sandy gyttja.

Moor wird deutlich, daß die Ausbreitung von *Fagus* und *Carpinus* am Prelitzsee durch anthropogenen Einfluß unterdrückt wurde. Ein kleiner *Fagus*-Gipfel in der Zeit der Siedlungsruhe verstärkt dieses Bild.

Die jüngsten Spektren des Diagramms Stinhorst sind dem Beginn des Subatlantikums II (Xa) zuzuordnen. Dafür spricht vor allem das Einsetzen der geschlossenen *Secale*-Kurve. Die wenigen Spektren sind jedoch für das weitere vegetations- und siedlungsgeschichtliche Geschehen nicht auswertbar. Am Boeker Moor bleiben die relativ hohen *Fagus*-Werte aus dem Subatlantikum I erhalten, *Carpinus* erreicht ihren Maximalwert und *Pinus* bleibt im Minimum. Mit dem Wiedereinsetzen bzw. der Zunahme der Siedlungszeigerwerte und dem Beginn von *Secale* fallen die *Fagus*- und *Carpinus*-Kurve von ihrem Hauptgipfel. Eine Intensivierung des Siedlungsgeschehens in spätslawischer Zeit bewirkte dann auch einen Abfall der Kurve. Spätestens mit der mittelalterlich-deutschen Besiedlung dieses Gebietes verloren die Laubgehölze an Bedeutung. *Pinus* wird in den Diagrammen einerseits durch die Öffnung der Landschaft überrepräsentiert, andererseits wurde sie durch selektive Holzentnahme und ihr hohes Sukzessionspotential auf Brachflächen anthropogen gefördert. Ein Wechsel der Siedlungszeiger bzw. kulturbegleitenden Arten wie *Calluna* (Heidekraut) und *Artemisia* zu *Poaceen* bei unveränderten Getreidewerten ist möglicherweise der Ausdruck für eine veränderte Wirtschaftsweise: Extensive Beweidung von Wäldern und Brachen wurde durch flächenhafte Grünlandnutzung abgelöst. Am Prelitzsee ist die Waldentwicklung mit der Situation am Boeker Moor vergleichbar. *Fagus* und *Carpinus* erreichten Maxima, auch *Quercus* breitete sich noch einmal aus. Ausbreitung als auch nachfolgender Rückgang waren wie am Boeker Moor das Ergebnis der völkerwanderungszeitlichen Siedlungslücke bzw. der anschließenden slawischen Besiedlung. Der Nutzungseinfluß ist am Prelitzsee kräftiger als am Boeker Moor ausge-

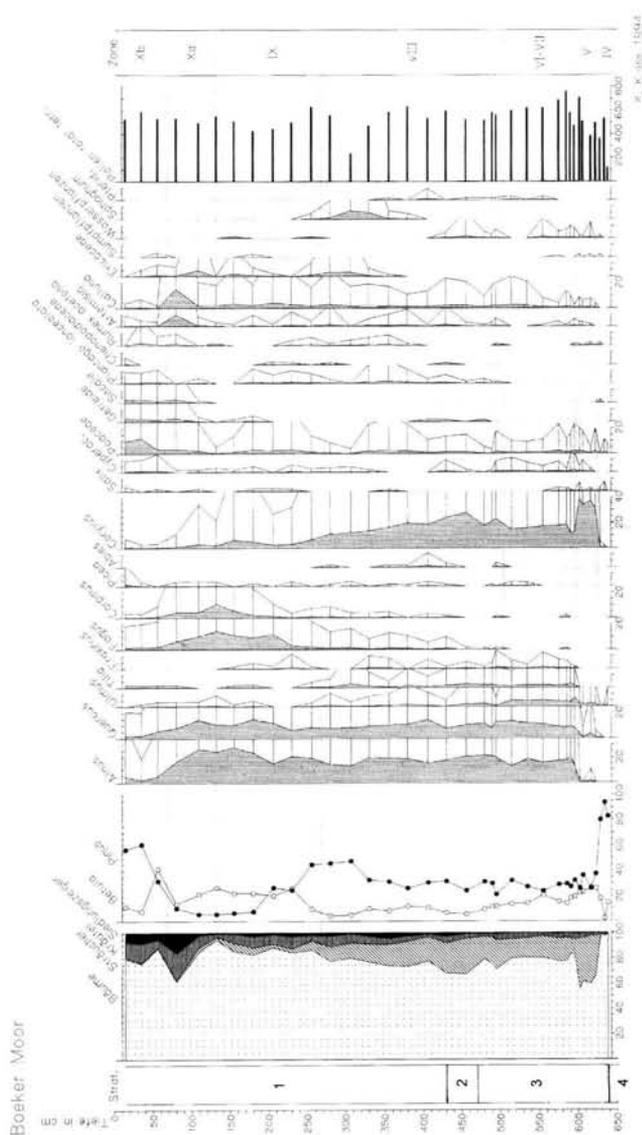


Abb. 8: Pollendiagramm Boeker Moor, Gesamtdiagramm. Ausgewählte Taxa. Lithostratigraphie: 1 Torfmoos-Wollgrastorf, 2 Braunmoostorf, 3 Organomudde, 4 Feinsand.

Fig. 8: Pollen diagram Boeker Moor, total diagram. Selected taxa. Lithostratigraphy: 1 *Sphagnum-Eriophorum* peat, 2 brownmoss peat, 3 organic gyttja, 4 fine sand.

prägt. Das gilt auch für den jüngsten Teil des Subatlantikums II (Xb). Hier macht sich die extensive Waldnutzung (Waldweide) durch die Wiederausbreitung von *Juniperus* bemerkbar, allerdings ohne daß es zu einer Verheidung durch *Calluna* kommt. Einen vergleichenden Überblick zur holozänen Entwicklung der Waldvegetation und des anthro-

pogenen Einflusses in den drei Diagrammen vermittelt Abbildung 12.

### Pollendiagramm Profil Boek 1

Dieses Diagramm (Abb. 10; vgl. DIECKMANN & KAISER 1998) stammt aus einem von Flugsanden begrabenen Gley-Eisenhumuspodsol, der sich in Beckensanden entwickelt hat. Ziel der Pollenanalyse des in Zentimeterabständen lückenlos untersuchten Profils war eine Datierung des Überdeckungszeitpunktes, also des Beginns äolischer Aktivität vor Ort, sowie die Rekonstruktion der lokalen Vegetation vor der Überdeckung (zur Lage vgl. Abb. 4).

Bodenpollenanalysen haben sich als ein wertvolles Mittel zur Rekonstruktion der lokalen Vegetationsentwicklung bis zu einer Entfernung von 20-30 m um den Untersuchungspunkt erwiesen (ANDERSEN 1986, 1998). Der gegenüber Moor- oder Seeprofilen andersartige Pollenniederschlag und vertikale Pollentransport durch Bioturbation und Perkolation ist bei der Interpretation solcher Diagramme zu beachten. Ein benachbartes Diagramm mit dem extralokalen bis regionalen Pollenniederschlag, wie in diesem Falle das Diagramm Boeker Moor, sollte zur Verfügung stehen.

Im nordostdeutschen Tiefland hat erstmals ENGMANN (1937) in größerem Umfang Bodenpollendiagramme bearbeitet. Systematische Untersuchungen von MÜLLER an rezenten als auch begrabenen Humusaufgaben, Podsolen, Gley-Podsolen, Braunerden und Gleyen in Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg zeigten eine Pollenführung in begrabenen Sand-Gley-Podsolen bis in das jüngere Atlantikum (VII) (MÜLLER et al. 1971, KRETSCHMER et al. 1971).

An der Basis des Diagramms Profil Boek 1 wird der Übergang Subboreal/Subatlantikum (VIII/IX) widerspiegelt. Mit dem Auftreten bzw. der Zunahme von

*Fagus*, *Carpinus*, *Plantago lanceolata* und anderen Siedlungszeigern sinken die Anteile von *Tilia* drastisch. Seitdem und bis zur stärkeren Ausbreitung von *Fagus* ab etwa 71 cm Tiefe hatten auch *Pinus* und *Corylus* hohe Anteile an der Pollenführung. Bemerkenswert ist der konstant niedrige Wert von *Quercus* von weniger als 5 % bis zum *Fagus*-Anstieg.

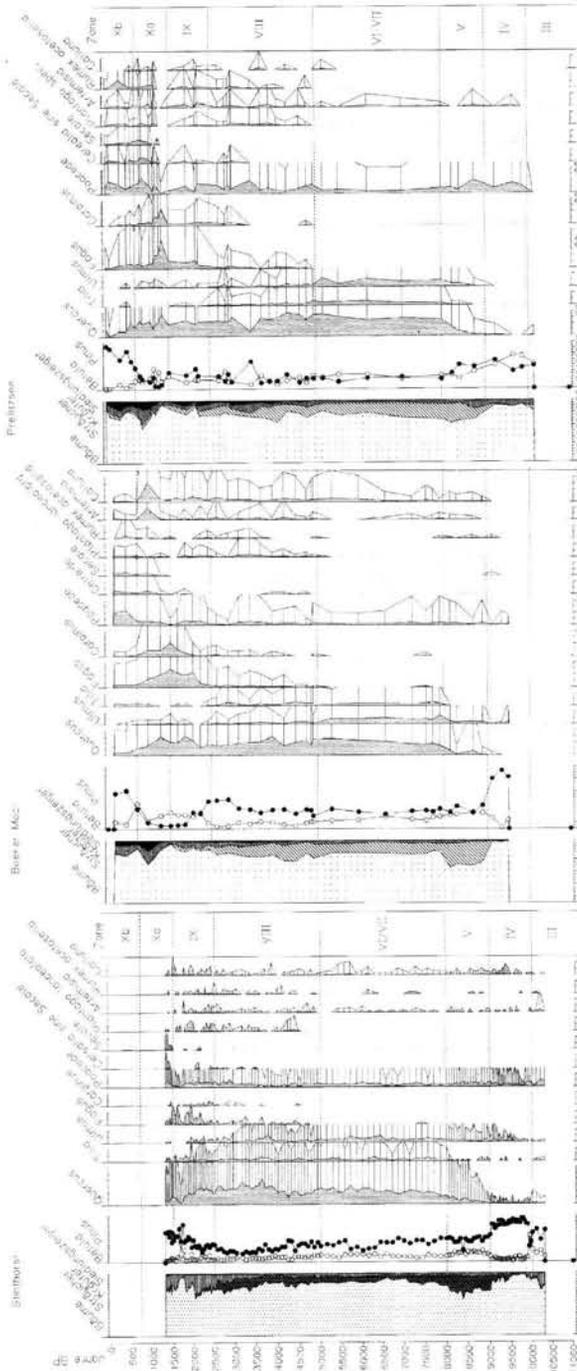


Abb. 9: Synoptische Darstellung der Pollendiagramme Stinhorst, Boeker Moor und Prelitzsee auf einer linearen Zeitskala (<sup>14</sup>C-Jahre BP). Ausgewählte Taxa.

Fig. 9: Synopsis of the pollen diagrams Stinhorst, Boeker Moor and Prelitzsee on a linear time scale (<sup>14</sup>C-years BP). Selected taxa.

Die jüngsten Spektren gehören zu einer Siedlungsphase, die mit dem Nachweis von *Secale*-Pollen mindestens in slawische Zeit gestellt werden kann. Auffällig sind die mit 20-40 % sehr hohen *Calluna*-Werte, die offenbar nicht anthropogen sind. *Calluna* ist in Nordostdeutschland eine lokale Komponente in der Moorvegetation in Verbindung mit der Ausbildung von Gley-Podsolen (MÜLLER et al. 1971, BRANDE 1995).

Hinsichtlich der grundlegenden vegetationsgeschichtlichen Abläufe ähnelt das Diagramm Profil Boek 1 dem vom Boeker Moor. Die Unterschiede im Detail sind jedoch erheblich. Bis auf die letzten drei Spektren hat *Tilia* höhere Anteile als *Ulmus* und *Quercus*. Die starke Dominanz von *Tilia* in den unteren 5 cm des Diagramms verschiebt nahezu alle anderen Pollenwerte. Im Boeker Moor hat *Quercus* erwartungsgemäß die größeren Anteile. Auch die hohen *Calluna*-Werte treten im Boeker Moor nicht auf. Annähernd so hohe Werte werden hier einmalig in spätslawischer Zeit gefunden und deuten zusammen mit dem *Artemisia*-Gipfel auf ein Brachfallen von Äckern und die Ausweitung von Weideflächen.

Ein <sup>14</sup>C-Datum an Huminsäure aus dem ersten Zentimeter des rGo-fAeh-Horizontes von Profil Boek 1 ergab 1370 ± 60 BP = cal AD 640-686 (Hv-19537). Dieses Datum, das in die frühslawische Siedlungsphase fällt, fügt sich zwar zwanglos in die Zeit der maximalen *Fagus*-Werte im älteren Teil des Subatlantikums II ein (Xa, vgl. Abb. 9 u. 12). Ob damit aber auch näherungsweise der Zeitpunkt der äolischen Sandüberdeckung widerspiegelt wird, muß mangels einer breiteren <sup>14</sup>C-Datenbasis offen bleiben. Neben dem unmittelbar vor der Sandüberdeckung gebildeten Humus ist mit einem unbekannt hohen Anteil an mehrhundertjährigem alten Humus im Boden zu rechnen, was eine Altersüberschätzung zur Folge haben kann (GEYH 1983).

#### 4 Archäologische Untersuchungen

##### Ur- und frühgeschichtliche Besiedlung im Umland der Müritz

In den Jahren 1984/85 wurde eine Untersuchung zur ur- und frühgeschichtlichen Fundplatzverteilung im Umland der Müritz durchgeführt (PREHN 1985). Dabei war zu prüfen, ob und in wie weit diese einerseits durch den Forschungsstand der Bodendenkmalpflege



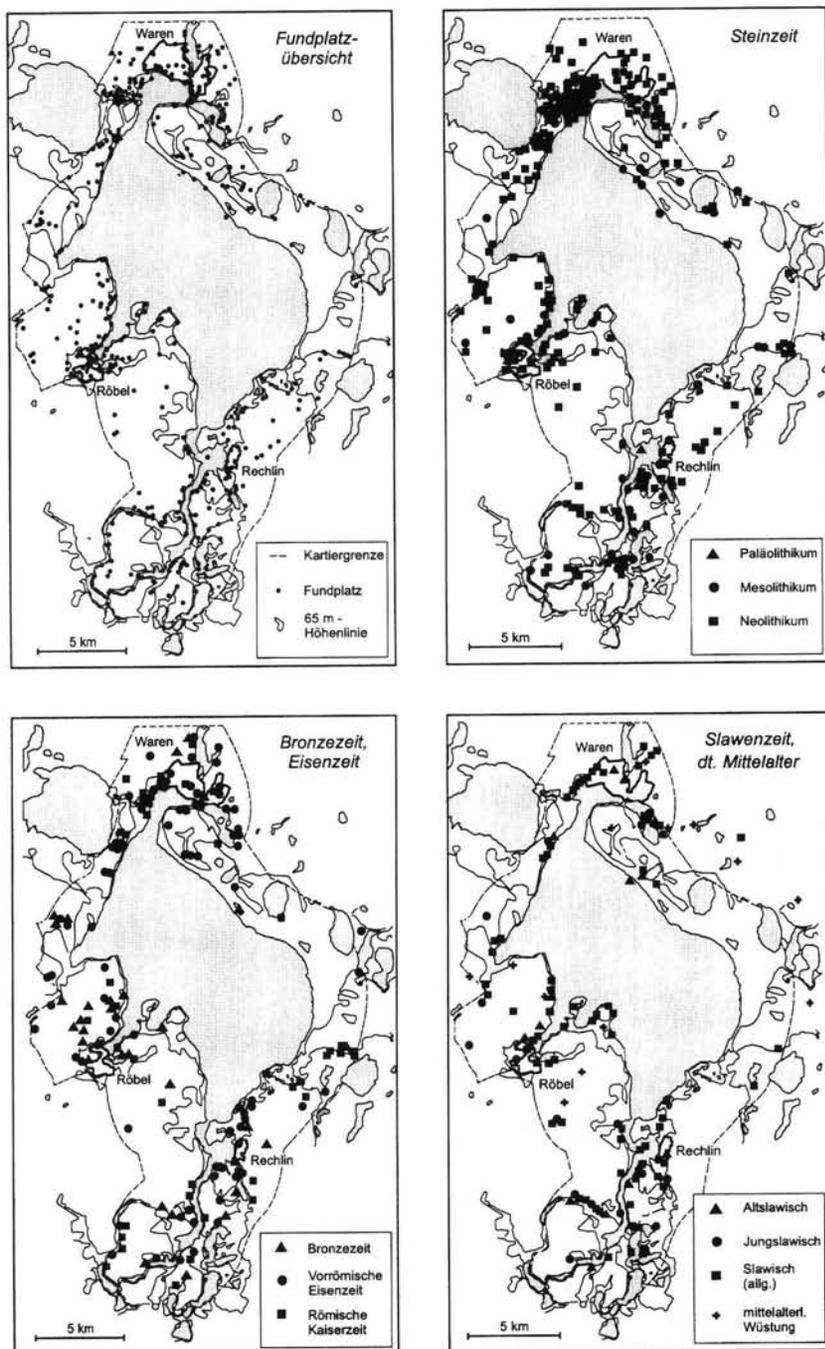


Abb. 11: Archäologische Fundplatzverteilung im Umland der Müritz.

Fig. 11: Archaeological sites around the Lake Mueritz.

Fundplätzen sind mehrere ur- und frühgeschichtliche Besiedlungsphasen feststellbar. Deutlich zeigen sich gravierende Unterschiede im

Nachweis der ur- und frühgeschichtlichen Perioden (vgl. SCHOKNECHT in KNAPP et al. 1999). So ist das Spätpaläolithikum mit nur wenigen Fundplät-

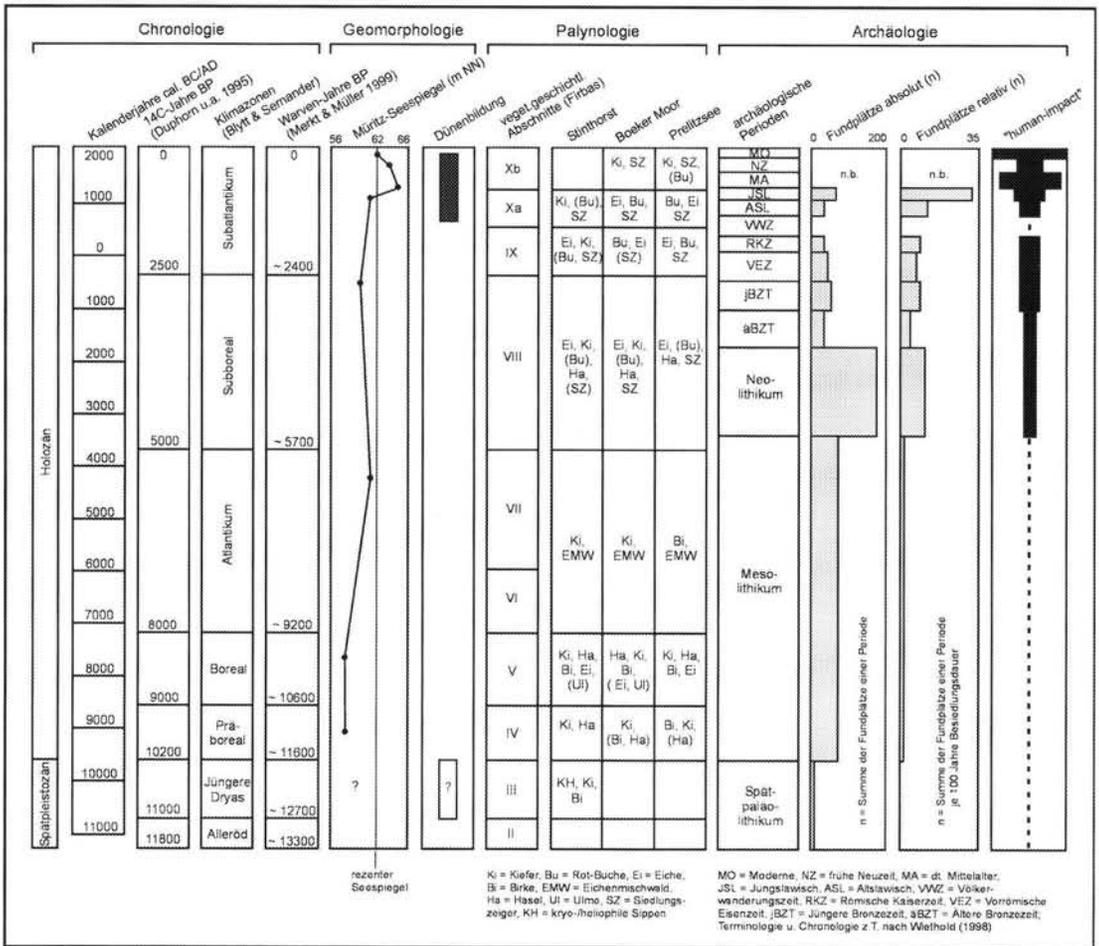


Abb. 12: Übersicht zur Landschaftsentwicklung im MüritZgebiet.

Fig. 12: Schemed landscape development in the Lake Mueritz area.

zen sogenannter Stielspitzen vor allem auf Inseln belegt. Im Mesolithikum wurden die unmittelbaren Uferlagen offener Wasserflächen bevorzugt. Besonders dicht erscheint die Besiedlung am Eldeausfluß aus der MüritZ. Für das Neolithikum ist die höchste Fundplattzahl zu verzeichnen; das Übergewicht der neolithischen Fundplätze wird jedoch durch die unterschiedliche Dauer der ur- und frühgeschichtlichen Perioden relativiert (Abb. 12). Zudem handelt es sich überwiegend um Einzelfunde (z.B. Steinbeile), die zumeist in unmittelbarer Gewässernähe geborgen wurden. Die wenigen Siedlungen mit Keramikfunden sind, mit Ausnahme der Insel Stinhorst (vgl. Abb. 6), vorwiegend in erhöhter Uferlage anzutreffen. Besiedlungskonzentrationen sind am Nord- und Westufer sowie im Süden erkennbar. Von den bronze-

zeitlichen Fundplätzen ist der überwiegende Teil der jüngeren Bronzezeit zuzuordnen. Die entsprechenden Siedlungen wurden bevorzugt in unmittelbarer Ufernähe, jedoch in unterschiedlicher Höhenlage angelegt; eine relativ geschlossene Besiedlung deutet sich am Nordufer an. Für die Vorrömische Eisenzeit und die Römische Kaiserzeit zeichnet sich ein Besiedlungsrückgang ab. Die Siedlungen befinden sich an heutigen Niederungsrändern und kleinen Gewässern, während die Ufer der MüritZ weitgehend gemieden wurden. Diese Siedlungslage hatte möglicherweise wirtschaftliche Ursachen (Raseneisenerzgewinnung?). Am Beginn der späten Römischen Kaiserzeit ist ein weitgehender Siedlungsabbruch erkennbar, der wohl nur mit der Abwanderung größerer germanischer Bevölkerungsgruppen im Zuge der Völkerwanderung erklärt wer-

den kann. Eine erneute starke Besiedlung des Müritzgebietes läßt sich erst für die slawische Periode belegen. Die Einwanderung slawischer Stämme erfolgte vermutlich im 7. Jh. n. Chr. Die zahlenmäßig stark angewachsenen jungslawischen Siedlungsplätze befinden sich im Gegensatz zu den altslawischen wieder in unmittelbarer Uferlage der Müritz. Flache Inseln und Halbinseln wurden als Schutzlagen oder Refugien genutzt. Für diese Zeit zeichnen sich bei Vipperow, Röbel und Waren drei Siedlungskonzentrationen ab, die als Siedlungskammern zu interpretieren sind. Erstere steht unzweifelhaft mit der für die 2. Hälfte des 12. Jh. überlieferten *Terra Veprowe* in Zusammenhang, deren Zentrum die Vipperower Burgwallinsel war (SCHOKNECHT 1993). Etwa um 1200 begann die starke Einwanderung deutscher Siedler, die mehrfach bereits bestehende slawische Ortschaften zur Ansiedlung nutzten, aber auch nahezu unbewohnte Areale z.B. am Ostufer urbar machten. Diese überwiegend erstmals im 13. Jh. erwähnten Dörfer und Städte prägen das heutige Siedlungsbild. Der niedere Adel erhielt die Erlaubnis, seine Rittersitze zu befestigen, wovon einige Turmhügel Zeugnis ablegen. Bereits im 14. Jh. erfaßte eine erste Wüstungsphase das Müritz-Umland.

Die für eine unterschiedliche Intensität der Uferbesiedlung u. a. herangezogenen Seespiegelschwankungen der Müritz (PREHN 1987) wurden inzwischen kritisch diskutiert, konnten jedoch als ursächlich nur teilweise bestätigt werden, beispielsweise für die jungslawische Periode (KAISER 1996b, 1998). Zunehmen ist, daß durch den holozänen Wasserspiegelanstieg bis zum Subatlantikum (Slawenzeit) von ca. 4 m eine Reihe mesolithischer und neolithischer Seeuferstationen unter den Seespiegel geriet. Diese nur taucharchäologisch nachzuweisenden Fundplätze bergen zusammen mit den bekannten Feuchtbodenfundplätzen z.B. der Stinhorst oder der Vipperower Burgwallinsel ein großes siedlungsarchäologisch-landschaftsgeschichtliches Potential!

## 5 Zusammenschau und Ausblick

In Abbildung 12 werden die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchungen zueinander in Beziehung gesetzt. Nach dem gegenwärtigen Stand der geowissenschaftlichen und archäologischen Untersuchungen lassen sich erst wenige gesicherte Aussagen zum Verhältnis See und Mensch treffen, da einerseits die meisten nach der Seespiegelenwicklung zu erwartenden subaquatischen Fundplätze noch ihrer Entdeckung harren und andererseits bislang keine längeren Bohrkerne aus der Müritz verfügbar sind. Insbesondere an dem reliefstärke-

ren und von Geschiebemergelstandorten geprägten Westufer mit seiner vergleichsweise höheren Siedlungsgunst dürften sich landseitig in Form von Kolluvien bzw. erodierten Flächen und seeseitig in Form eines Eintrages von Feinklastika bzw. anhand einer lokalen Eutrophierung deutliche Nutzungsspuren innerhalb verschiedener Siedlungsperioden nachweisen lassen.

Ein in seiner Datierung und hydrographischen Auswirkung gut abgesicherter Befund ist der wahrscheinlich auf Mühlenstau zurückzuführende Anstieg der Müritz von 62-63 m NN am Ende des 13. Jh. auf ca. 65 m NN im 14. Jh. Die Überschwemmung großer Landflächen hat nicht nur zu einem zeitweiligen Verlust von Siedlungs- und Nutzungsflächen geführt, sondern muß auch gravierende Veränderungen im See selbst bewirkt haben. Im Großen Plöner See in Ostholstein, für den ein anthropogener Seespiegelanstieg von mehr als 2 m aus dem 13. Jh. bekannt ist, ließ sich eine an die Seeflächenvergrößerung und den dadurch erhöhten Stoffeintrag gekoppelte, später jedoch wieder abklingende Eutrophierung nachweisen (vgl. OHLE 1972, 1973). Ein ähnlicher Prozeß dürfte auch in der Müritz stattgefunden haben.

Der direkten und indirekten Wirkung des mittelalterlichen Menschen auf den See steht komplementär die Auswirkung landwirtschaftlicher Nutzung auf störungsempfindlichen Landstandorten am Ostufer gegenüber. Die Nutzungsintensivierung in der spätslawischen und insbesondere in der deutschmittelalterlichen bis neuzeitlichen Periode führte hier infolge von Winderosion zur Entstehung großflächiger „badlands“, die erst im 18./19. Jh. aufgeforstet wurden.

Bei Berücksichtigung der auf einer großen Fläche verteilten und mit unterschiedlicher Auflösung untersuchten Pollendiagramme sind die Beziehungen zwischen Mensch und Vegetation bisher nur näherungsweise zu fassen. Die Existenz alt- und mittelsteinzeitlicher Jäger- und Sammlergruppen läßt sich in den 3 bzw. 4 Pollendiagrammen nicht nachweisen. Die Verteilung der jüngeren Fundplätze im Untersuchungsgebiet und deren Korrelation mit den Pollendiagrammen muß fallweise betrachtet werden: Um Waren, Röbel und Rechlin liegende Fundplatzkonzentrationen sind wenigstens zum Teil auch „Bearbeiterareale“. Zum anderen wurde das Ostufer der Müritz zumindest in den vergangenen 100 Jahren überwiegend forstlich genutzt. In den dort auf trockenen Sandstandorten hauptsächlich stockenden Kiefernforsten war das Auffinden von archäologischen Fundplätzen nur unmittelbar nach dem Kahlschlag vor der Wiederaufforstung mög-

lich. Im Bereich des Boeker Moores und des Profils Boek 1 sind bislang keine Fundplätze bekannt, so daß sich die pollenanalytischen Aussagen zur Siedlungsgeschichte archäologisch nicht überprüfen lassen.

Die Interpretation des Pollendiagrammes Stinthorst, insbesondere des geringen Anteils von *Fagus* und *Carpinus* im Subatlantikum (IX-Xa), ist mit der relativ hohen Dichte eisen- und slawenzeitlicher Fundplätze gut vereinbar.

Am Prelitzsee wurde eine bronzezeitliche Siedlungsphase mit Rodungstätigkeit diagnostiziert. Die nächstgelegenen bekannten Fundplätze liegen ca. 4 km entfernt. Ausgedehnte Feldfluren erscheinen für diese Zeit uncharakteristisch. Es sind deshalb bisher noch nicht entdeckte Siedlungsplätze in der Nähe des Sees zu vermuten. Unmittelbar in der Nähe des Prelitzsees befindliche eisen- und kaiserzeitliche Fundplätze zeugen von den Verursachern der entsprechenden Siedlungszeiger-Werte im Pollendiagramm.

Für zukünftige landschaftsgeschichtliche Untersuchungen unterschiedlicher Disziplinen im Müritzgebiet lassen sich u.a. die folgenden Forschungsschwerpunkte bzw. Desiderata formulieren:

- Geologisch-geomorphologische Entwicklung im Pleistozän, insbesondere im Weichselhoch- und Spätglazial.
- Auffindung und Datierung der aus verschiedenen Quellen bekannten subaquatischen Terrassen der Müritz.
- Paläoökologische Bearbeitung von Bohrkernen aus der Müritz mit guter Auflösung des Holozäns. In diesem Zusammenhang Erstellung eines Standardpollendiagramms für die Region.
- Aussagen zur weichselspätglazialen Vegetationsentwicklung u.a. im Hinblick auf geomorphologische, insbesondere äolische Prozesse.
- Nachweis und Folgen ur- und frühgeschichtlicher sowie historischer Landnutzung am siedlungsgünstigen Westufer.
- Archäologische und palynologische Untersuchung von Feuchtbodensiedlungen sowie archäologische Unterwasserprospektion.
- Kalibrierte <sup>14</sup>C-Chronologie aller Ereignisse.
- Systematische Erfassung der Ausprägung und Folgen neuzeitlicher und moderner Landnutzung auf die Müritz und ihre Ufer.

## 6 Schriftenverzeichnis

- ANDERSEN, S. T. (1986): Palaeoecological studies of terrestrial soils. - In: BERGLUND, B. E. [Ed.]: Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology: 165-177; Chichester.
- ANDERSEN, S. T. (1998): Pollen analytical investigations of barrows from the Funnel Beaker and Single Grave Cultures in the Vroue area, West Jutland, Denmark. - Journal of Danish Archaeology 1994/95, **12**: 107-132.
- ANDRES, W. (1998): Terrestrische Sedimente als Zeugen natürlicher und anthropogener Umweltveränderungen seit der letzten Eiszeit. - Verhandlungen zum 51. Deutschen Geographentag, Bonn 1997: 118-133; Stuttgart.
- BERGLUND, B. E. [Ed.] (1991): The cultural landscape during 6000 years in southern Sweden - the Ystad Project. - Ecological Bulletins, **41**; Kopenhagen.
- BILLWITZ, K., HELBIG, H., KAISER, K., DE KLERK, P., KÜHN, P. & TERBERGER, T. (2000): Untersuchungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Mecklenburg-Vorpommern. - Neubrandenburger Geologische Beiträge, **1**: 24-38.
- BLEILE, R. (2000): Unterwasserarchäologische Voruntersuchungen an der Burgwallinsel Vipperow in der Müritz mit dem Fund eines Einbaumes. - Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern, **7**: 151-157.
- BRANDE, A. (1995): Moorgeschichtliche Untersuchungen im Spandauer Forst (Berlin). - Schriftenreihe für Vegetationskunde, **27** (Festschrift Sukopp): 249-255.
- DEPPE, H.-J. & PRILL, H. (1958): Ein Beitrag zur Geschichte der Müritz. - Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg, **4**: 116-148.
- DIECKMANN, O. & KAISER, K. (1998): Pedologische und geomorphologische Befunde zur historischen Bodenerosion im Müritz-Nationalpark, Mecklenburg-Vorpommern. - In: ASMUS, I., PORADA, H. T., & SCHLEINERT, D. [Hrsg.]: Geographische und historische Beiträge zur Landeskunde Pommerns. - 59-65; Schwerin.
- DUPHORN, K., KLIEWE, H., NIEDERMAYER, R.-O., JANKE, W., & WERNER, F. (1995): Die deutsche Ostseeküste. - Sammlung geologischer Führer, **88**; Berlin u. Stuttgart.
- ENGMANN, K. F. (1937): Pollenanalytische Untersuchungen fossiler Böden im Flugsandgebiet von Leussow (Südwestmecklenburg). - Mitteilungen der Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt N. F., **10**: 1-24.
- FIRBAS, F. (1949): Die spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd. 1 Allgemeine Waldgeschichte. - Jena.
- FRENZEL, B. (1996): Bericht Frenzel der Projektgruppe „Terrestrische Paläoklimatologie“ im Rahmen des Forschungsschwerpunktes „Klimavariabilität und Erkennung des menschlichen Signals“ des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie. - Jahrbuch der Aka-

- demie der Wissenschaften und der Literatur Mainz, **1995**: 244-305.
- GEINITZ, E. (1886): Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs. - Güstrow.
- GEINITZ, E. (1913): Die großen Schwankungen der norddeutschen Seen. - Die Naturwissenschaften, **1**: 665-670.
- GEYH, M. (1983): Physikalische und chemische Datierungsmethoden in der Quartär-Forschung. - Clausthaler Tektonische Hefte, **19**: 163 S.
- GRINGMUTH-DALLMER, E. (1997): Das Projekt „Mensch und Umwelt im Odergebiet in ur- und frühgeschichtlicher Zeit“. Eine Zwischenbilanz. - Bericht der Römisch-Germanischen Kommission, **78**: 5-27.
- HARRISON, S. P., YU, G. & TARASOV, P. E. (1996): Late Quaternary lake-level record from northern Eurasia. - Quaternary Research, **45**: 138-159.
- HOLLNAGEL, A. & SCHOKNECHT, U. (1956): Die Burgwallinsel bei Vipperow, Kreis Röbel. - Bodenkmalpflege in Mecklenburg, Jahrbuch **1954**: 121-142.
- JÄGER, K.-D. (1987): Zum gegenwärtigen Kenntnisstand über nacheiszeitliche Wasserstandsschwankungen an Binnenseen im Jungmoränengebiet des nördlichen Mitteleuropa. - Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, math.-nat. R., **36**: 44-48.
- JESCHKE, L. (1997): Seen und Moore in Mecklenburg-Vorpommern aus landschaftsökologischer Sicht. - Greifswalder Geographische Arbeiten, **14**: 33-50.
- KAISER, K. (1996a): Paläohydrologische und geomorphologische Untersuchungen zur holozänen Landschaftsentwicklung im Müritz-Nationalpark, Mecklenburg-Vorpommern. - Unveröff. Dipl.-Arb., Universität Greifswald, Geographisches Institut.
- KAISER, K. (1996b): Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. - Peterm. Geogr. Mitt., **140**: 313-332.
- KAISER, K. (1998): Die hydrologische Entwicklung der Müritz im jüngeren Quartär - Befunde und ihre Interpretation. - Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd., **112**: 143-176.
- KAISER, K., TERBERGER, T. & JANTZEN, C. (2000): Rivers, lakes and ancient meadows: Relationships of palaeohydrology and the archaeological record in Mecklenburg-Vorpommern (North-East-Germany). - Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns, **35**: 405-409.
- KLOSS, K. (1980): Pollenanalysen zur Vegetations-, Siedlungs- und Moorgesichte am Südrand der ostmecklenburgisch-brandenburgischen Seenplatte (Kreis Gransee). - Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung, **20**: 203-212.
- KNAPP, H. D., VOIGTLÄNDER, U. & GRUNDMANN, L. (1999): Das Müritzgebiet. Ergebnisse der landeskundlichen Bestandsaufnahme im Raum Waren, Klink, Federow und Rechlin. - 282 S.; Weimar.
- KOSSACK, G., BEHRE, K.-E. & SCHMID, P. (1984): Archäologische und naturwissenschaftliche Untersuchungen an ländlichen und frühstädtischen Siedlungen im deutschen Küstengebiet vom 5. Jahrhundert v. Chr. bis zum 11. Jahrhundert n. Chr., Bd. 1: Ländliche Siedlungen. - 461 S.; Weinheim.
- KRETSCHMER, H., ARNDT, K. & MÜLLER, H. M. (1971): Untersuchungen an Dünen im Gebiet des Dänengrundes bei Zempin (Usedom). - Peterm. Geogr. Mitt., **115**: 9-15.
- LANGER, E., JESCHKE, L. & KNAPP, H. D. (1986): Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. Ralswiek und Rügen - Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte der Ostseeinsel, Teil I. - 174 S.; Berlin.
- LFG M-V (in Vorb.): Erläuterungsband zur forstlichen Standortskarte für den Müritz-Nationalpark. Landesamt für Forsten und Großschutzgebiete Mecklenburg-Vorpommern. - Malchin.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BERGLUND, B. & DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. - Boreas, **3**: 109-128.
- MARCINEK, J., SEIFERT, S. & ZAUMSEIL, L. (1996): Zur Bildung und Entwicklung des Gewässernetzes in Brandenburg. - Gewässerökologie Norddeutschlands, **2**: 7-21.
- MARTENS, W. (1955): Norddeutschlands Seen - Ein Ergebnis der Eiszeit. - Jena.
- MERKT, J. & MÜLLER, H. M. (1999): Varve chronology and palynology of the Lateglacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. - Quaternary International, **61**: 41-59.
- MÜLLER, A. (1999): Die Müritz. Die Geschichte einer Landschaft und ihrer Bewohner rund um Deutschlands größten Binnensee. - 236 S.; Waren/Müritz.
- MÜLLER, H. M. & KOHL, G. (1966): Radiocarbonatierungen zur jüngeren Vegetationsentwicklung Südostmecklenburgs. - Flora, **156**: 408-418.
- MÜLLER, H. M., KOPP, D. & KOHL, G. (1971): Pollenanalytische Untersuchungen zur Altersbestimmung von Humusaufgaben einiger Bodenprofile im subkontinentalen Tieflandgebiet der DDR. - Peterm. Geogr. Mitt., **115**: 25-36.
- MÜLLER-WILLE, M., HIGELKE, B., HOFFMANN, D., MENKE, B., BRANDE, A., BOKELMANN, K., SAGGAUS, H. E. & KÜHN, H. J. (1988): Norderhever-Projekt. 1 Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte im Einzugsgebiet der Norderhever (Nordfriesland). - 232 S.; Neumünster.
- NIEWIAROWSKI, W., NORYSKIEWICZ, B., PIOTROWSKI, W. & SINKIEWICZ, M. (1995): An outline of natural and anthropogenic changes of geographical environment in the Biskupin area during the last 7000 years. - Quaternary Studies in Poland, **13**: 77-88.
- OHLE, W. (1972): Die Sedimente des Großen Plöner Sees als Dokumente der Zivilisation. - Jahrbuch für Heimatkunde Plön, **2**: 7-27.
- OHLE, W. (1973): Die rasante Eutrophierung des Großen Plöner Sees in frühgeschichtlicher Zeit. - Die Naturwissenschaften, **60**: 47 S.
- PREHN, B. (1985): Die ur- und frühgeschichtliche Fundplatzverteilung im Umland der Müritz sowie ihre besiedlungs- und landschaftsgeschichtliche Aussage. - Unveröff. Dipl.-Arb., Humboldt-Universität Berlin, Institut für Ur- und Frühgeschichte.

- PREHN, B. (1987): Zu Hinweisen auf Seespiegelschwankungen der Müritz. - *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, math.-nat. R.*, **36**: 49-51.
- RUCHHÖFT, F. (1999): Der Wasserstand der „Oberen Seen“ in Mecklenburg in Mittelalter und früher Neuzeit. - *Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern*, **6**: 195-208.
- RUST, A. (1937): Das altsteinzeitliche Rentierlager Meindorf. - 146 S; Neumünster.
- SCHLICHTERLE, H. (1990): Aspekte der siedlungsarchäologischen Erforschung von Neolithikum und Bronzezeit im südwestdeutschen Alpenvorland. - *Berichte der Römisch-Germanischen Kommission*, **71**: 208-244.
- SCHOKNECHT, U. (1959): Der mittelsteinzeitliche Wohnplatz „Stinthorst“ bei Waren. - *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg, Jahrbuch 1957*: 7-24.
- SCHOKNECHT, U. (1993): Neue Funde und Befunde von der jungslawischen Burgwallinsel Vipperow, Kreis Röbel. - *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch 1992*: 213-260.
- SCHOKNECHT, T. (1996): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations-, Siedlungs- und Landschaftsgeschichte in Mittelmecklenburg. - *Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns*, **29**: 68 S.; Lübstorf.
- SCHUMACHER, C. W. C. (1790): Über den sogenannten Røbelschen Wald unter dem Wasser in der Müritz. - *Monatschrift von und für Mecklenburg*, **3**: 246-251.
- WIETHOLD, J. (1998): Studien zur jüngeren postglazialen Vegetations- und Siedlungsgeschichte im östlichen Schleswig-Holstein. - *Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie*, **45**: 365 S.; Bonn.
- YU, G., & HARRISON, S. P. (1995): Holocene changes in atmospheric circulation patterns as shown by lake status changes in northern Europe. - *Boreas*, **24**: 260-268.

## Neue $^{14}\text{C}$ -Daten zur jüngeren Dryaszeit in den ecuadorianischen Anden

KLAUS HEINE & MEBUS A. GEYH\*

HEINE, K. & GEYH, M. A. (2002): Neue  $^{14}\text{C}$ -Daten zur jüngeren Dryaszeit in den ecuadorianischen Anden. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 51: 33-50; Hannover 2002.

Keywords: Younger Dryas, glacier advance, Ecuadorian Andes,  $^{14}\text{C}$  age related problems.

**Kurzfassung:** Glaziale Sedimente und Formen der tropischen Anden enthalten Paläoklima-Archive. Für die jüngere Dryaszeit (Younger Dryas = YD) besteht eine kontroverse Diskussion bezüglich der Gletschervorstöße. Im Gebiet des Papallacta-Passes (Ostkordilleren in Ecuador) wird ein Gletschervorstoß durch Till und Moränen dokumentiert. Die glazialen Sedimente werden unter- und überlagert von Tephrahorizonten, Torf und anderen Sedimenten, die reich an organischem Material sind. Radiokarbon-Altersbestimmungen werden somit möglich.  $29^{14}\text{C}$ -Alter zu diesem Gletschervorstoß publizierten CLAPPERTON et al. (1997); weitere  $29^{14}\text{C}$ -Alter werden hier vorgestellt. Die Daten belegen sowohl feuchte (= Gletschervorstoß) als auch trockene (= Gletscherabschmelzen) Klimabedingungen während der Jüngeren Dryaszeit. Unter Berücksichtigung der kalibrierten  $^{14}\text{C}$ -Alter ergibt sich ein Gletschervorstoß in der zweiten Hälfte der Jüngeren Dryaszeit und zu Beginn des Holozäns. An dem Beispiel wird belegt, daß die Interpretation der  $^{14}\text{C}$ -datierten Jüngere Dryas-zeitlichen Gletschervorstöße mit größter Sorgfalt vorgenommen werden muß.

### [New $^{14}\text{C}$ dates of Younger Dryas age in the Ecuadorian Andes]

**Abstract:** The tropical Andes contain archives of late Quaternary climate change in glacial deposits. There is much debate about the Younger Dryas (YD) interval with respect to glacier advances. A glacier advance is documented by tills and moraines in the Papallacta Pass area of the eastern Andean Cordillera in Ecuador. The glacial deposits are underlain and overlain by tephros, peat and other deposits rich in organic matter, thus allowing radiocarbon age determinations.  $29^{14}\text{C}$  ages published by CLAPPERTON et al. (1997) and  $29^{14}\text{C}$  ages presented in this study have been interpreted to show both wet (= glacier advance) and dry (= glacier retreat) conditions during the YD. A glacier advance occur-

red during the latter half of the YD and the early Holocene. The case shows that the interpretation of  $^{14}\text{C}$  dated YD glacier advances has to be elaborated very carefully.

### 1 Einleitung

Es ist heute bekannt, daß die letzteiszeitlichen Maximalstände der Gebirgs- und der kontinentalen Vergletscherungen asynchron verliefen (GILLESPIE & MOLNAR 1995; HEINE 1983; CLARK et al. 1993). In den Gebirgen von N- und S-Amerika, Hawaii, Asien und Neuseeland ereigneten sich die maximalen Gletschervorstöße vor dem eigentlichen LGM (= last glacial maximum, um ca. 18.000  $^{14}\text{C}$ -Jahre vor heute), nämlich während verschiedener Zeitabschnitte zwischen 115.000 und 30.000 a BP, als niedrige Temperaturen und hohe Niederschläge besonders günstig für das Gletscherwachstum waren (z.B. MIS 4 = marine isotope stage 4, ca. 73.000-58.000 a BP). Unterschiede in der Zeit der Gletschervorstöße in den verschiedenen Gebirgen weisen darauf hin, daß alpine Gletscher nicht nur vom globalen Klimageschehen abhängig sind, sondern auch in gleicher Weise vom regionalen Klima. In einem engeren zeitlichen Maßstab trifft dies auch für das Spätglazial und Frühholozän, also die Zeit zwischen rund 14.000 und 9000  $^{14}\text{C}$ -Jahren, zu. Außerdem dokumentiert das Verhalten größerer Gletscher im Gegensatz zu kleineren nur die langfristigen, einschneidenden Klimaveränderungen. Es verwundert daher sehr, daß auch heute noch immer wieder sogenannte Jüngere Dryas-zeitliche Gletschervorstöße postuliert und korreliert werden, obgleich dafür keine hinreichenden Belege vorhanden sind. Allein aus der Vorstellung heraus, daß der Klimasturz im nordatlantischen Bereich sich auch weltweit bemerkbar gemacht haben muß und daß damit weltweit ein Vorrücken der Gebirgsgletscher einherging, werden spätglaziale Gletschervorstöße vorschnell der YD zugeschrieben. Zahlreiche Belege aus allen Erdteilen lassen sich dafür anführen (z.B. DENTON & HENDY 1994; DENTON et al. 1999).

\*)Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. K. Heine, Geographisches Institut, Universität, D-93040 Regensburg; Prof. Dr. M.A. Geyh, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Postf. 510153, D-30631 Hannover.

Autoren, die eine kritische und vorsichtige Interpretation der - oft spärlichen - Paläoklimadaten fordern (z.B. HEINE 1983; J. T. HEINE 1993), werden wenig beachtet. Über viele Jahre wurden Ergebnisse der Eisbohrkerne von Grönland und aus der Antarktis hinsichtlich der spätglazialen Klimaschwankungen korreliert, ohne daß dafür genügend gesicherte absolute Daten vorlagen. Erst kürzlich wurde aufgrund eines neuerlichen Vergleichs der Eisbohrkerne von Vostok und Byrd/Antarktis und GRIP/Grönland darauf aufmerksam gemacht (RAYNAUD et al. 2000), daß eine kalte spätglaziale Klimaschwankung der Antarktis, die bisher der YD zugeschrieben wurde, nicht der YD des nordatlantischen Raumes entspricht. RÜHLEMANN et al. (1999) weisen darauf hin, daß sich auch die SST (sea surface temperature) des tropischen und des Nord-Atlantik während des Spätglazials entgegengesetzt verhielten.

Es ist eine große Herausforderung für die Paläoklimatologen, Zeit und Mechanismus der abrupten Klimaänderungen auf der Nord- und der Südhemisphäre während des Spätglazials zu identifizieren. Dies ist nur möglich, indem detaillierte paläoklimatische Archive aus den Tropen und der S-Hemisphäre ausgewertet werden. Viele Fragen sind bisher unbeantwortet (vgl. DENTON 2000):

- Sind die abrupten Änderungen, die in den Grönland-Eiskernen zu beobachten sind, regional oder global?
- Erwärmte sich die Süd-Hemisphäre früher?
- Oder erwärmten sich beide Hemisphären plötzlich und gleichzeitig?
- Oder erwärmte sich die eine Hemisphäre plötzlich und die andere allmählich?
- Lassen sich die YD-Kälteschwankung und die Bölling-Warmperiode auf der Süd-Hemisphäre belegen? (vgl. JOUZEL et al. 1995).
- Oder zeigen beide Hemisphären während der Bölling/Alleröd-YD-Zeit Klimaschwankungen mit gegenläufigem Trend?

Um die Klärung dieser Fragen voranzutreiben, werden detaillierte zeitliche Angaben von spätglazialen/frühholozänen Gletscherverhalten der ecuadorianischen Anden mitgeteilt. In Verbindung mit neueren Forschungen über die Klima-Gletscher-Beziehungen in den Tropen und die hohe Empfindlichkeit, mit der tropische Gletscher auf Temperaturänderungen reagieren (KASER et al. 1996a; 1996b), tragen sie zu einer differenzierten Interpretation der Jüngere Dryas-zeitlichen Gletscherschwankungen in den Tropen bei.

Große Probleme bereiten immer noch viele  $^{14}\text{C}$ -Alter, da methodische Annahmen für deren Bestimmung zugrunde gelegt werden, die nicht immer erfüllt sind. Bisher unberücksichtigt blieb meist, daß der Reservoir-Effekt der Meere sich möglicherweise im Jungquartär geändert hat (SIKES et al. 2000); dies führt zu Fehlern bei der absoluten Datierung der Meeressedimente und erschwert Korrelationen zwischen marinen und terrestrischen Sedimenten und Eisbohrkernen.

### 1.1 Ursachen der YD

Die YD wird in die Zeit zwischen 11.000 und 10.000  $^{14}\text{C}$ -Jahre BP datiert. In den letzten Jahren wurde durch Kalibrierung der  $^{14}\text{C}$ -Daten Anfang und Ende der YD absolut angegeben. Folgende Alter werden genannt: TAYLOR et al. (1993): 12.800-11.600 cal BP; RÜHLEMANN et al. (1999): 12.900-11.600 cal BP; GOSLAR et al. (2000): 12.700-11.500 cal BP. Das Ende der YD (Termination YD/PB) bestimmen ANDRES & LITT (2000) auf 11.560 bis 11.590 cal BP für Mitteleuropa aufgrund der Ergebnisse des DFG-Projekts „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15 000 Jahre, kontinentale Sedimente als Ausdruck sich verändernder Umweltbedingungen“.

Nach HOSTETLER et al. (2000) existierten um 11.000  $^{14}\text{C}$ -Jahre BP große Seen (Lake Agassiz, vgl. COLMAN et al. 1994) in Zentral- und Ost-Nordamerika am Südrand des Laurentischen Eisschildes. Diese haben das Klima beeinflusst. Durch mesoskalige atmosphärische Rückkopplungen war die Zufuhr der Feuchtigkeit auf den laurentischen Eisschild verringert und zwar in Zeiten, in denen der ausgedehnte kalte Lake Agassiz existierte, im Vergleich zu den Zeiten mit niedrigen Seeständen, in denen nur kleine Seen vorhanden waren. Die daraus resultierenden Änderungen der Massenbilanz des Eisschildes hat zu Fluktuationen seiner Ränder geführt, die wiederum die Abflußwege des Wassers zum Nord-Atlantik beeinflussten. Ein zurückweichender Eisrand während Zeiten mit hohem Seespiegel konnte den Abflußweg vom Lake Agassiz zum Nord-Atlantik öffnen. Ein nachfolgendes Vorrücken des Eisrandes als Folge größerer Feuchtigkeitzufuhr bei niedrigem Seespiegel konnte den Abflußweg wieder versperren und dadurch den Abfluß in den Nord-Atlantik reduzieren (DE VERNAL et al. 1996; vgl. auch COLMAN et al. 1994).

Man vermutet, daß die YD mit einer großen Verschiebung der nordatlantischen thermohalinen

Zirkulation, die fast zu LGM-Verhältnissen führte, verbunden ist. Diese Verschiebung kann durch die Schmelzwasser und Eissurges ausgelöst worden sein (vgl. ANDERSON 1997). GOSLAR et al. (2000) bemerken, daß während der YD die Tiefenzirkulation der Ozeane nicht wesentlich von den gegenwärtigen Verhältnissen abweichen. Daher kann die Ursache für die YD sehr wohl in dem Schmelzwasser-Abfluß liegen.

### 1.2 Problemstellung

Im Zuge des Ausbaus der Papallacta-Paßstraße zwischen Quito und dem Amazonas-Tiefland waren in den Jahren 1990 und 1991 ideale Aufschlußverhältnisse in der Ostkordillere der Anden im Paßbereich zwischen 3600 und 4080 m Höhe gegeben (Abb. 1 u. 2). Die Geländeaufnahmen zeigten, daß ein spätglazialer bis frühholozäner Gletscher (Gruppe VI) im Paßgebiet oberhalb 4000 m NN existierte. Aufgrund umfangreicher Gelände- und Laborbefunde können HEINE (1995a) und HEINE & HEINE (1996) die Moränen einem Gletschervorstoß an der Wende YD/Holozän zuordnen. Vierzehn <sup>14</sup>C-Daten aus dem Papallacta-Gebiet belegen ein maximales Alter des Gletschervorstoßes um bzw. nach 10.500 <sup>14</sup>C-Jah-



Abb. 1: Karte von Ecuador.  
Fig. 1: Location map.

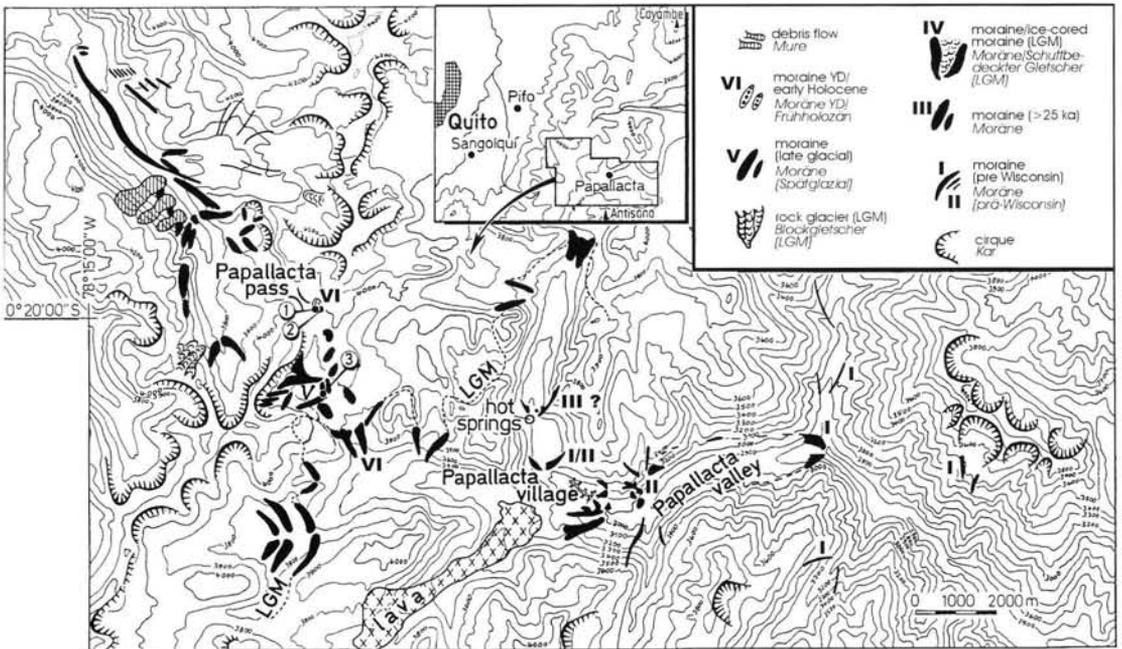


Abb. 2: Glazialmorphologische Skizze des Papallacta-Tals (nach HEINE 1995a). (1) und (2): Lage der Profile der Moräne M VI; (3): Lage der Profile der Moräne V.

ren BP und - in Verbindung mit Daten vom Pinchicha-Vulkan - ein minimales Alter von >9000  $^{14}\text{C}$ -Jahren BP. HEINE (1995a) und HEINE & HEINE (1996) datieren den Gletschervorstoß nicht unmittelbar in die Phase der Jüngeren Dryaszeit, sondern gegen Ende der YD und zu Beginn des Holozäns. Nachdem Clapperton von der Existenz dieser Moränen erfahren hat, wurden sie von ihm und einer Arbeitsgruppe erneut bearbeitet und datiert. Diese Moränen der Gruppe VI bezeichneten CLAPPERTON et al. (1997) als 'Potrerillos Glacier Advance', den sie zwischen 10.855 und 10.035  $^{14}\text{C}$ -Jahre BP datieren und als Vorstoß deklarieren, der der europäischen Jüngeren Dryaszeit zuzuordnen ist. CLAPPERTON et al. (1997) bestimmen das Maximalalter der Moränengruppe M VI, indem sie gewichtete mittlere Alter aus mehreren  $^{14}\text{C}$ -Daten verschiedener Profile und Horizonte berechnen. Das angewandte Verfahren ist mathematisch nicht haltbar und wird daher von GEYH (2000) nachdrücklich kritisiert.

Um das Alter der Moränengruppe M VI genauer zu erfassen, wurden zusätzliche  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen ausgeführt und eine weitere Auswertung der Gelände- und Laborbefunde vorgenommen. Die Ergebnisse werden vor dem Hintergrund der heutigen Kenntnisse über die YD nachfolgend diskutiert.

## 2 Befunde

### 2.1 Das Arbeitsgebiet

Die Kordilleren der Anden erheben sich in Ecuador mehr als 4000 m über die Tiefländer von Guayas im Westen und Amazoniens im Osten. Die Gebirgsketten verlaufen in nordsüdlicher Richtung und werden von Stratovulkanen, die oft Höhen von mehr als 5000 m erreichen, gekrönt (Abb. 1). Intramontane Becken und Plateaus trennen die Hauptgebirgszüge. CLAPPERTON (1987a) gibt eine ausführliche Beschreibung von Relief, Klima, Gletschern und Glazialmorphologie des Raumes. Physisch-geographische Daten zum Gebiet des Papallacta-Passes geben CLAPPERTON et al. (1997).

Die Vergletscherungen der ecuadorianischen Anden werden seit über 100 Jahren diskutiert (u.a. WOLF 1892; SAUER 1971; HASTENRATH 1981; LAUER & RAFIQPOOR 1986; CLAPPERTON 1993; HEINE 1995a). CLAPPERTON (1985; 1987a; 1987b; 1990; 1993; CLAPPERTON & McEWAN 1985) erarbeitet eine Glazialchronologie für Ecuador, in der die

oft fundamentalen Irrtümer früherer Studien gezeigt und korrigiert werden. HEINE (1995a; 1995b) kann darlegen, daß auch die von CLAPPERTON (1993) vorgestellte Chronostratigraphie in wesentlichen Punkten (z.B. der Ausdehnung der LGM-zeitlichen Gletscher) einer Revision bedarf.

### 2.2 Spätglaziale Gletschergeschichte am Papallacta-Paß

Das Papallacta-Tal und der Papallacta-Paß (Abb. 2) befinden sich nördlich und nordwestlich des Antisana-Vulkans. Die glazialen Formen und Sedimente weisen auf wiederholte Vergletscherungen. Moränen (M I) belegen, daß ein pleistozäner Gletscher im Papallacta-Tal bis 2800 m Höhe hinab reichte (HEINE 1995a). Diese am tiefsten liegende Moräne M I wird in das MIS 6 (marine isotope stage 6) oder älter datiert (HEINE 1995a). Zwischen der Moräne M I und dem Papallacta-Paß (Abb. 2) ist eine Sequenz aus zahlreichen, unterschiedlich alten Moränen ausgebildet, die Gletscherschwankungen seit dem MIS 6 dokumentieren. Die Moränen der Gruppe M IV, die dem LGM (last glacial maximum, ca. 18.000  $^{14}\text{C}$ -Jahre vor heute) angehören, liegen in 3700-3900 m Höhe.

Die Moränen der hier zur Diskussion stehenden Gruppe M VI werden von der Paßstraße in Höhen oberhalb von 4000 m NN angeschnitten (Foto 1 und 2). Der Till füllt eine flache Mulde aus; er ist unverwittert, weder sortiert noch eingeregelt, ungegliedert und bis zu 6 m mächtig. Gerundete Blöcke können einen Durchmesser bis über 0,5 m haben. Das gesamte Profil zeigt folgenden Aufbau: Über den größtenteils durch Gletschereis abgeschliffenen Vulkangesteinen liegt ein 20 bis 30 cm mächtiger Horizont aus Schottern und Periglazialschutt, der zu den seitlichen Hängen hin auskeilt. Darüber folgt eine Wechsellagerung aus Tephren und Mudden. Mindestens 7 dünne Bänder sind reich an organischem Material. Die Sedimentation dieses etwa 70 cm dicken Schichtpakets erfolgte durch starke Abspülung und Umlagerung. Tephralagen in situ werden nicht beobachtet, obgleich einige weißgraue Tuffbändchen fast durchgehend zu verfolgen sind. Die Mudden weisen auf Phasen morphologischer Stabilität hin.

Die Datierung des organischen Materials einiger Horizonte (Profil A) ergab folgende  $^{14}\text{C}$ -Alter (a BP) (Abb. 3): Das älteste Muddebändchen hat ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $12.140 \pm 80$  a BP (Hv 17062) und

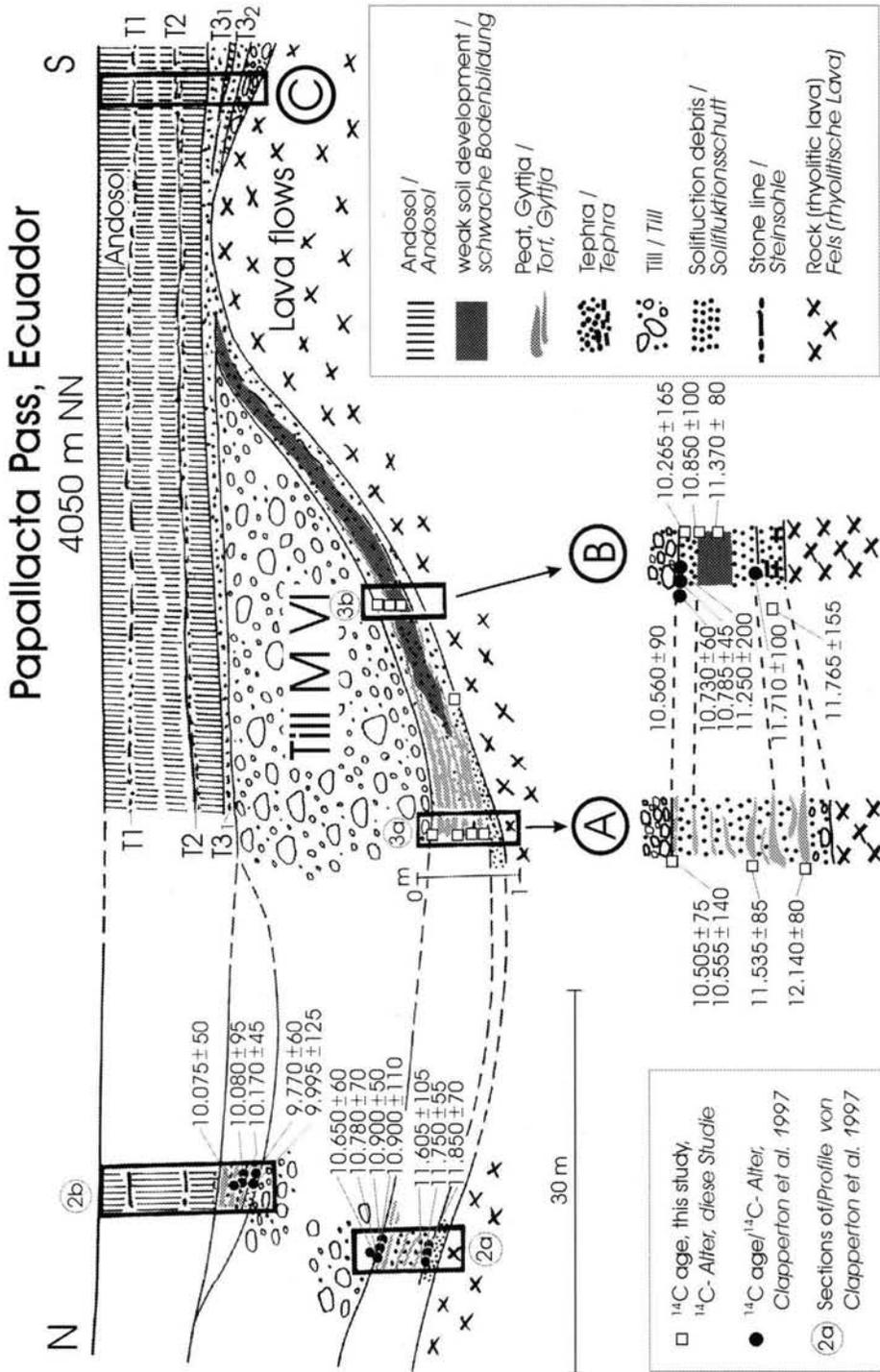


Abb. 3: Papallacta-Paß-Profil.  
Fig. 3: Sections of the Papallacta Pass area.

zeigt damit den Beginn der spätglazialen Wiederbesiedlung dieser Gebiete durch die Vegetation an. Der Horizont aus Schottern und Periglazialschutt darunter ist entsprechend älter. Ein zwei-

tes <sup>14</sup>C-Alter von 11.535 ± 85 a BP (Hv 23019) in Verbindung mit den <sup>14</sup>C-Altern der hangenden Muddeschicht von 10.555 ± 140 a BP (Hv 23020) und 10.505 ± 75 a BP (Hv 17063) belegt die konti-



Foto 1: Papallacta-Paß-Gebiet in rund 4000-4100 m NN. Die Straßeneinschnitte zeigen den Aufbau der Moränen sowie der liegenden und hangenden Schichten auf mehreren 100 m Länge. Die Pfeile markieren die Profile A, B und C der Abbildung 3 (siehe auch Foto 2). Foto: HEINE, 20.01.1990.

Foto 1: Papallacta Pass area, ca. 4000-4100 m a.s.l. The road-cuts which are several 100 m long, show the tills and the tephra, peat and soil layers on top and beneath the glacial deposits. The arrows mark the sections A, B and C of Figure 3 (see also Photo 2). Photo: HEINE, 20.01.1990.

nuierliche Sedimentation der Wechsellagerung aus Tephra und Mudden bis vor rund 10.500  $^{14}\text{C}$ -Jahren BP. Die Grenze der liegenden Sedimente zum Till dokumentiert, daß der Gletscher nicht erosiv tätig war, sondern Till in dem glazial geprägten Rundhöckerrelief aus Vulkaniten in den Senken zwischen den Felskuppen zurückließ.

Etwa 8 m südlich des zuvor genannten Profils A wurden die liegenden Schichten des Tills ebenfalls datiert (Profil B, Abb. 3). Unmittelbar unter dem Till hat eine Mude ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $10.265 \pm 165$  a BP (Hv 23040). Ein Horizont aus Blattresten ergibt  $10.850 \pm 100$  a BP (Hv 18068) und der darunter liegende Humushorizont  $11.370 \pm 80$  a BP (Hv 23041). Damit ergänzen sich die Daten der Profile A und B.

Zwischen beiden Profilen hat organisches Material, das im liegenden Sand gefunden wurde, ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $11.765 \pm 155$  a BP (Hv 23042). Die-

ser Horizont fügt sich mit seinem Alter ebenfalls in das Gesamtbild ein.

Ca. 20 m südlich des Profils B befindet sich das Profil C (Abb. 3). Hier bedeckt ein Schutt, der älter als die Wechsellagerung aus Tephren und Mudden ist, das Anstehende. Der Till der Profile A und B ist nicht mehr ausgebildet. Damit wird belegt, daß der Till der Moränengruppe M VI nur eine sehr begrenzte Verbreitung hat, was auf ein kleines Gletscherfeld schließen läßt.

Die Deckschichten der Profile A, B und C sind identisch. Es handelt sich um eine Wechsellagerung aus Tephraschichten und Andosols. Die Deckschichten lassen sich entlang der Straßeneinschnitte hangabwärts verfolgen. In 3870 m Höhe bedecken sie die Moränenwälle der Gruppe V, die ein Alter von  $> 13.000$   $^{14}\text{C}$ -Jahren BP haben (HEINE 1995a, 1995b; HEINE & HEINE 1996). Aufgrund tephrostratigraphischer Korrelationen in Verbin-

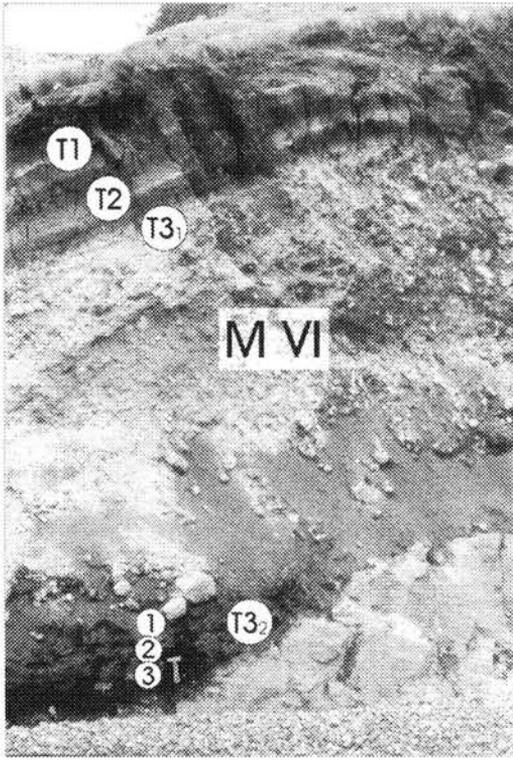


Foto 2: Papallacta-Paß-Gebiet in 4055 m NN. Aufschluß im Straßenanschnitt. Der unverwitterte Till der Moränengruppe M VI wird von Schotter, Sand, Torf und Tephra unterlagert (im Bild links unten). Die Deckschichten bestehen aus Tephra und Andoböden (im Bild oben links). Die Nummern zeigen die Entnahmestellen der Proben: (1) ECU 121 (10.505±75 - Hv 17063; 10.555±140 - Hv 23020), (2) ECU 120 (11.535±85 - Hv 23019), (3) ECU 118 (12.140±80 - Hv 17062). T1, T2, T3<sub>1</sub> und T3<sub>2</sub> = Tephralagen. Der Hammer neben dem Probenpunkt 3 gibt den Maßstab an. Foto: HEINE, 21.01.1990.

Foto 2: Papallacta Pass area in 4055 m a.s.l. Section in roadcut. The unweathered till of moraine group M VI is underlain by gravel, sand, peat and tephra (below at left). The layers on top of the till are tephra and andosols (upper part, left). The numbers show the locations of samples: (1) ECU 121 (10.505±75 - Hv 17063; 10.555±140 - Hv 23020), (2) ECU 120 (11.535±85 - Hv 23019), (3) ECU 118 (12.140±80 - Hv 17062). T1, T2, T3<sub>1</sub> and T3<sub>2</sub> = tephra layers. Hammer for scale. Photo: HEINE, 21.01.1990.

dung mit  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen (HEINE 1995a) werden die Deckschichten der Profile A, B und C dem Holozän zugeordnet. Die tephrostratigraphischen Korrelationen (Abb. 3) ergeben für die Tephralagen (T3<sub>1</sub> und T3<sub>2</sub>, der Abb. 3) ein  $^{14}\text{C}$ -Alter zwischen >8000 und rund 12.000 a BP. Die Tephralagen T3<sub>1</sub> liegen im Hangenden des Tills der Moränengruppe M VI, während die Tephra-

lagen T3<sub>2</sub> im Liegenden des Tills M VI angetroffen werden. Die  $^{14}\text{C}$ -Alter für die Tephralagen T3 (Abb. 3) stammen aus Profilen im Bereich der Moränenwälle der Gruppe M V, wo infolge der Moränenwall-Topographie das Tephramaterial teilweise umgelagert wurde. Auf den Moränenwällen sind die Tephrahorizonte erodiert, während in den Senken zwischen den Moränenwällen das Tephramaterial in Wechsellagerung mit Mudden und Torfen abgelagert worden ist (Foto 3). Vermutlich verjüngten Umlagerungsprozesse und Durchwurzelung durch Riedgräser in den feuchten Senken zwischen den Moränenwällen die  $^{14}\text{C}$ -Alter. Bleiben die beiden kleinsten  $^{14}\text{C}$ -Daten unberücksichtigt (Kontamination infolge Durchwurzelung bei Hv 18070 und 18071), ergeben sich Alter für die Tephralagen T3<sub>2</sub>, die sich gut in die Chronostratigraphie einfügen (Abb. 3).

### 2.3 Spätglaziale Gletschergeschichte anderer ecuadorianischer Vulkane (Pichincha, Chimborazo/Carihuairazo)

Über die spätglazialen Gletscherbewegungen an den Vulkanen Pichincha und Chimborazo/Carihuairazo haben HEINE & HEINE (1996) und J.T. HEINE (1993, 1995) berichtet. Die Ausführungen sollen hier nicht wiederholt werden.

Am Pichincha wird ein Gletschervorstoß belegt, der jünger als 10.600  $^{14}\text{C}$ -Jahre BP und älter als 9000  $^{14}\text{C}$ -Jahre BP ist (Abb. 4). Die Gletschergeschichte des Vulkans Guagua Pichincha und Rucu Pichincha wird von HEINE (1995a, 1995b) beschrieben. Kleine Kargletscher waren am Ende der YD und zu Beginn des Holozäns ausgebildet. Die Datierung ergibt sich aus tephrostratigraphischen Korrelationen in Verbindung mit radio-metrischen Altersbestimmungen von Tephrahorizonten und organischem Material in Mudden, Mooren und fossilen A<sub>n</sub>-Horizonten der Andosols.

Der von CLAPPERTON & McEWAN (1985) für das Chimborazo/Carihuairazo-Gebiet (Río Mochatal) postulierte Vorstoß eines YD-zeitlichen Gletschers wurde von J.T. HEINE (1993, 1995) kritisch beurteilt; J.T. HEINE (1993, 1995) belegt durch eine Neubearbeitung des Río Mocha-Profiles und eine sorgfältige Deutung der Sedimente und glazialen Formen, daß zu keiner Zeit ein YD-zeitlicher Gletschervorstoß existierte. Dieser Interpretation schließen sich auch CLAPPERTON et al. (1997) - zumindest indirekt - an, indem sie bei der Diskussion des YD-zeitlichen Gletschervorstoßes am

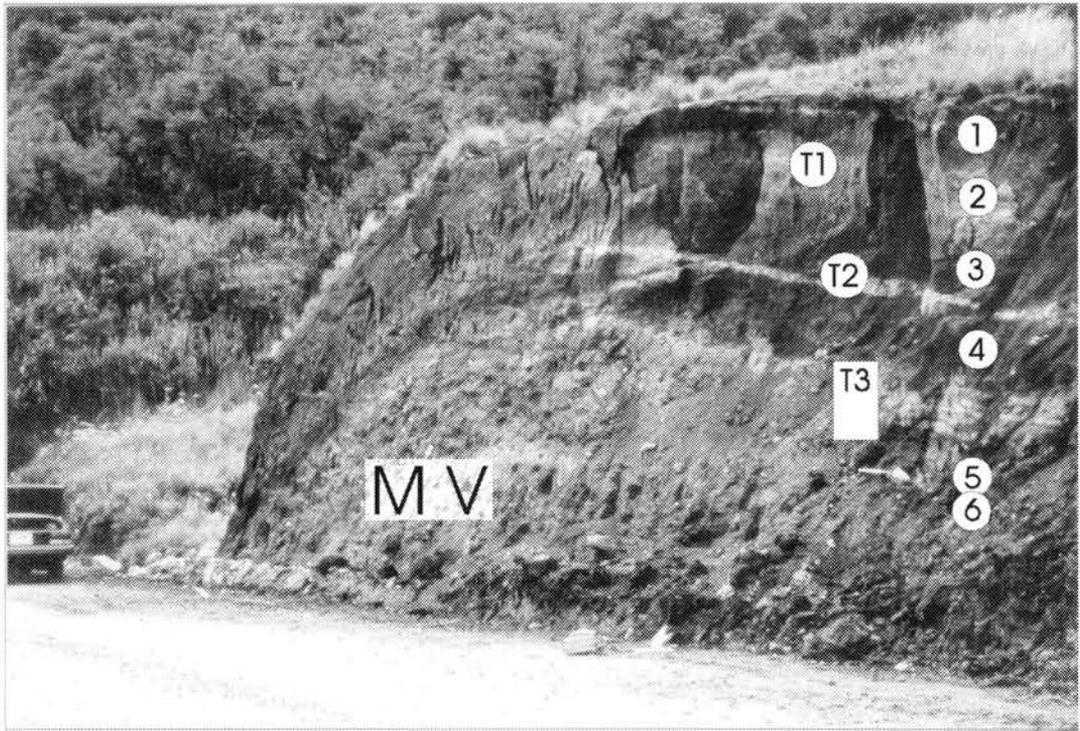


Foto 3: Papallacta-Gebiet. Moränenwall der Gruppe M V mit Deckschichten in 3870 m NN. Die Tephrahorizonte T1, T2 und T3 sind gekennzeichnet. Die Stellen der  $^{14}\text{C}$ -datierten Proben sind ebenfalls markiert: (1) ECU 117 ( $1070 \pm 50$  - Hv 23018), (2) ECU 116 ( $2050 \pm 60$  - Hv 23017), (3) ECU 115 ( $5215 \pm 60$  - Hv 23016), (4) ECU 113 ( $7880 \pm 85$  - Hv 17530), (5) ECU 111 ( $12,210 \pm 130$  - Hv 17529), (6) ECU 110 ( $12,275 \pm 85$  - Hv 17069). Foto: HEINE, 20.01.1990.

Foto 3: Papallacta area. Moraine wall of the group M V with tephra, peat and soil layers on top in 3870 m a.s.l. The tephra layers T1, T2 and T3 are marked. The location of the  $^{14}\text{C}$  samples is also shown. (1) ECU 117 ( $1070 \pm 50$  - Hv 23018), (2) ECU 116 ( $2050 \pm 60$  - Hv 23017), (3) ECU 115 ( $5215 \pm 60$  - Hv 23016), (4) ECU 113 ( $7880 \pm 85$  - Hv 17530), (5) ECU 111 ( $12,210 \pm 130$  - Hv 17529), (6) ECU 110 ( $12,275 \pm 85$  - Hv 17069). Photo: HEINE, 20.01.1990.

Papallacta-Paß nicht auf die Río Mocha-Situation eingehen, wo die Autoren doch zuvor immer diese Lokalität als Beleg für einen YD-zeitlichen Gletschervorstoß angeführt haben (z.B. CLAPPERTON 1993: 439-443).

### 3 Interpretation und Diskussion

Im Folgenden wird versucht, die Befunde hinsichtlich einer möglichst genauen Altersansprache zu diskutieren. Dabei sollen morphologische, paläopedologische, sedimentologische und tephrostratigraphische Analysen sowie  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen angewandt werden. Die Bezeichnungen der Moränengruppen, die älter als die YD sind, ist z.T. abweichend von früheren Angaben (z.B. HEINE 1995a, 1995b; HEINE & HEINE 1996), da neue Forschungsergebnisse berücksichtigt werden.

Das Maximalalter des Gletschervorstoßes der Gruppe M VI ergibt sich aus dem Minimalalter der liegenden Schichten unter dem M VI-Till. Aus der Darstellung in Abbildung 3 wird ersichtlich, daß die Sedimentation der Schichten unter dem M VI-Till ca. 1500 bis 2000  $^{14}\text{C}$ -Jahre benötigte. Die Profile A und B (Abb. 3) lassen erkennen, daß wiederholt Abspülung und damit Umlagerung von Tephramaterial erfolgte. In Mulden (Profil A) wurde das abgespülte Material sedimentiert, am Hang (Profil B) konnte sich ein schwacher Boden entwickeln. Vor über rund 12.200  $^{14}\text{C}$ -Jahren BP gab es keine Bodenbildung und auch keine Vegetationsentwicklung. Zwischen  $12.140 \pm 80$  a BP und  $10.265 \pm 165$  a BP erfolgte die Ablagerung der Sandschichten und die Muddebildung unter dem M VI-Till. Die Alter von  $10.555 \pm 140$   $^{14}\text{C}$ -Jahren BP und  $10.265 \pm 165$   $^{14}\text{C}$ -Jahren BP stam-

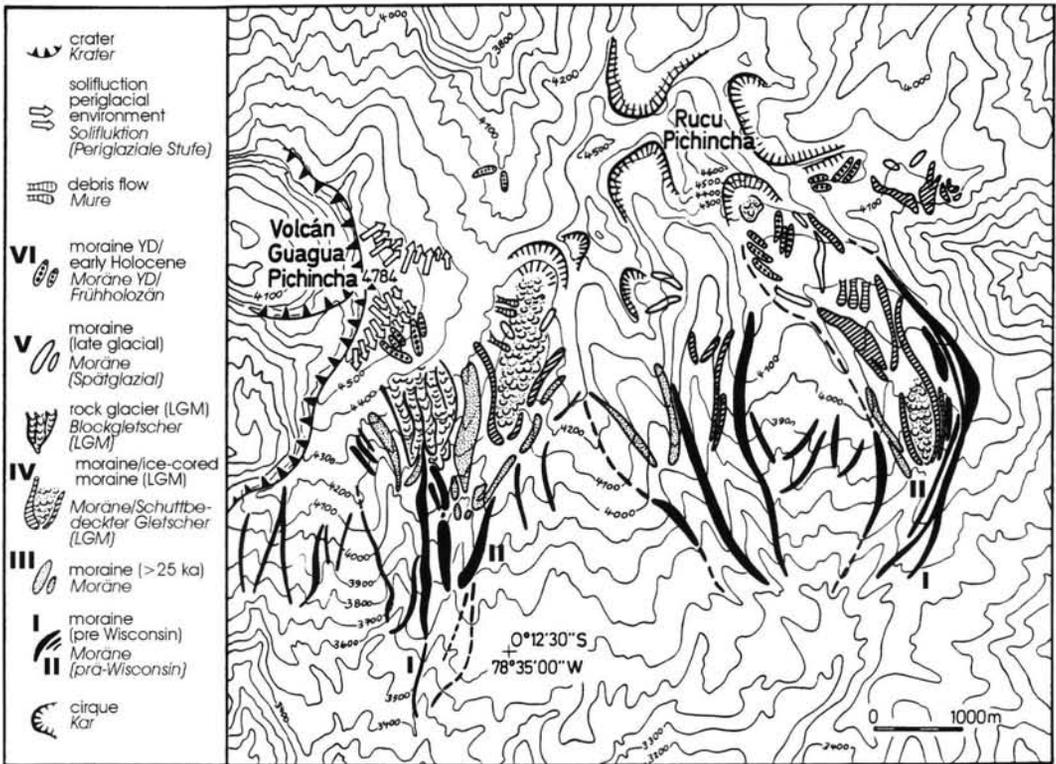


Abb. 4: Glazialmorphologische Skizze des Pichincha-Vulkangebirges (vgl. HEINE 1995a).  
 Fig. 4: Glacial sequence of Pichincha volcano (see HEINE 1995a).

men von Material, daß unmittelbar im Grenzbe-  
 reich zwischen dem M VI-Till und den liegenden  
 Sedimenten entnommen wurde. Die Alter dokum-  
 entieren somit das Maximalalter des Gletscher-  
 vorstoßes, ebenso das von CLAPPERTON et al.  
 (1997) genannte Alter von  $10.650 \pm 60$   $^{14}\text{C}$ -Jahren  
 BP, das von einem Torfrest stammt, der im basa-  
 len Till eingeschlossen war.

Die  $^{14}\text{C}$ -Alter der Profile A und B sind chronolo-  
 gisch vernünftig. Es besteht kein Grund anzuneh-  
 men, daß sie nicht den Zeitabschnitt zwischen  
 rund 12.200 und 10.300  $^{14}\text{C}$ -Jahren BP repräsen-  
 tieren. Da das Probenmaterial aus verschiedenen  
 Horizonten entnommen wurde (mit Ausnahme  
 der doppelten Datierung der Probe ECU 121),  
 verbietet sich eine statistische Auswertung der  
 Daten bezüglich einer Mittelwert-Berechnung des  
 Alters (vgl. GEYH 2000). Wird allein die  $^{14}\text{C}$ -Zeit-  
 skala benutzt, dann würde das Maximalalter des  
 Gletschervorstoßes M VI in die zweite Hälfte der  
 YD fallen. Unter Berücksichtigung der kalibrierten  
 $^{14}\text{C}$ -Alter (Tab. 1) kann der Beginn des Vor-  
 stoßes M VI bereits zwischen 12.690-12.350 cal

BP (ECU 121) und 12.400-11.690 cal BP (ECU  
 186) liegen und damit sowohl in der ersten als  
 auch in der zweiten Hälfte der YD.

Auch die  $^{14}\text{C}$ -Alter, die CLAPPERTON et al. (1997)  
 publizieren, können die Probleme der Datierung  
 nicht lösen. Die Daten (Abb. 5) stimmen sehr gut  
 mit den oben genannten  $^{14}\text{C}$ -Altern überein. Sie  
 belegen ein Maximalalter des Gletschervorstoßes  
 M VI von rund 10.700  $^{14}\text{C}$ -Jahren BP, was einem  
 Alter von rund 12.600-12.700 cal BP entspricht.

Das Minimalalter der Moränengruppe M VI konn-  
 te anhand der tephrostratigraphischen Arbeiten  
 bisher nicht genau im Papallacta-Gebiet bestimmt  
 werden. Aus den Profilen läßt sich ableiten, daß  
 vor rund 8000  $^{14}\text{C}$ -Jahren BP bereits eine intensi-  
 ve Bodenbildung auf den Deckschichten erfolgte.  
 Welches Alter die unmittelbar über dem Till M  
 VI liegenden Tephrahorizonte haben, konnte  
 nicht ermittelt werden, da einerseits die  $^{14}\text{C}$ -Alter  
 der entsprechenden Horizonte (Abb. 3) entwe-  
 der infolge Kontamination (Wurzeln) nicht aus-  
 sagekräftig und da andererseits einige Horizonte

Tab. 1:  $^{14}\text{C}$ -Alter der Proben des Papallacta-Gebiets in Ecuador.Tab. 1:  $^{14}\text{C}$  ages of samples from the Papallacta area in Ecuador.

$^{14}\text{C}$ age (a BP) $^{14}\text{C}$ -Jahre BP	Lab. No. Hv	Sample No. Proben-Nr. ECU	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	cal age cal. Alter cal....
255 ± 60	23 025	130	P	-25.1	AD 1635-1954
555 ± 60	23 026	131	P	-25.8	AD 1320-1430
680 ± 90	17 066	132	P	-27.4	
920 ± 70	23 027	133	P	-25.9	AD 1025-1220
1070 ± 50	23 018	117	fAh	-24.9	AD 900-1015
1405 ± 70	23 028	134	P	-26.0	AD 605-675
2050 ± 60	23 017	116	fAh	-25.1	BC 115-AD 20
4405 ± 70	17 067	135	fAh	-25.1	
4680 ± 110	18 070	173	P, c	-27.6	
5215 ± 60	23 016	115	fAh	-25.4	BC 4210-3965
6795 ± 65	17 064	100	fAh	-26.3	
7675 ± 85	17 068	136	fAh	-25.3	
7880 ± 85	17 530	113	G	-26.7	
9490 ± 260	18 071	175	tR	-29.6	
10,265 ± 165	23 040	186	sOM	-27.4	BC 10,400-9690
10,505 ± 75	17 063	121	P	-26.9	
10,555 ± 140	23 020	121	G	-26.2	BC 10,690-10,350
10,850 ± 100	18 068	187	Pl	-24.2	
10,945 ± 65	24 008	165	PH	-25.8	BC 10,990-10,835
11,150 ± 160	18 780	164	PH	-28.5	
11,370 ± 80	23 041	188	fAh	-25.1	BC 11,440-11,230
11,535 ± 85	23 019	120	G	-26.1	BC 11,635-11,390
11,765 ± 155	23 042	190	sOM	-26.4	BC 11,975-11,570
11,770 ± 90	18 072	176	P	-28.6	
12,140 ± 80	17 062	118	P	-27.4	
12,210 ± 130	17 529	111	G	-28.0	
12,250 ± 130	18 069	170	P	-26.9	
12,275 ± 85	17 069	110	P	-26.9	
12,330 ± 95	24 009	167	HA	-26.9	BC 12,660-12,280

c = contaminated/kontaminiert

fAh = fossil Andosol, A horizon/fossiler Andosol, A-Horizont

G = gyttja/Gyttja

PH = plant material + humid acids/pflanzliches Material + Huminsäuren

HA = humid acid/Huminsäuren

P = peat/Torf

Pl = plants/Pflanzen

sOM = sandy organic-rich material/Sand, reich an organischem Material

tR = thin rootlets/feine Wurzeln

Tab. 2:  $^{14}\text{C}$ -Alter theor. und Cal-Alter theor. für die Profile A und B der Fig. 3, berechnet aus den Sedimentationsraten.  
 Tab. 2:  $^{14}\text{C}$  ages theor. and cal ages theor. of the sections A and B of Figure 3, calculated from sedimentation rates.

Depth beneath till M VI Tiefe unter Till M VI cm	Sample No. Proben-Nr. ECU	$^{14}\text{C}$ age $^{14}\text{C}$ -Alter a BP	Cal. age Kal. Alter a cal BC	$^{14}\text{C}$ age theor. $^{14}\text{C}$ -Alter theor. a BP	Cal. age theor. Kal. Alter theor. a cal BC
<b>Profil A</b>					
0	121	10505 $\pm$ 75 10555 $\pm$ 140	10580 – 10355 10690 – 10350	10560 $\pm$ 60	10595 – 10395
30	120	11535 $\pm$ 85	11640 – 11390	11385 $\pm$ 45	11480 – 11325
40	119			11660 $\pm$ 50	11795 – 11615
60	118	12140 $\pm$ 80	12380 – 12060	12205 $\pm$ 75	12445 – 12170
<b>Profil B</b>					
0	186	10265 $\pm$ 165	10400 – 9690	10290 $\pm$ 131	10435 – 10030
10	187	10850 $\pm$ 100	10935 – 10715	10830 $\pm$ 70	10895 – 10695
20	188	11370 $\pm$ 80	11440 – 11230	11375 $\pm$ 75	11455 – 11235
40	189			12465 $\pm$ 225	12810 – 12100

bisher nicht datiert worden sind. Allerdings nennen CLAPPERTON et al. (1997) fünf  $^{14}\text{C}$ -Alter von Torf und Pflanzen-Makroresten aus den Deckschichten unmittelbar über dem Till M VI (Abb. 5). Die  $^{14}\text{C}$ -Alter deuten auf ein Minimalalter des Tills M VI von rund 10.000  $^{14}\text{C}$ -Jahren BP bzw. von rund 11.000-11.600 cal BP. Damit würde die Zeit des Abschmelzens des Gletschers in das frühe Holozän fallen. Allerdings ist nicht ganz auszuschließen, daß das datierte Material hangabwärts verlagert wurde, so daß auch Bestandteile von älteren Humus- und Muddehorizonten in den datierten Proben enthalten sind.

Werden die Befunde anhand der konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Alter diskutiert, so wird ein Gletschervorstoß belegt, der frühestens in der zweiten Hälfte der YD einsetzt, oder aber gegen Ende der YD, und der bis ins frühe Holozän existiert (vgl. Heine & Heine 1996). Auf gleiche Verhältnisse deuten auch die Ergebnisse vom Pichincha-Vulkangebirge hin (Abb. 4). Erst durch die Möglichkeit, die konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Alter in kalibrierte  $^{14}\text{C}$ -Alter, die der Kalenderrechnung entsprechen, zu überführen, wirft erneut Fragen der Altersstellung der YD-zeitlichen Gletscherbewegungen auf. Wenn die Datierung (ECU 186: 12.400-11.690 cal BP) aus den jüngsten Schichten unter dem Till M VI für die Ermittlung des Maximalalters des Gletschervorstoßes herangezogen wird, kann das Gletscher-

vorrücken in die letzte Hälfte der YD gestellt werden.

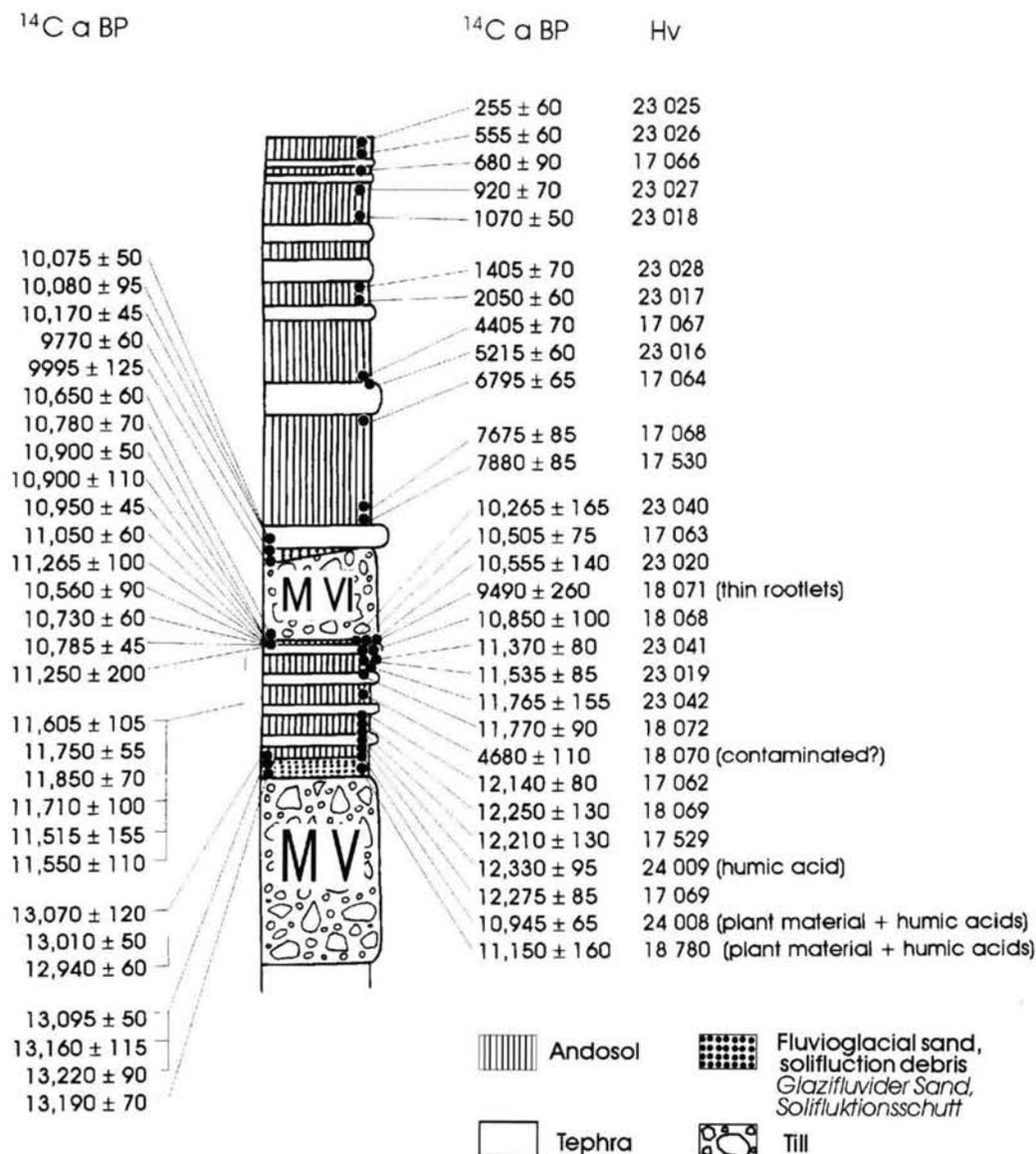
Darauf deuten auch die Berechnungen der Tab. 2. Die  $^{14}\text{C}$ -Alter theor. und Cal-Alter theor. sind Rechenwerte, die sich aus den Sedimentationsraten der Profile A und B (siehe Abb. 3) ergeben. Die Sedimentationsraten betragen für das Profil A für die konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Alter  $0,036 \pm 0,002$  cm/a und für die kalibrierten  $0,033 \pm 0,003$  cm/a. Der Unterschied erklärt sich aus der Verzerrung der  $^{14}\text{C}$ -Zeitskala. Mit diesen Sedimentationsraten wurden die konventionellen und kalibrierten Alter theor. für jede Schicht berechnet. Im Profil B betragen die Sedimentationsraten  $0,018 \pm 0,003$  cm/a bzw.  $0,018 \pm 0,004$  cm/a. Die berechneten Alter der Tabelle 2 deuten auf eine Bildung der humosen Schichten im Liegenden des Tills M VI bis in die zweite Hälfte der YD und damit auf einen entsprechenden spät-YD-zeitlichen Gletschervorstoß.

In Verbindung mit den Daten aus den hangenden Schichten (CLAPPERTON et al. 1997) (Abb. 5) kommt damit ein äußerst kurzer Zeitausschnitt in der zweiten Hälfte der YD und zu Beginn des Holozäns für den Gletschervorstoß in Frage. Die Größe des M VI-Gletschers im Papallacta-Gebiet widerspricht dieser Deutung nicht.

## Papallacta Pass

CLAPPERTON et al. (1997)

This study

Abb 5:  $^{14}\text{C}$ -Alter der Papallacta-Pass-Profile nach CLAPPERTON et al. (1997) und der vorliegenden Studie.Fig. 5:  $^{14}\text{C}$  ages of the Papallacta Pass sections published by CLAPPERTON et al. (1997) and in this study.

#### 4 Korrelation in Südamerika

Bereits vor Jahren publizierte J.T. HEINE (1992, 1993) eine kritische Würdigung der Belege für YD-zeitliche Gletscher- und Klimaschwankungen. Es stellt sich heraus, daß YD-zeitliche Gletschervorstöße in den südamerikanischen Anden nicht belegt werden können. Die Annahme der kalten und feuchten El Abra-Schwankung (VAN DER HAMMEN & HOOGHIEMSTRA 1995; KUHRy et al. 1993; HOOGHIEMSTRA & VAN DER HAMMEN 1993) mit entsprechendem Gletschervorstoß während der YD muß bezweifelt werden, da die Datierungen unzureichend sind. Zweifellos gab es im Spätglazial Südamerikas Klimaschwankungen, die auch zu den Gletschervorstößen der Moränengruppen M V und M VI in Ecuador führten, jedoch gibt es bisher keinen zweifelsfreien Beleg für einen Gletschervorstoß im tropischen Südamerika, der genau mit der Klimaschwankung der YD zusammenfällt. In einer Zusammenstellung über glazialmorphologische Belege für YD-zeitliche Gletschervorstöße in den Kordilleren von Nord- und Südamerika können OSBORN et al. (1995) für Südamerika nur auf den Vorstoß eines Chimborazo-Gletschers im Río Mocha-Tal (CLAPPERTON & MCEWAN 1985) verweisen, dessen Datierung jedoch von J.T. HEINE (1992, 1993) in das Spätglazial vor  $>13.000$   $^{14}\text{C}$ -Jahre BP vorgenommen wurde. RODBELL & SELTZER (2000) datieren ein schnelles Gletscherabschmelzen in der Cordillera Blanca (Peru) zu Beginn der YD als Folge der YD-zeitlichen Niederschlagsabnahme. Für die YD können sie keinen Gletschervorstoß belegen (vgl. auch SELTZER 2001).

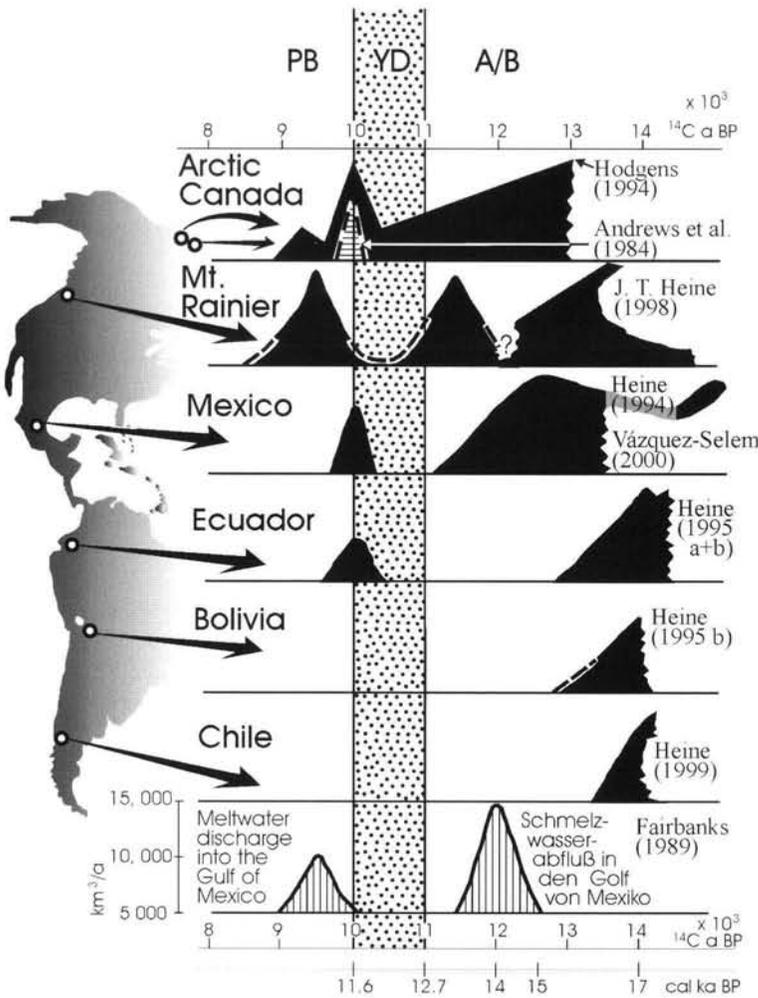
Die sorgfältige Aus- und Bewertung der Belege aus den tropischen Anden für eine YD-zeitliche Klimaschwankung zeigt, daß zwei Phasen mit Gletschervorstößen im Spätglazial/Frühholozän auftreten:  $>13.000/12.000$   $^{14}\text{C}$ -Jahre BP und  $10.000-9000$   $^{14}\text{C}$ -Jahre BP. Die mitgeteilten Befunde aus Ecuador dokumentieren sowohl einen Vorstoß, der älter als  $12.500$   $^{14}\text{C}$ -Jahre BP ist (M V), als auch einen Vorstoß, der jünger als  $10.500$   $^{14}\text{C}$ -Jahre BP ist. Allein die kritische Auswertung der Paläoklima-Archive (Moränensequenzen, Pollenprofile etc.) mit möglichst genauen Datierungen kann die eingangs aufgeworfenen Fragen nach dem Synchronismus oder dem Asynchronismus, dem regionalen und/oder globalen Auftreten, dem abrupten oder dem langsamen Wandel der YD beantworten helfen. Die Paläoklimatologie leidet unter dem Nachteil, daß diejenigen, die die Palä-

oklima-Archive beurteilen können (Palynologen, Sedimentologen etc.), normalerweise die Methoden der physikalischen und chemischen Altersbestimmungen zu wenig kennen, um zuverlässige Folgerungen ziehen zu können, und daß diejenigen, die die Methoden der Datierungen (Physiker, Chemiker etc.) und die Behandlung ihrer Ergebnisse beherrschen (Geochronologen, Physiker, Chemiker, Klimatologen etc.), die Geoarchive nicht zu deuten und zu bewerten vermögen.

Das Dilemma von Nachweisen für YD-zeitliche Gletscher und durch Pollenprofile belegte Klimaschwankungen in Südamerika ist zumindest in vielen Fällen in unzureichenden Datierungen der interpretierten Sedimente und Formen begründet. So lange beispielsweise Pollenprofile nur mit wenigen konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Altern belegt sind (vgl. HOOGHIEMSTRA & van der HAMMEN 1993: Abb. 4 bis 7; VAN 't VEER et al. 2000) und diese zudem noch ohne Standardabweichungen für konkrete Altersansprachen angegeben werden, lassen sich die Probleme des Nachweises der YD nicht befriedigend lösen (vgl. dazu GEYH 2000). Bis auf den heutigen Tag werden in Lateinamerika Gletscher- und Klimaschwankungen ohne (oder aus Mangel an) hinreichende(n) Daten stillschweigend zeitlich korreliert, ohne daß für die vorgenommenen Korrelationen gesicherte wissenschaftliche Belege vorliegen (zuletzt BAKER et al. 2001:699 für die YD). Daraus können besondere wissenschaftliche Folgerungen resultieren (GEYH 2000), wie z.B. eine scheinbare Korrelation verschiedener spätglazialer Klimaschwankungen mit der YD im europäischen Sinne.

Eine kritische Durchsicht der Literatur hinsichtlich paläoklimatisch verwertbarer Belege für YD-zeitliche Umweltveränderungen in Südamerika zeigt einige bemerkenswerte Aspekte. Abgesehen von den Vorstellungen von COLINVAUX und Mitarbeitern (COLINVAUX & DE OLIVEIRA 2000; COLINVAUX et al. 2000), daß das tropische Südamerika während des LGM kühl-feuchte Verhältnisse aufwies, gehen heute fast alle Bearbeiter/innen von kühleren (ca.  $5-7^\circ\text{C}$ ) und trockeneren Umweltbedingungen für das tropische Südamerika aus (HEINE 2000; THOMPSON et al. 2000; BEHLING et al. 2000; MAYLE 2000).

HEINE & HEINE (1996) und HEINE (2000) weisen darauf hin, daß die YD in den tropischen Anden im Vergleich zur Zeit davor und danach kühl und trocken war. Die geringeren Niederschläge wer-



PB - Preboreal    YD - Younger Dryas    A/B - Allerød/Bølling

Abb. 6: Spätglaziale Gletscherfluktuationen (ausgewählte Beispiele entlang der nord- und südamerikanischen (Kordilleren) und Schmelzwasserabfluß in den Golf von Mexiko.

Fig. 6: Late-glacial glacier fluctuations (selected examples of the North and South American Cordilleras) and meltwater discharge into the Gulf of Mexico.

den auch für das Ausbleiben der Gletschervorstöße verantwortlich gemacht. Ebenfalls geringere Niederschläge während der YD im Einzugsgebiet des Amazonas belegen die Ergebnisse vom Amazonas-Schwemmfächer (ODP site 942). MASLIN et al. (2000) präsentieren eine detaillierte, gut datierte Sequenz mariner Sedimente, die belegt, daß während der YD die Abflußmenge des Amazonas um 40% zurückging als Folge geringerer Niederschläge in Amazonien. Um 10.200  $^{14}\text{C}$ -Jah-

re BP (ca. 11.400 cal BP), d.h. während Termination IB, tritt ein gewaltiger, jedoch kurzlebiger Gipfel in der Amazonas-Abflußkurve auf, der in allen planktonischen und lithologisch/biogenetischen Archiven der Bohrkern-Sedimente deutlich hervortritt. Da mit diesem Ereignis auch ein vermehrter Eintrag von andinem Material über das Amazonas-Flußsystem in den Atlantik verbunden ist, wird der Abflußpeak einerseits dem Abschmelzen der Gletscher, andererseits höheren Niederschlägen zugeschrieben (MASLIN et al. 2000; vgl. auch SHOWERS & BEVIS 1988). Hier findet sich der erste Anhaltspunkt dafür, daß die YD relativ trocken war und daß am Ende der YD abrupt eine starke Niederschlagszunahme in Amazonien und den tropischen Anden festzustellen ist. Dieses über die Meeressedimente sehr gut datierte Ereignis fällt mit dem plötzlichen Vorstoß der Gletscher der Gruppe M VI in Ecuador zusammen. Beide Ereignisse treten zur gleichen Zeit auf, sind von kurzer Dauer und dokumentieren hohe Niederschlagstätigkeit am Ende der YD. Das führt sowohl zum Gletschervorstoß als auch zum Abflußgipfel des Amazonas.

### 5 Korrelation in Mittel- und Nordamerika sowie Europa

Die Ausführungen zeigen, daß eine weltweite Korrelation der Paläoklima-Ereignisse nur dann vorgenommen werden darf, wenn die Datierung dieser Ereignisse hinreichend genau vorgenommen worden ist (Abb. 6).

Die Glazialgeschichte mexikanischer Vulkane im Spätglazial und Frühholozän beschreibt HEINE (1994). Die YD ist nicht durch ein Vorrücken der

Gletscher belegt, wohl aber die Zeit unmittelbar danach. VÁZQUEZ SELEM (2000; vgl. auch VÁZQUEZ SELEM & HEINE, im Druck) datiert in Mexiko am Nordhang des Iztaccihuatl-Vulkanmassivs einen Gletschervorstoß auf 12.000-11.800 BP (<sup>36</sup>Cl exposure age), d.h. in die zweite Hälfte der YD. Damit wird deutlich, daß die YD wegen der größeren Aridität auch in Mexiko zu einem Gletscherverhalten führt, das zu Beginn der YD mit den aus Ecuador beschriebenen Verhältnissen vergleichbar ist. Ebenfalls größere Aridität wird aus anderen Gebieten Mittelamerikas während der YD berichtet, so für die Cordillera de Talamanca/Costa Rica (ISLEBE et al. 1995).

Eine detaillierte Glazial-Chronostratigraphie vom Mount Rainier in Washington/USA (J.T. HEINE 1998) belegt Gletschervorstöße vor >11.300 <sup>14</sup>C-Jahre BP (13.200 cal BP) und zwischen 9800 und 8950 <sup>14</sup>C-Jahren BP (10.900 und 9950 cal BP). Während der YD, zwischen 11.000 und 10.000 <sup>14</sup>C-Jahren BP (12.900 und 11.600 cal BP) schmolzen die Gletscher am Mount Rainier ab, vermutlich wegen Mangel an Feuchtigkeit bei ansonsten kalten Klimabedingungen. Auch hier zeigt sich, daß die Klimaschwankung der YD nachzuweisen ist, daß sie sich aber nicht durch ein Gletschervorrücken ausdrückt. Gletscherschwankungen - wenn unzureichend genau datiert - würden im Falle der Prämisse, daß die YD zu Gletschervorstößen führte, am Mount Rainier zu einer falschen Alterseinschätzung führen.

In Skandinavien beispielsweise wird der YD-zeitliche Vorstoß der Gletscher auf der Basis von zahlreichen Chronostratigraphien aus verschiedenen Gebieten Norwegens auf 11.300 (Vorrücken) <sup>14</sup>C-Jahre BP bis 10.300 (Abschmelzen) <sup>14</sup>C-Jahre BP datiert (ANDERSEN et al. 1995), wobei die Möglichkeit nicht ausgeschlossen wird, daß es in Norwegen einen Vorstoß zu Beginn und einen zweiten am Ende der YD gegeben hat. In Finnland haben die Moränen des Salpausselkä I ein Alter von rund 11.000 <sup>14</sup>C-Jahre BP, die von Salpausselkä II ein Alter von ca. 10.500 <sup>14</sup>C-Jahre BP und die Moränen des CFIMF (= Central Finland Ice-Marginal Formation) von rund 10.000 <sup>14</sup>C-Jahre BP (RAINIO et al. 1995). In Karelien ist die Situation noch unklar (RAINIO et al. 1995). In Schweden wird versucht, die alten Warven-Chronologien in 'adjusted varve yr BP' zu überführen; die genaue Datierung verschiedener Moränenwälle in Mittelschweden und deren Korrelierung mit den

norwegischen und finnischen YD-Moränen bereitet noch Schwierigkeiten (LUNDQUIST & WOHLFARTH 2001).

Abschließend sei darauf hingewiesen, daß die YD auch als warme Episode in Erscheinung treten kann. Im subtropischen Florida belegen Pollenarchive, daß für mehrere gut datierte Ereignisse (z.B. H2 und H3) eine Erwärmung Floridas dem Eintrag von Eis-transportiertem Material in den Nord-Atlantik vorausging und daß die YD in Florida warm und feucht war (JACOBSON & ALMQUIST-JACOBSON 2000). Diese Befunde werden durch die Ergebnisse von RÜHLEMANN et al. (1999) aus dem tropischen Atlantik ergänzt, die sowohl für Heinrich-Event H1 als auch für die YD (12.900-11.600 cal BP) dort eine signifikante Erwärmung belegen. Dies zeigt, daß Temperaturänderungen während der YD im tropischen Atlantik verglichen mit dem Nord-Atlantik nicht synchron (out of phase) verlaufen können. Als Erklärung dafür werden plötzliche Änderungen der thermohalinen Zirkulation vermutet.

Die wenigen Beispiele zum Gletscherverhalten während der YD geben Hinweise darauf, daß in den Gebieten bei Abkühlung und Niederschlagsabnahme (YD) kein Gletscherwachstum auftritt, in denen infolge relativ warmer und extrem feuchter Klimabedingungen (z.B. Ecuador, Mexiko, Mount Rainier/Washington) günstige Voraussetzungen für die Bildung von Gletschern herrschen. Die Gletscher rücken vor, wenn - oft bei relativ warmen Temperaturen am Übergang YD/Präboreal - eine starke Niederschlagszunahme zu verzeichnen ist (Abb. 6). Damit eignen sich kleine Gletscher nicht zu chronostratigraphischen Korrelierungen über weite Entfernungen (vgl. HEINE 1983).

## 6 Zusammenfassung und Würdigung

Am Papallacta-Paß in der Ostkordillere von Ecuador haben Moränen ein Alter, das einen Gletschervorstoß am Ende der YD und zu Beginn des Holozäns belegt. Während der ersten Hälfte der YD waren in Ecuador - wie auch in anderen Gebieten des tropischen Südamerika - die Niederschläge zu gering, um markante Gletschervorstöße auszulösen. Erst über eine möglichst exakte Datierung der glazialen Sedimente kann die YD sowie die Zeit davor und danach hinreichend genau über glazialmorphologische Paläoklima-Archive zeitlich eingestuft (korreliert) werden. Un-

ter Hinzuziehung ausschließlich der Paläoklima-Belege, die exakt datiert sind, läßt sich die YD im tropischen Südamerika grob paläoklimatisch rekonstruieren: Die YD war kühler und zugleich trockener als die Abschnitte davor und danach. Gegen Ende der YD oder am Übergang von der YD zum Holozän zeichnet sich eine sprunghafte (abrupte) Niederschlagszunahme ab, deren Höhepunkt von kurzer Dauer ist (vermutlich nur wenige Jahrhunderte oder gar Jahrzehnte).

Da viele Paläoklima-Archive paläoklimatisch differenziert interpretiert und hypothetisch bestimmten Zeitabschnitten des Spätpleistozäns und Holozäns zugeordnet werden, ohne daß hierfür hinreichende Voraussetzungen durch genaue Datierungen vorliegen, resultieren daraus oft absonderliche wissenschaftliche Folgerungen (GEYH 2000). Fortschritte auf dem Gebiet der Paläo-Umweltforschung einschließlich der Rekonstruktion der spätglazialen abrupten Klimaoszillationen sind nur möglich, wenn verstärkt den Datierungsfragen Aufmerksamkeit geschenkt wird (vgl. ANDRES & LITT 2000) und weniger versucht wird, immer mehr 'neue' - schlecht datierte - Befunde dem bereits bestehenden - oft revisionsbedürftigen - Paläoklima-Weltbild hinzuzugesellen. Die Erkenntnisse werden dadurch nicht besser, im Gegenteil, sie werden nur scheinbar bestätigt (z.B. OSBORN et al. 1995).

## 7 Danksagung

Die Arbeiten wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, der VW-Stiftung und der Universität Regensburg finanziell gefördert. Dafür danken wir. Dank gebührt auch vielen Kolleginnen und Kollegen für Anregungen und Diskussionen sowie zahlreichen Mitarbeitern für Beistand im Gelände und im Labor. Stellvertretend für alle möchten wir nennen: J.T. HEINE (Seattle) für hilfreiche Anmerkungen im Gelände und bei Auswertungen, A. HEINE für Unterstützung aller logistischen Arbeiten.

## 8 Schriftenverzeichnis

- ANDERSEN, B.G., MANGERUD, J., SÖRENSEN, R., REITE, A., SVEIAN, H., THORESEN, M. & BERGSTRÖM, B. (1995): Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. - *Quaternary International*, **28**: 147-169; Oxford.
- ANDERSON, D.E. (1997): Younger Dryas research and its implications for understanding abrupt climatic change. - *Progress Physical Geography*, **21**: 230-249; London.
- ANDRES, W. & LITT, T. (2000): Termination I in Central Europe. - *Quaternary International*, **61**: 1-4; Oxford.
- ANDREWS, J.T., MILLER, G.H., VINCENT, J.-S. & SHILTS, W.W. (1984): Quaternary correlations in Arctic Canada. - In: R.J. FULTON [Ed.], *Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24*. Geol. Survey of Canada Paper, **84-10**: 127-134; Ottawa.
- BAKER, P.A., RIGSBY, C.A., SELTZER, G.O., FRITZ, S.C., LOWENSTEIN, T.K., BACHER, N.P. & VELJZ, C. (2001): Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. - *Nature*, **409**: 698-701; London.
- BEHLING, H., ARZ, H.W., PÄTZOLD, J. & WEFER, G. (2000): Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. - *Quaternary Science Reviews*, **19**: 981-994; Oxford.
- CLAPPERTON, C.M. (1985): Significance of a Late-Glacial readvance in the Ecuadorian Andes. - *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **3**: 149-158; Rotterdam (Balkema).
- CLAPPERTON, C.M. (1987a): Glacial geomorphology, Quaternary glacial sequence and palaeoclimatic inferences in the Ecuadorian Andes. - In: V. GARDINER [Ed.]: *International Geomorphology 1986 Part II*: 843-870; London (Wiley).
- CLAPPERTON, C.M. (1987b): Maximal extent of late Wisconsin glaciation in the Ecuadorian Andes. - *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **5**: 165-179; Rotterdam (Balkema).
- CLAPPERTON, C.M. (1990): Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo-Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes. - *Transactions Royal Society Edinburgh: Earth Sciences*, **1**: 91-116; Edinburgh.
- CLAPPERTON, C.M. (1993): Quaternary Geology and Geomorphology of South America. - 779 S.; Amsterdam (Elsevier).
- CLAPPERTON, C.M., HALL, M., MOTHES, P., HOLE, M.J., STILL, J.W., HELMENS, K.F., KUHYRY, P. & A.M.D. GEMMELL (1997): A Younger Dryas Icecap in the Equatorial Andes. - *Quaternary Research*, **47**: 13-28; San Diego.
- CLAPPERTON, C.M. & MCEWAN, C. (1985): Late Quaternary moraines in the Chimborazo area, Ecuador. - *Arctic and Alpine Research*, **17**: 135-142; Boulder.
- CLARK, P.U., CLAGUE, J.J., CURRY, B.B., DREIMANIS, A., HICOCK, S.R., MILLER, G.H., BERGER, G.W., EYLES, N., LAMOTHE, M., MILER, B.B., MOTT, R.J., OLDAL, R.N., STEA, R.R., SZABO, J.P., THORLEIFSON, L.H. & VINCENT, J.-S. (1993): Initiation and development of the Laurentide and Cordilleran ice sheets following the last Interglaciation. - *Quaternary Science Reviews*, **12**: 79-114; Oxford.
- COLINVAUX, P. & DE OLIVEIRA, P.E. (2000): Palaeoecology and climate of the Amazon basin during the last glacial cycle. - *Journal of Quaternary Science*, **15**: 347-356; Chichester.

- COLINVAUX, P., DE OLIVEIRA, P.E. & BUSH, M.B. (2000): Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: The failure of the aridity and refuge hypotheses. - *Quaternary Science Reviews*, **19**: 141-169; Oxford.
- COLMAN, S.M., KEIGWIN, L.D. & FORESTER, R.M. (1994): Two episodes of meltwater influx from glacial Lake Agassiz into the Lake Michigan basin and their climatic contrasts. - *Geology*, **22**: 547-550; Boulder.
- DENTON, G.H. (2000): Inter-Hemispheric linkage of palaeoclimate during the last termination. - *Quaternary International*, **63/64**: 48-49 (INQUA Conf. Abstr.); Oxford.
- DENTON, G.H. & HENDY, C.H. (1994): Younger Dryas Age Advance of Franz Josef Glacier in the Southern Alps of New Zealand. - *Science*, **264**: 1434-1437; Washington.
- DENTON, G.H., HEUSSER, C.J., LOWELL, T.V., MORENO, P.I., ANDERSEN, B.G., HEUSSER, L.E., SCHLÜCHTER, C. & MARCHANT, D.R. (1999): Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. - *Geografiska Annaler*, **81 A**: 107-153; Oxford.
- DE VERNAL, A., HILLAIRE-MARCEL, C. & BILODEAU, G. (1996): Reduced meltwater outflow from the Laurentide ice margin during the Younger Dryas. - *Nature*, **381**: 774-777; London.
- FAIRBANKS, R.G. (1989): A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. - *Nature*, **342**: 637-642; London.
- GEYH, M.A. (2000): Zum Umgang mit numerischen Altersangaben. - In: VÖLKELE, J. & BARTH, H.-J. [Eds.], *Beiträge zur Quartärforschung, Regensburg-er geogr. Schriften*, **33**: 1-17; Regensburg.
- GILLESPIE, A. & MOLNAR, P. (1995): Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. - *Reviews of Geophysics*, **33**: 311-364.
- GOSLAR, T., ARNOLD, M., TISNERAT-LABORDE, N., CZERNIK, J. & WIECKOWSKI, K. (2000): Variations of Younger Dryas atmospheric radiocarbon explicable without ocean circulation changes. - *Nature*, **403**: 877-880; London.
- HASTENRATH, S. (1981): The Glaciation of the Ecuadorian Andes. - 159 S.; Rotterdam (Balkema).
- HEINE, J.T. (1992): Younger Dryas - Did it happen in South America? - Unveröff. Dipl.-Arbeit, Geogr. Inst. Universität Bonn: 107 S.; Bonn.
- HEINE, J.T. (1993): A reevaluation of the evidence for a Younger Dryas climatic reversal in the tropical Andes. - *Quaternary Science Reviews*, **12**: 769-779; Oxford.
- HEINE, J.T. (1995): Comments on C. M. Clapperton's „Glacier readvances in the Andes at 12 500-10 000 yr BP: implications for mechanism of Late-glacial climatic change (JQS 8, 197-215)“. - *Journal of Quaternary Science*, **10**: 87-88; Chichester.
- HEINE, J.T. (1998): Extent, timing, and climatic implications of glacier advances, Mount Rainier, Washington, U.S.A., at Pleistocene/Holocene transition. - *Quaternary Science Reviews*, **17**: 1139-1148.
- HEINE, K. (1983): Führt die Quartärforschung zu nicht-aktualistischen Modellvorstellungen in der Geomorphologie? - *Colloquium Geographicum*, **16**: 93-121; Bonn (Dümmler).
- HEINE, K. (1994): The late-glacial moraine sequences in Mexico: is there evidence for the Younger Dryas event? - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **112**: 113-123; Amsterdam.
- HEINE, K. (1995a): Late Quaternary glacier advances in the Ecuadorian Andes: A preliminary report. - *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **9**: 1-22; Rotterdam (Balkema).
- HEINE, K. (1995b): Bedded Slope Deposits with Respect to the Late Quaternary Glacial Sequence in the High Andes of Ecuador and Bolivia. - In: SLAYMAKER, O. [Ed.], *Steepland Geomorphology*: 257-278; Chichester (Wiley).
- HEINE, K. (1999): Der Kleine Süden Chiles - eine „klassische“ Glaziallandschaft. Neue Feldforschungen und Ergebnisse zum Problem der interhemisphärischen Korrelation jungpleistozäner glazialer Ereignisse. - *Bamberger geogr. Schr.*, **19**: 77-105; Bamberg.
- HEINE, K. (2000): Tropical South America during the Last Glacial Maximum: evidence from glacial, periglacial and fluvial records. - *Quaternary International*, **72**: 7-21; Oxford.
- HEINE, K. & HEINE, J.T. (1996): Late Glacial Climatic Fluctuations in Ecuador: Glacier Retreat during Younger Dryas Time. - *Arctic and Alpine Research*, **28**: 496-501; Boulder.
- HODGSON, D.A. (1994): Episodic ice streams and ice shelves during retreat of the northwesternmost sector of the late Wisconsinan Laurentide Ice Sheet over the central Canadian Arctic Archipelago. - *Boreas*, **23**: 14-28; Oslo.
- HOOGHIEMSTRA, H. & VAN DER HAMMEN, T. (1993): Late Quaternary vegetation history and paleoecology of Laguna Pedro Palo (subandean forest belt, Eastern Cordillera, Colombia). - *Review Palaeobotany Palynology*, **77**: 235-262; Amsterdam.
- HOSTETLER, S.W., BARTLEIN, P.J., CLARK, P.U., SMALL, E.E. & SOLOMON, A.M. (2000): Simulated influences of Lake Agassiz on the climate of central North America 11,000 years ago. - *Nature*, **405**: 334-337; London.
- ISLEBE, G.A., HOOGHIEMSTRA, H. & VAN DER BORG, K. (1995): A cooling event during the Younger Dryas Chron in Costa Rica. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **117**: 73-80; Amsterdam.
- JACOBSON, G.L. & ALMQUIST-JACOBSON, H. (2000): A warm, moist Younger Dryas in subtropical Florida, USA. - *Quaternary International*, **63/64**: 64 (INQUA Conf. Abstr.); Oxford.
- JOUZEL, J., VAIKMAE, R., PETIT, J.R., MARTIN, M., DUCLOS, Y., STIEVENARD, M., LORIUS, C., TOOTS, M., MÉLIÈRES, M.A., BURCKLE, L.H., BARKOV, N.I. & KOTLYAKOV, V.M. (1995): The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. - *Climate Dynamics*, **11**: 151-161; Berlin, Heidelberg.
- KASER, G., HASTENRATH, S. & AMES, A. (1996a): Mass balance profiles on tropical glaciers. - *Zeitschrift Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, **32**: 75-81; Innsbruck.

- KASER, G., GEORGES, CH., AMES, A. (1996b): Modern glacier fluctuations in the Huascarán-Chopicalqui massif of the Cordillera Blanca, Perú. - *Zeitschrift Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, **32**: 91-99; Innsbruck.
- KUHRY, P., HOOGHIEMSTRA, H., VAN GEL, B. & VAN DER HAMMEN, T. (1993): The El Abra Stadial in the Eastern Cordillera of Colombia (South America). - *Quaternary Science Reviews*, **12**: 333-343; Oxford.
- LAUER, W. & D. RAFIQPOOR (1986): Geoökologische Studien in Ecuador. - *Erdkunde*, **40**: 68-72; Bonn.
- LUNDQUIST, J. & WOHLFARTH, B. (2001): Timing and east-west correlation of south Swedish ice marginal lines during the Late Weichselian. - *Quaternary Science Reviews*, **20**: 1127-1148; Amsterdam.
- MASLIN, M.A., DURHAM, E., BURNS, S.J., PLATZMAN, E., GROOTES, P., GREIG, S.E.J., NADEAU, M.-J., SCHLEICHER, M., PFLAUMANN, U., LOMAX, B. & RIMINGTON, N. (2000): Palaeoreconstruction of the Amazon River freshwater and sediment discharge using sediments recovered at Site 942 on the Amazon Fan. - *Journal of Quaternary Science*, **15**: 419-434; Chichester.
- MAYLE, F.E. (2000): Late Quaternary history of the Amazon forest/savanna boundary, NE Bolivia. - *Quaternary International*, **63/64**: 93 (INQUA Conf. Abstr.); Oxford.
- OSBORN, G., CLAPPERTON, C.M., THOMPSON DAVIS, P., REASONER, M., RODBELL, D.T., SELTZER, G.O. & ZIELINSKI, G. (1995): Potential glacial evidence for the Younger Dryas event in the Cordillera of North and South America. - *Quaternary Science Reviews*, **14**: 823-832; Oxford.
- RAINIO, H., SAARNISTO, M. & EKMAN, I. (1995): Younger Dryas end moraines in Finland and NW Russia. - *Quaternary International*, **28**: 179-192; Oxford.
- RAYNAUD, D., BARNOLA, J.-M., CHAPPELLAZ, J., BLUNIER, T., INDERMÜHLE, A. & STAUFFER, B. (2000): The ice record of greenhouse gases: a view in the context of future changes. - *Quaternary Science Reviews*, **19**: 9-17; Oxford.
- RODBELL, D.T. & SELTZER, G.O. (2000): Rapid Ice Margin Fluctuations during the Younger Dryas in the Tropical Andes. - *Quaternary Research*, **54**: 328-338; San Diego.
- RÜHLEMANN, C., MÜLTZA, S., MÜLLER, P.J., WEFER, G. & ZAHN, R. (1999): Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation. - *Nature*, **402**: 511-514; London.
- SAUER, W. (1971): *Geologie von Ecuador*. - 316 S.; Berlin, Stuttgart (Born-traeger).
- SELTZER, G. O. (2001): Paleoclimates of the Central Andes. - *PAGES News*, **9**(1): 16; Bern.
- SHOWERS, W.J. & BEVIS, M. (1988): Amazon cone isotopic stratigraphy: evidence for the source of the tropical fresh-water spike. - *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, **64**: 189-199; Amsterdam.
- SIKES, E.L., SAMSON, C.R., GUILDERSON, T.P. & HOWARD, W.R. (2000): Old radiocarbon ages in the southwest Pacific Ocean during the last glacial period and deglaciation. - *Nature*, **405**: 555-559; London.
- TAYLOR, K.C., LAMOREY, G.W., DOYLE, G.A., ALLEY, R.B., GROOTES, P.M., MAYEWSKI, P.A., WHITE, J.W.C. & BARLOW, L.K. (1993): The flickering switch of Late Pleistocene climate change. - *Nature*, **361**: 432-436; London.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E. HENDERSON, K.A. (2000): Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. - *Journal of Quaternary Science*, **15**: 377-394; Chichester.
- VAN DER HAMMEN, T. & HOOGHIEMSTRA, H. (1995): The El Abra Stadial, a Younger Dryas Equivalent in Colombia. - *Quaternary Science Reviews*, **14**: 841-851; Oxford.
- VAN 'T VEER, R., ISLEBE, G.A. & HOOGHIEMSTRA, H. (2000): Climatic change during the Younger Dryas chron in northern South America: a test of the evidence. - *Quaternary Science Reviews*, **19**: 1821-1835; Amsterdam.
- VÁZQUEZ SELEM, L. (2000): Glacial chronology of Iz-taccihuatl volcano, central Mexico. A record of environmental change on the border of the tropics. - Ph.D. Thesis, Arizona State University, 257pp.
- VÁZQUEZ SELEM, L. & HEINE, K. (im Druck): Late Quaternary Glaciation of Mexico. - In: EHLERS, J. & GIBBARD, P. I. [Hrsg.]: *Extent and Chronology of Glaciations*, vol. 3 (Asia, Africa, Latin America, Australia, Antarctica), Elsevier, Amsterdam.
- WOLF, T. (1892): *Geografía y Geología del Ecuador*. - 671 S.; Leipzig (Brockhaus).

# Befunde zur spätglazialen fluvial-limnischen Morphodynamik in kleinen Talungen Vorpommerns

HENRIK HELBIG & PIM DE KLERK\*

HELBIG, H. & DE KLERK, P. (2002): Befunde zur spätglazialen fluvial-limnischen Morphodynamik in kleinen Talungen Vorpommerns. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 51: 51-66; Hannover 2002.

Keywords: Spätglazial, Dryas-III, Alleröd, fluvial-limnischen, Mecklenburger Stadium

**Kurzfassung:** Die hier vorgestellten Befunde resultieren aus Untersuchungen in einem Erdgasleitungsgraben, der nördlich der Pommerschen Haupttrandlage über die jungen Grundmoränenplatten des Mecklenburger Stadiums verlief.

Während des Alleröds versumpfte und durch Torfbildung geprägte Talabschnitte und Becken wurden während der Dryas-III vorwiegend mit minerogenen Sedimenten (Sand, zumeist Feinsand, nicht selten mit deutlichem Schluffanteil) verfüllt. Die Dryas-III ist im Vergleich zum Alleröd nach den bisherigen Befunden gekennzeichnet durch zumindest jahreszeitlich auftretende höhere Abflussmengen und deutlich höhere Abflussniveaus (ca. 1 bis 3 m) sowie eine verstärkte fluviale Dynamik.

In einigen Profilen wechselt die Dynamik der Prozesse in der Dryas-III von Erosion zu limnischer und schließlich fluvialer Sedimentation innerhalb der Täler. Im Vergleich zu den rezenten Verhältnissen waren die Fließgewässer während der Dryas-III um ein Vielfaches breiter, die Abflussniveaus lagen zeitweise ca. 1 bis 1,5 m höher.

Erstmals ist für das Untersuchungsgebiet Vorpommern der Nachweis von Erosionsdiskordanzen in pleni- und spätglazialen fluvialen Sedimenten gelungen. Deren chronologische Einordnung beweist die Existenz von Erosionsphasen während der Dryas-III und des Frühholozäns.

## [Lateglacial fluviolimnic processes in small valleys in Vorpommern (NE Germany)]

**Abstract:** The data presented in this study result from investigations in a gas-pipeline ditch north of the Pomeranian terminal moraines crossing the till plains of the Mecklenburgian stade.

Small valleys and basin, dominated by peat formation during the Alleröd, were filled with minerogenic sedi-

ments (mainly fine sand, often with silt portions) during Dryas-III. This period, in comparison with the preceding Alleröd, is characterized by, at least seasonally, higher discharges, substantial higher water tables (about 1 to 3 m) and stronger fluvial dynamics.

In some investigated profiles, processes within the Dryas-III changed from erosion via limnic to fluvial sedimentation.

In comparison with present conditions, the channels during Dryas-III were substantially wider; water tables were about 1 to 1.5 m above present levels.

This study presents the first described erosional discordances in pleni- and lateglacial fluvial sediments in Vorpommern: dating of these discordances proves erosional phases during Dryas-III and the Early Holocene.

## 1 Problemstellung

Die Forschungen zu fluvialen Prozessen in Vorpommern waren in der Vergangenheit im Wesentlichen auf große Talungen beschränkt, wobei insbesondere die markanten Abflussbahnen des Haffstausees eine Rolle spielten (JANKE & REINHARD, 1968; JANKE, 1978). In jüngster Zeit beschäftigten sich auch KAISER & JANKE (1998), KAISER et al. (1999) sowie KAISER & TERBERGER (1996), BILLWITZ et al. (1998) und BILLWITZ et al. (2000) mit der spätglazialen fluvialen Morphodynamik in Vorpommern.

In den Jahren 1994 bis 1997 hatten die Autoren Gelegenheit, im Rahmen eines DFG-Schwerpunktprogramms zum „Wandel der Geo-Biosphäre seit den letzten 15.000 Jahren - terrestrische Sedimente als Ausdruck sich wandelnder Lebensbedingungen“ unter anderem Abschnitte eines etwa 50 km langen Aufschlusses zu untersuchen (HELBIG, 1999 a, b). Dieser Erdgasleitungsgraben führte von Dargun über Grimmen nach Ahrendsee südlich von Stralsund. Im Zuge dieser Bauarbeiten wurden u.a. mehrere kleinere Täler durch einen maximal 200 cm tiefen Graben aufgeschlossen.

Ziel dieses Aufsatzes ist einerseits die Präsentation und Interpretation von eigenen Befunden aus dem landschaftsgenetisch bisher wenig untersuchten vorpommerschen Binnenland und andererseits der Versuch einer zusammenfassenden Darstellung der spätglazialen fluvial-limnischen Morphodyna-

\*) Anschriften der Verfasser: Dr. H. HELBIG, Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 34, 06118 Halle und drs. P. DE KLERK, Geographisches Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Jahnstr. 16, 17487 Greifswald



beitet mit HCl, gekocht in KOH (20%), gesiebt (120 mm), mit HF behandelt und acetolisiert (vgl. FÆGRI & IVERSEN, 1989).

Die Ergebnisse der Pollenanalysen sind in Tabelle 1 dargestellt. Als Berechnungsbasis wurde eine Pollensumme benutzt, die ausschließlich aus Pollentypen von Bäumen/Sträuchern (AP) und terrestrischen („upland“) Kräutern (NAP) besteht. Die Spalte 'Summe' zeigt die absolute Anzahl der Pollen innerhalb der Summe. Pollentypen, die von Pflanzen nasser bzw. feuchter („wetland“) Standorte produziert werden sowie Typen, die sowohl von „upland“ als „wetland“ Pflanzen stammen können (z.B. Pollen von Cyperaceae und Poaceae), wurden aus der Summe ausgeschlossen.

Die Pollentypen sind identifiziert und benannt nach FÆGRI (1993) (f), MOORE et al. (1991) (m) und PUNT & BLACKMORE (1991) (p). Daneben wurden mit (\*) gekennzeichnete Pollentypen unterschieden: *Pinus* undiff. Typ (nicht eindeutig dem *Pinus: Diploxylon-*

Typ oder dem *Pinus: Haploxylon*-Typ zuzuordnen), *Betula nana*- (kleines Vestibulum), *Betula pubescens*- (großes Vestibulum) und *Betula* undiff.-Typ (Vestibulum wegen Beschädigungen oder Falten nicht klar sichtbar). Zusätzlich sind noch zwei *Algentaxa* identifiziert worden: *Botryococcus* und *Pediastrum*.

Die Datierung der Proben wurde durch Vergleich mit den vorpommerschen Referenzdiagrammen 'Hoher Birkengraben' (BILLWITZ et al., 2000; KAISER et al., 1999; DE KLERK, im Druck) und 'Reinberg C' (DE KLERK et al., im Druck) vorgenommen. Da in der wissenschaftlichen Literatur die Verwendung der Begriffe für bestimmte Vegetations- und Klimaphasen im Spätglazial nicht einheitlich erfolgt (vgl. BOCK et al., 1985; KAISER et al., 1999; USINGER, 1985, 1998; LITT & STEBICH, 1999; MERKT & MÜLLER, 1999; SCHIRMER, 1999; HOEK, 1997), ist eine kurze Erläuterung der benutzten Terminologie notwendig. In diesem Text werden die Begriffe „Alleröd“ und „Dryas-III“ benutzt, um verschiedene

Phasen der Vegetationsentwicklung in Vorpommern anzudeuten (vgl. BILLWITZ et al., 2000; KAISER et al., 1999), wobei das Alleröd einer spätglazialen Waldphase und die Dryas-III einer (relativ kalten) offenen Vegetationsphase entspricht. Die Dryas-III schließt das Spätglazial ab. Der Terminus „spätglaziale Warmphase“ ist klimatologisch zu verstehen und bezeichnet sowohl alle vor dem Alleröd liegenden spätglazialen Phasen als auch das bewaldete Alleröd selbst (Lateglacial Interstadial sensu LOWE & GRAY, 1980; LOWE & NASP MEMBERS, 1995; WALKER 1995).

### 3. Einführung in das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) liegt nördlich der Rosenthaler Staffel und wird von den Grundmoränenplatten des Mecklenburger Stadiums (RÜHBERG, 1987) geprägt. Für die Eisfreiwerdung dieses Raumes existieren bisher keine genauen Daten. In

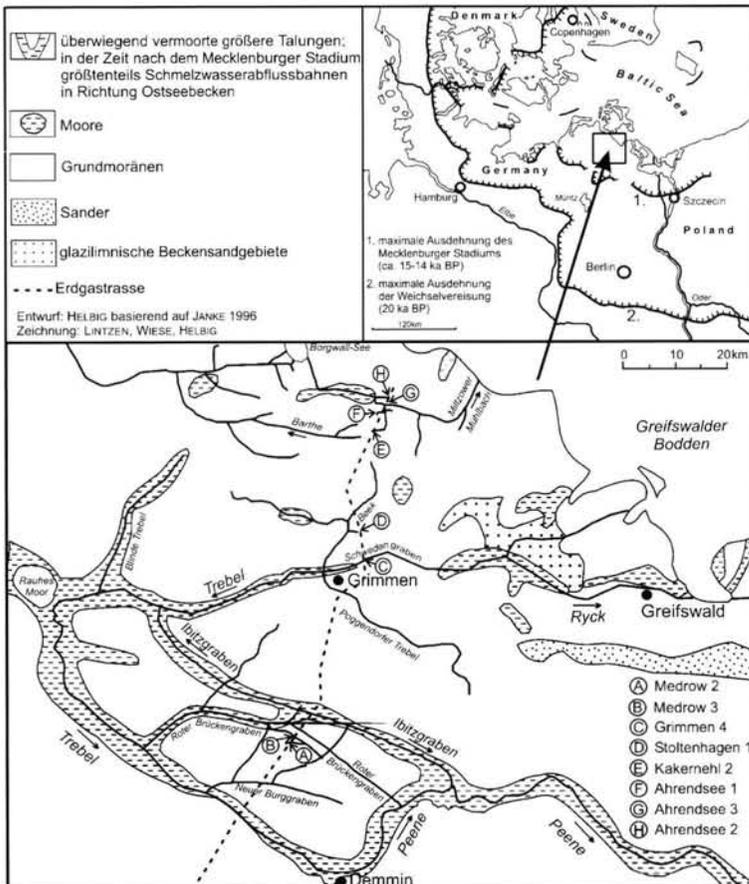


Abb. 1: Untersuchungsgebiet mit Lage der Profile.  
Fig. 1: study area and location of described profiles.

erster Näherung kann der Beginn des Abtauens etwa zwischen 15-14 ka BP angenommen werden (BILLWITZ et al., 1998).

Die NW-SO verlaufenden Eisrandlagen geben mit ihren Sandern und Schmelzwasserrinnen eine erste Zonierung der Landschaft vor. Nach der von JANKE (1996) in Anlehnung an HURTIG (1957) vorgestellten Gliederung Mecklenburg-Vorpommerns in Großlandschaften ist das hier vorgestellte Unter-

suchungsgebiet weitestgehend identisch mit den „ebenen bis flachwelligen, von Tälern durchzogenen Lehmplatten Vorpommerns und des küstennahen Mecklenburgs“.

Abbildung 1 macht deutlich, dass im Untersuchungsgebiet ein jungmorärentypisch sehr unübersichtliches Entwässerungsnetz mit vielen Binneneinzugsgebieten ausgebildet ist. Es folgt in seiner Netzstruktur tendenziell dem NW-SO gerichteten

Verlauf der Eisränder und den häufig rechtwinklig dazu vorhandenen Spalten und subglazialen Entwässerungsrinnen.

Die hier vorgestellten Aufschlüsse befanden sich ausschließlich innerhalb kleiner Talungen und beckenartiger Senken. Sie gehören rezent zu den Einzugsgebieten der Trebel und des Strelasunds. Zur Frage der Einzugsgebiete ist anzumerken, dass sich im Pleni- und Spätglazial die Entwässerungsrichtungen von den rezenten zumal durch künstliche Verbindungen veränderten Gegebenheiten unterschieden haben können. Ein Beispiel dafür liefern KAISER & JANKE (1998: 89), die im Rycktal eine der heutigen nordöstlichen Abflussrichtung entgegengesetzte Richtung nach Südwest für die Dryas-III ermittelt haben.

#### 4 Beschreibung und Interpretation der Gelände- und Laborbefunde

Medrow 2 (Abb. 2) Diese Lokalität befindet sich östlich des Dorfes Medrow. Das durch das Profil angeschnittene Fließgewässer verbindet den Ibitzgraben mit der

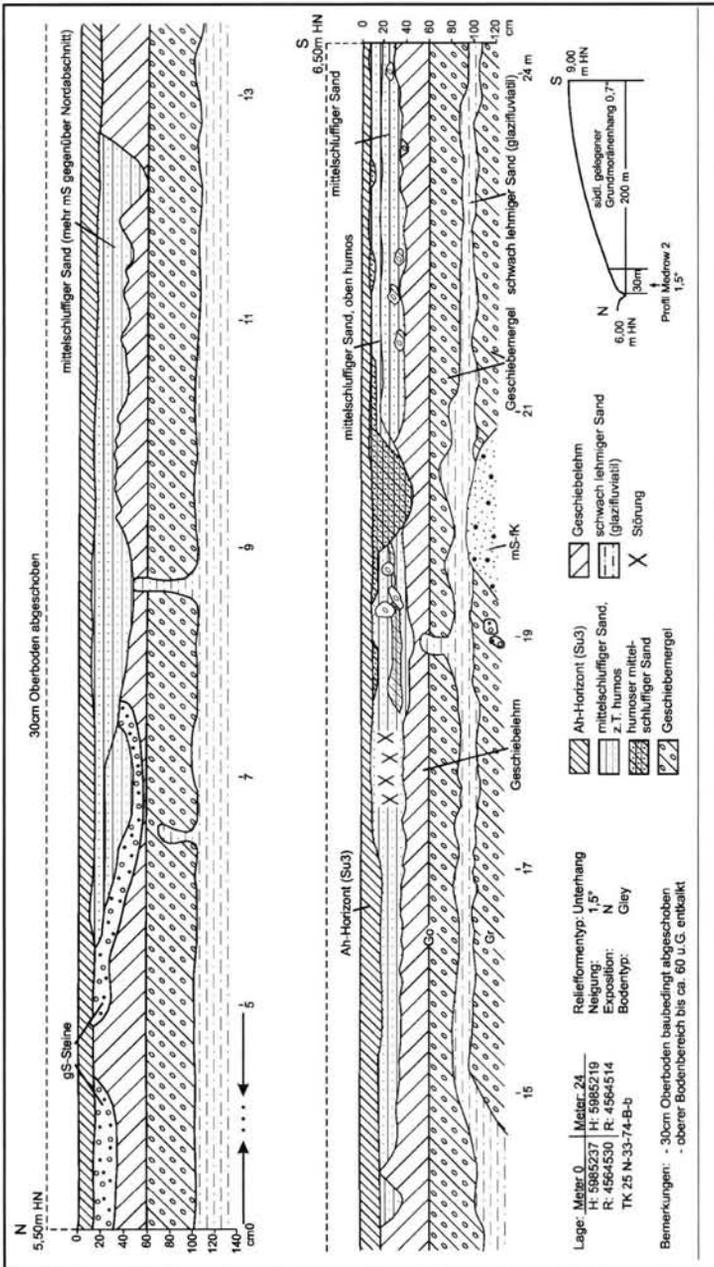


Abb. 2: Profil Medrow 2.

Fig. 2: cross-section Medrow 2.

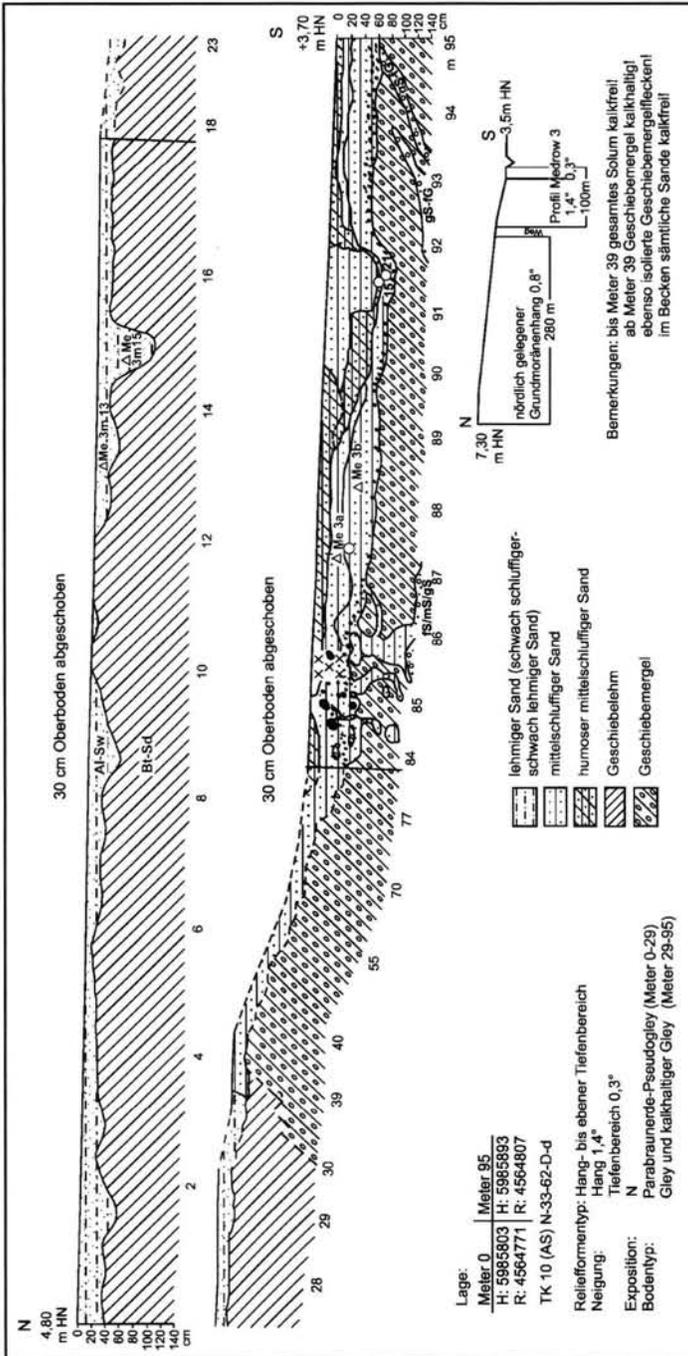


Abb. 3: Profil Medrow 3,  
 Fig. 3: cross-section Medrow 3.

Trebel. Im Profil ist der südliche Talabschnitt zu sehen. Das rezente Gewässer befindet sich nur wenige Meter nördlich des Meters 0. Über der Grundmoräne liegen ca. 60 cm mächtige schluffige, teilweise humose Feinsande (Su3; 64% Sand, 28% Schluff, 8% Ton). Diese schluffigen Feinsan-

Sandpaket ist texturell zweigeteilt: unten ein mittelsandiger Feinsand (96% Sand, weniger als 1% Schluff, 4% Ton), oben ein mittelschluffiger Feinsand (60% Sand, 33% Schluff, 7% Ton). Die liegende Grundmoräne wurde offenbar vorher flächenhaft erodiert. An ihrer Oberkante ist eine

de greifen etwa 25 m über den rezenten Bachlauf auf die Grundmoräne aus, bis auf eine Höhe von ca. 6,50 m HN. Das rezente Abflussniveau liegt bei etwa 5,00 m HN. Demzufolge lag das diesen Sedimenten entsprechende Abflussniveau mindestens 150 cm über dem heutigen. Spuren einer Erosion der Grundmoräne sind zwischen Meter 0 und 7 in Form von groben Sanden mit Kiesen und Steinen sichtbar. An drei Stellen sind Aufpressungen eines älteren glazifluvialen, schwach lehmigen Sandes in den darüberliegenden Geschiebemergel beobachtet worden. Es ist festzuhalten, dass der schluffige Feinsand im Hangenden fluvial-limnischen Ursprunges ist. Seiner Ablagerung ging eine Erosionsphase voraus. Die Aufpressungen des glazifluvialen Sandes werden mit Bodenfrostprozessen in Verbindung gebracht. Für dieses Profil existieren keine Datierungen. In Analogie zu den folgenden Befunden können wir allerdings mit einiger Sicherheit vermuten, dass der hangende schluffige Feinsand während der Dryas-III abgelagert wurde.

Medrow 3 (Abb. 3) Medrow 3 liegt nur 600 m nördlich Medrow 2 und gehört zum gleichen Grabensystem. An dieser Stelle konnte auch der Übergang zur Grundmoräne aufgenommen werden. Das hangende



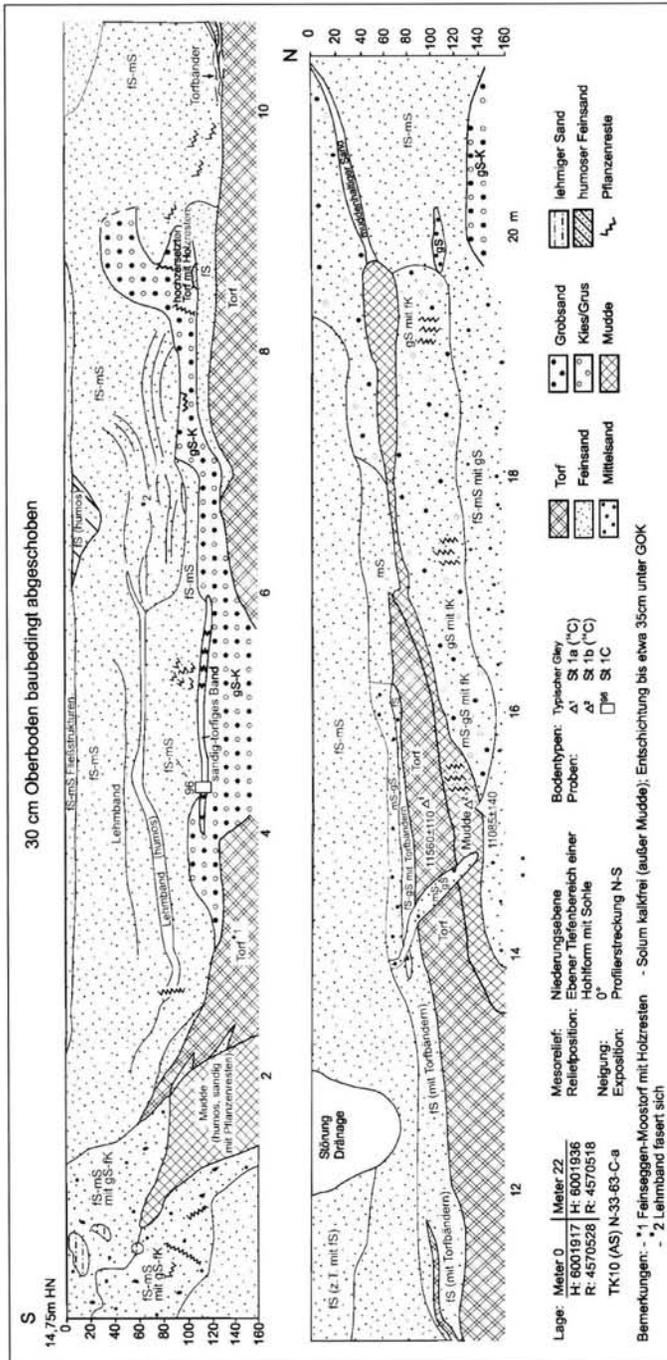


Abb. 5: Profil Stoltenhagen 1.  
Fig. 5: cross-section Stoltenhagen 1.

Als Fazit bleibt festzuhalten, dass in diesem Bereich wieder minerogene fluviale und fluvial-limnische Sedimente der Dryas-III vorgefunden wurden, die eine wechselnde Transportdynamik bezeugen (Kies- bis schluffige Feinsandschichten) und vermutlich postsedimentär unter Mitwirkung von zumindest saisonaler Bodengefrorenis während der Dryas-III deformiert wurden.

Stoltenhagen 1 (Abb. 5)

Das Profil Stoltenhagen 1 wurde wenige Meter entfernt von einem Graben aufgenommen, der in die Kronhorster Trebel entwässert. Rezent steht dieser Bereich mit dem Fließgewässer nicht in Verbindung. In unmittelbarer Nähe befindet sich eine kleine vermoorte Senke. Bei dem Profil handelt es sich um ein ehemaliges Becken mit einem Durchmesser von ca. 20 m. Es ist eingebettet in fluviale Sande. In unmittelbarer Nachbarschaft zu diesem Profil wurden zwei ähnliche Senken beobachtet. Zwei <sup>14</sup>C-Proben aus der liegenden Mudde (<sup>14</sup>C-Alter\*) 11085±140; cal BC 11195-10905; Labornummer Hv 20631) und dem hangenden Feinsiegen-Moostorf (<sup>14</sup>C-Alter\*) 11560±110; cal BC 11690-11395; Labornummer Hv 20632) sind als Mischproben entnommen worden. (\*)Die bei HELBIG (1999a) auf Seite 85 eingetragenen Daten sind falsch. Sie beruhen auf einer mündlichen Mitteilung aus dem Labor. Die so mitgeteilten Daten wurden später vom Labor durch den schriftlichen Bericht korrigiert.) Die Ursache für das jüngere

genüber dem heutigen Abflussniveau höherer Wasserstand während der Dryas-III zu vermerken ist. Die eindrucksvollen Kryoturbationen treten vor allem als diapirartige Aufpressungen der groben Sande in die schluffigen Sande in Erscheinung.

Datum der Mudde ist wahrscheinlich im Vorhandensein jüngerer Wurzelmaterials zu suchen. Das Becken verlandete im Verlaufe des Alleröd. Offenbar wurde der Torf in der anschließenden fluvialen Phase während der Dryas-III zumindest zwischen Meter 4 und 6 erodiert. Über den organo-

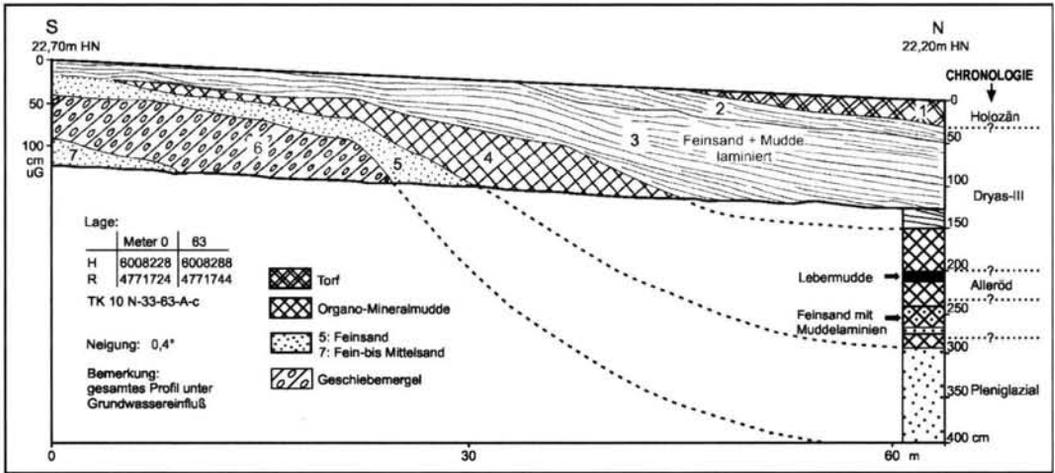


Abb. 6: Profil Kakernehl 2.

Fig. 6: cross-section Kakernehl 2.

genen Lagen sedimentierten zunächst relativ grobe Sande und anschließend ein Fein- bis Mittelsand. Vor allem in den gröberen Sanden sind Reste aufgearbeiteten Torfmateriale eingelagert. In der Fein- bis Mittelsandschicht wurden Lehmblätter gefunden.

Insgesamt lässt sich feststellen, dass eine im Alleröd vorhandene Sumpflandschaft während der Dryas-III durch fluviatile Sande überdeckt wurde. Allerdings ist zwischen der interstadialen organogenen Sedimentation und Sedimentation und der stadialen minerogenen Sedimentation eine Erosionsphase eingeschaltet. Dieser Aufschluss liefert erneut einen Hinweis auf höhere Wasserstände während der Dryas-III. Der Höhenunterschied zwischen der Oberkante des Allerödtorfes im Randbereich des Beckens und der Oberkante der Dryas-III-Sande beträgt ca. 90 cm (ca. 30 cm Oberboden wurden baubedingt abgeschoben).

#### Kakernehl 2 (Abb. 6)

Kakernehl 2 gehört zum Einzugsgebiet des Greifswalder Boddens. Das Profil liegt am Rand einer vermoortenen Niederung. Wenige Meter nördlich des aufgenommenen Profils befindet sich ein kleines Fließgewässer. Die Besonderheit der spätglazialen Sedimentation besteht hier in dem Vorhandensein laminierter Sedimente (Feinsand- und Mudde laminieren in Wechsellagerung). Diese Feinsand-Mudde-Schichtung ist bei Meter 60 ca. 120 cm mächtig, darunter folgen etwa 50 cm Mineral-Organomudde, die teilweise ebenfalls Lamination aufweist. Jede der Laminen ist weniger als 1 cm stark. Der Feinsand ist nach Analyse einer Probe unter dem Rasterelektronenmikroskop nicht äo-

lich transportiert. Die Laminierung lässt ohnehin eine jahreszeitlich gesteuerte Ablagerung in einem an das Fließgewässer angeschlossenen Stillwasserbecken vermuten, wobei die Mudde-schichten sich während ruhiger Stillwasserphasen bilden konnten, die Feinsandlaminae dagegen den fluvialen Eintrag repräsentieren. Die Morphologie des nur unmerklich in die umliegenden ebenen Grundmoränenplatten eingesenkten Beckens sowie die relativ gute Sortierung der minerogenen Lagen sprechen gegen einen kurzstreckigen Transport und Eintrag des minerogenen Materials von den umliegenden Platten.

Die Pollenbefunde (Tab. 1: Kakernehl 2/1, 2/2 und 2/3) zeigen, dass die laminieren Sedimente in die Dryas-III zu stellen sind. Die zusätzliche Anwesenheit von Pollen wärmeliebender Taxa (z.B. *Corylus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia* und *Fagus*) ist ein Resultat von Fernflug und/oder Umlagerung älteren Materials; dies gilt auch für die hohen Pollenwerte von *Pinus: Haploxyylon*-Typ, besonderes in Probe Kakernehl 2/1. Im Becken waren ebenfalls *Botryococcus* und *Pediastrum* vertreten, während die Anwesenheit von Wasserhahnenfuß aus den Werten für den *Ranunculus acris*-Typ geschlussfolgert werden kann.

Unter den laminieren Schichten, die einen erheblichen minerogenen Anteil enthalten, folgen Leber- und Mineral-Organomudden, die in Analogie zu den typischen lithostratigraphischen Verhältnissen in Vorpommern wohl dem Alleröd zuzurechnen sind. Im Liegenden befinden sich neben fossilfreien Sanden weitere geringmächtige organogene Schichten. Eine Pollenprobe aus diesem Bereich (Kakernehl 2/4) brachte keine aus-



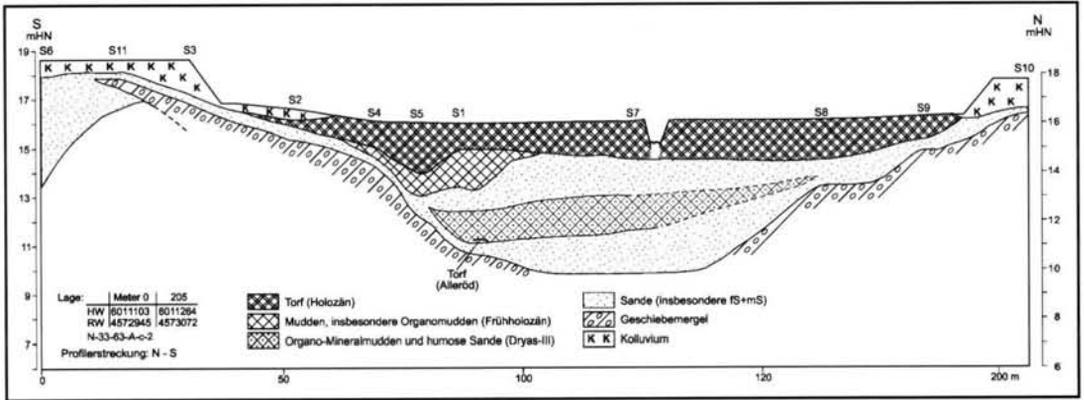


Abb 8: Profil Ahrendsee 3.

Fig. 8: cross-section Ahrendsee 3.

nen Mudden und humosen Sande im Zentrum des Tales als interstadiale Bildungen gedeutet (HELBIG, 1999 a). Nach den nunmehr vorliegenden Pollenuntersuchungen muss diese Ansicht korrigiert werden.

Aus Bohrung S1 wurden 7 Pollenproben ausgewertet. Die Probe S1/8 wurde aus einer Tiefe von 455-460 cm u.G. entnommen und entstammt der einzigen im Talquerprofil angetroffenen nichtholozänen Torfschicht (Glühverlust 37 %,  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt 27%). Sie ist insgesamt nur 7 cm mächtig, wird von teilweise humosen Sanden über- und unterlagert und zeigt ein eindeutig allerödzeitliches Pollenspektrum. Die relativ hohen Werte der Pollen von *Salix* deuten auf die Anwesenheit von Weiden in der unmittelbaren Umgebung der beprobten Stelle (lokale oder extralokale Anwesenheit sensu JANSSEN, 1966), d.h. gegen den Talrand hin. Die „wetland“-Pollentypen suggerieren eine Sumpfvvegetation bestehend aus *Equisetum* und *Filipendula*. Das Vorhandensein offener Wasserstellen wird angedeutet durch Pollen von *Nuphar* sowie *Botryococcus* und *Pediastrum*.

Die Proben S1/7, S1/6 und S1/5 stammen aus einer laminierten Organo-Mineralmuddeschicht (Glühverlust 3-10 %,  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt 5-12%) zwischen 360-435 cm u.G. Sie zeigen ein Dryas-III-zeitliches Pollenspektrum. Zwischen dem Alleröd- und den Dryas-III-zeitlichen Mudden liegen in Bohrung S1 noch 44 cm Fein- bis Grobsande. Es bleibt demzufolge ein Ansteigen des Wasserspiegels und eine Zunahme der geomorphologischen Aktivität nach dem Alleröd festzuhalten. Wahrscheinlich ist ein Teil der allerödzeitlichen Torfe während der Dryas-III erodiert worden.

Zu dieser Aktivitätsphase sind auch die hängenden Sande (bei S1 zwischen 290 und 360 cm u.G.) zu zählen. Sie wurden am Ende der Dryas-III abgelagert.

In einer rinnenähnlichen Struktur (im Bereich S1 und S5) wurden Mudden (100-235 cm u.G.: teilweise grobdetritische Organomudde, Glühverlust 90 %; 235-260 cm u.G.: Organo-Mineralmudde, Glühverlust 30 %,  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt 7 %) abgelagert (Pollenproben S1/4 und S1/3), welche von einer holzreichen Torfschicht (Probe S1/2) abgedeckt werden. Diese drei Pollenproben zeigen ein frühholozänes Pollenspektrum mit einer extralokalen Überrepräsentation des *Pinus: Diploxylon*-Typ. Solche extralokalen Niederschläge von *Pinus*-Pollen werden sehr oft in den frühholozänen Ablagerungen der vorpommerschen Täler registriert, z.B. im Peenetal (HALLIK, 1944; KLOSS, unveröff. Material in FISCHER, 1995; JANKE, unveröff. Material in HELKE, 1999), im Recknitztal (KRAUS, 1999; MICHAELIS, 2000; REINHARD, 1963) und im Rycktal (WERTH & BAAS, 1936). Für das frühholozäne Vorpommern ist somit die Bedeutung der Kiefer als wichtiger Bestandteil der Vegetation an den trockeneren Standorten im Talgrund bzw. an den Talrändern abzuleiten. Die „wetland“-Typen suggerieren eine Sumpfvvegetation bestehend aus Farne mit *Equisetum*, *Filipendula* und *Typha*. Wegen der extralokalen Überrepräsentation von *Pinus* ist es sehr schwierig diese Pollenproben zeitlich genau einzuordnen. Auf Grund der Anwesenheit solcher Pollentypen, die sonst typischerweise nicht zu Beginn des Holozäns auftreten (z.B. *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Quercus* und *Tilia*), ist anzunehmen, dass die Sedimente des allerersten Holozänabschnittes fehlen. Damit dürfte die rinnenartige

Struktur im Bereich S1 und S5 das frühholozäne Flussbett darstellen, durch Tiefenerosion in die Sande der Dryas-III eingeschnitten.

Nach der limnischen Verfüllung des ehemaligen Flussbettes entwickelte sich im Tal ein Flusstalmoor, in dem im Vergleich zu den Verhältnissen während der späten Dryas-III nur wenig Wasser transportiert wurde.

Im Vergleich zu den rezenten geringen Abflussmengen, die lediglich in der Lage sind einen kleinen Graben zu speisen, ist während des Spätglazials und besonders während der Dryas-III zumindest jahreszeitlich die gesamte Talbreite genutzt worden. Die genauen maximalen Sedimentationshöhen der Dryas-III-Sande und des Allerödtorfes lassen sich in diesem Profil nicht rekonstruieren, da beide erodiert sein können. Als Hinweis in diesem Zusammenhang kann die Höhendifferenz zwischen Allerödortof und Oberkante Dryas-III-Sande gelten. Sie beträgt etwa 200 cm.

Ahrendsee 2 (Abb. 9)

Durch das Profil Ahrendsee 2 wurde an der Südseite der 20 m lange Übergangsbereich von einer Sandplatte in einen Talbereich erfasst. Die Pollenproben aus der Bohrung S1 (S1/1 bis S1/3) zeigen, dass sowohl die Kalkmudde (Glühverlust 17%,  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt 63 %) als auch die darüber liegenden Organo-Mineralmudden (Glühverlust 4-13 %,  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt 7-16 %) während der Dryas-III abgelagert wurden. Die Sande oberhalb dieser Mudden können deshalb frühestens in ei-

ner späten Phase der Dryas-III sedimentiert sein. Überraschenderweise finden sich in diesem Profil keine allerödzeitlichen Ablagerungen. Es sind zwei Überlegungen für das Fehlen allerödzeitlicher Sedimente in Betracht ziehen: entweder war das Tal im Alleröd zu trocken für die Bildung organischer Ablagerungen und/oder sie wurden durch Erosionsprozesse ausgeräumt.

Die Mudden gehen nach oben und zum Talrand in parallel geschichtete Mudde-Feinsand-Sedimente über, die von reinem Sand überlagert werden. Am südlichen Talrand sind die Muddelaminen schräggeschichtet. Sie laufen dabei parallel zur Schichtung im Sand. Dieses Schichtungsbild wird als Sedimentation an einem Gleithang gedeutet, bei der die jahreszeitlich bedingte Muddesedimentation die fluvial vorgegebene Schrägschichtung nachzeichnet. An der Nordseite ist ebenfalls ein Uferbereich angeschnitten worden. Hier geht das Muddepaket (Organo- und Organo-Mineralmudden) aus der Dryas-III zum Talrand hin ebenfalls in eine Mudde-Sand-Wechselschichtung über. Die Schichten laufen parallel. Die über den Mudden sedimentierten Dryas-III-Sande sind vor allem als Fein- bis Mittelsande anzusprechen. Zwischen den organischen Mudden und den liegenden Sanden ist Kalkmudde gefunden worden.

Somit liegen hier vergleichbare Verhältnisse wie an der Lokalität Ahrendsee 3 vor: Einer ersten Phase der Dryas-III mit möglicher Erosion folgte ein Abschnitt mit limnischen Sedimentationsbedingungen (Kalk-, Organo- und Organo-Mineral-

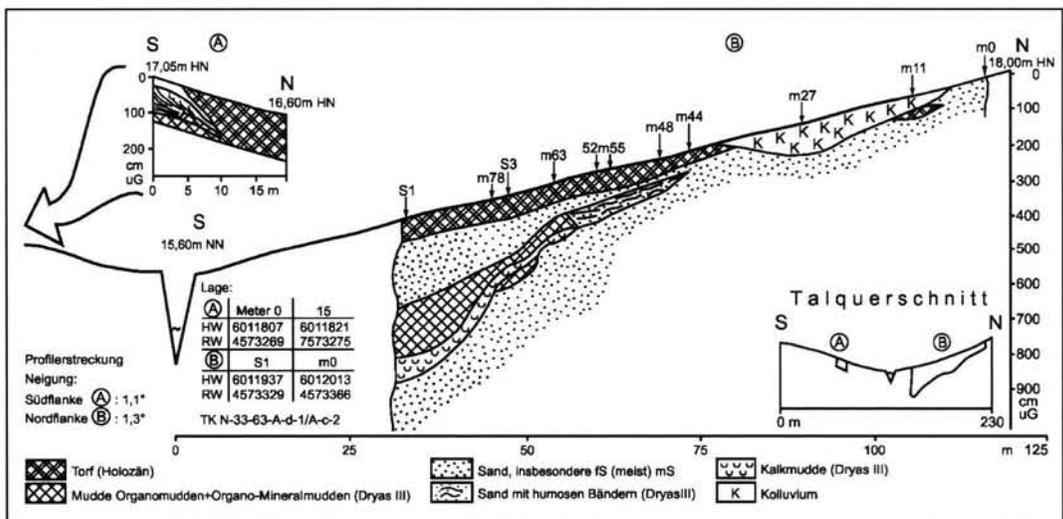


Abb. 9: Profil Ahrendsee 2.

Fig. 9: cross-section Ahrendsee 2.

mudden) und schließlich eine spätere Phase fluvialer Dynamik mit Sedimentation weitgehend humusfreier Sande wechselnder Körnung. Die spätglaziale Talverfüllung hat eine Gesamtbreite von etwa 180 m und reicht bis in eine Höhe von mindestens 17,00 m HN. Das rezente Fließgewässer ist ca. 1,50 m breit und liegt mit seiner Uferkante bei 15,60 m HN.

#### Zusammenfassung der Befunde

Die Täler der Grundmoränenplatten Vorpommerns zeigen für das Spätglazial eine deutliche fluviale und limnische Dynamik. Die vorliegenden Befunde lassen vor allem Schlüsse für den Zeitraum des Alleröd und der darauffolgenden Dryas-III zu. Die Dryas-III ist im Untersuchungsgebiet nach unseren Befunden im Vergleich zum Alleröd gekennzeichnet durch deutlich höhere Wasserstände, zumindest jahreszeitlich auftretende höhere Abflussmengen und eine verstärkte fluviale Dynamik. Sedimente der Dryas-III liegen 90 bis 200 cm über denen des Alleröd (Stoltenhagen 1, Kakernehl 2, Ahrendsee 3) und 100 bis 150 cm über den rezenten Entwässerungsniveaus (Medrow 2 & 3, Ahrendsee 1 & 2). In den während des Alleröds versumpften und durch Torfbildung geprägten Talabschnitten und Becken erfolgte während der Dryas-III eine mehr oder weniger minerogen geprägte Sedimentation. Im Raum Ahrendsee begann die Dryas-III möglicherweise mit einer Erosionsphase und teilweise fluvialen Sedimenten, gefolgt von einer ausgeprägten limnischen Phase, der sich ein eher fluvial bestimmter Abschnitt anschloss. Im Vergleich zu heute waren während der Dryas-III die Fließgewässer um ein Vielfaches breiter. Nachweisbar ist häufig ein jungdryaszeitliches Sedimentpaket aus Sand, zumeist Feinsand, nicht selten mit deutlichem Schluffanteil. Bei guten Aufschlussverhältnissen zeigen sich in der Regel auch Erosionsdiskordanzen (Erosionslagen aus kiesigem und steinigem Material (Medrow 2 und 3, Grimmen 4) oder erodierte Torfe (Stoltenhagen 1). Zeitlich fixierbar sind bisher nur die Erosion von allerödzeitlichen Torfen im Profil Stoltenhagen 1 während der Dryas-III und die frühholozäne Erosion von Dryas-III-zeitlichen Sanden in Profil Ahrendsee 3. Die pleniglaziale angelegten tiefen Schmelzwasserrinnen wurden durch spätglaziale Sedimente erheblich aufgefüllt.

### 5 Zusammenfassende Diskussion der spätglazialen fluvial-limnischen Morphodynamik in Vorpommern

JANKE & REINHARD (1968) und JANKE (1978) haben auf der Grundlage ihrer Untersuchungen der Entwicklungsphasen des Talnetzes in Nordostdeutschland erkannt, dass die Täler während des Pleniglazials zunächst als Abflussbahnen der Schmelzwässer (Resteis, Toteis, Haffstausee) dienten und während dieser Zeit im wesentlichen ihre heutige Breite durch Seitenerosion erreichten. Es ist eine starke Sedimentation klastischen Materials festzustellen (Phase 1).

Zwischen Pleniglazial und Beginn des Alleröds wird eine Tiefenerosionsphase der fließenden Gewässer vermutet, wobei die Fließrichtung schon der heutigen entsprochen haben soll. Die Flüsse besaßen ein kräftiges Gefälle und schnitten sich auf einem Teil der vorher gebildeten Talbreite kerbtalartig ein. Die Erosion erfolgte bis in die Nebentäler hinein (Phase 2). JANKE & REINHARD (1968) und JANKE (1978) vermuten, dass der Wechsel von Phase 1 zu Phase 2 mit einem sehr tief liegenden Wasserspiegel im Ostseebecken (Erosionsbasis) zusammenhängt.

Auch in Polen, Litauen und Estland wurden die fluvialen Prozesse während des Pleni- und Spätglazials entscheidend durch die Höhen der Wasserspiegel von Eisstauseen in- und außerhalb des Ostseebeckens gesteuert. Diese erosionsbasisbestimmte Komponente der fluvialen Dynamik des Pleni- und frühen Spätglazials war in den genannten Ländern nicht gleichzeitig wirksam, sondern trat, in Abhängigkeit von ihrer paläogeographischen Lage (Entfernung vom Eisrand bzw. Zeitpunkt der Eisfreiwerdung), zeitlich versetzt in Erscheinung.

So verweist STARKEL (1995) für die Weichsel im Unterschied zu anderen europäischen Flüssen auf eine pleniglaziale Tiefenerosionsphase im Zusammenhang mit dem Absinken der Erosionsbasis durch den allmählichen Rückzug des Eises und zunehmender Kontinentalität. DVARECKAS (1995) sieht die Anlage der älteren Flussterrassen in Litauen im Zusammenhang mit Kaskaden von Eisstauseen während der verschiedenen Phasen des Eisrückganges. RAUKAS & MIIDEL (1995) betonen die Bedeutung der durch den Eisabbau und die dem Eisrand vorgelagerten Eisstauseen gesteuerte Höhe der Erosionsbasis in der Frühphase der Talentwicklung - in Estland bedingt durch den späten Eisabbau im Zeitraum zwischen 13-11 ka BP, also während des Spätglazials. Bis zum Beginn

des Alleröd hatten sich die Flüsse im estländischen Ostseeraum um 20-80 m eingeschnitten, wobei auch die isostatische Landhebung zu berücksichtigen ist.

In anderen Gebieten Europas führt offenbar der Rückgang der Denudation außerhalb der Flusstäler infolge zunehmender Pflanzenbesiedelung und die damit verbundene Verringerung der Sedimentfracht zwischen 13-11 ka BP zu einer Erosion in den Tälern (VANDENBERGHE, 1995).

Das Alleröd und die Dryas-III in Vorpommern sind nach JANKE (1978) gekennzeichnet durch ein schnelles Ansteigen des Grundwasser- und Flusspiegels und durch die Akkumulation von Sanden, Mudden und Torfen (Phase 3). JANKE & REINHARD (1968) führten diese Entwicklung auf den steigenden Wasserspiegel im südlichen Ostseebecken zurück. Während des späten Alleröd und der Dryas-III soll es dabei zu Transgressionen des Baltischen Eisstausees gekommen sein, die teilweise mehrere Meter über HN betragen. Die Talmündungen wurden dabei fördenartig überflutet. Das Grenz- und Peenetal sowie das Ryck- und Ziesetal waren während mindestens eines Teils dieser Phase 3 durch die Transgression bedingt zu einem mit dem Baltischen Eisstausee in unmittelbarer Verbindung stehenden zusammenhängenden See aufgestaut. Die Arbeiten von KAISER & JANKE (1998) im Rycktal erbrachten Belege für eine stärkere fluviale Dynamik während der Dryas-III, die lithologisch im Gegensatz zum Alleröd als humusfreies minerogenes Sediment erscheint. Für das Alleröd wurde bei Bartmannshagen, Lkr. Nordvorpommern, ein Wasserstand von 1-2 m HN rekonstruiert. Der Fluss schüttete seine Sande in der Dryas-III mindestens 2-3 m über das vermutete Seeniveau des Alleröd bis in eine Höhe von wenigstens 4 m HN und damit ca. 1,5 m über das rezente Entwässerungsniveau. Auch im Endinger Bruch westlich von Stralsund ist eine fluviale, fossilfreie, sandige Fazies der Dryas-III über organogenen limnischen Sedimenten des Alleröd festgestellt worden (KAISER et al., 1999).

Für den vorpommerschen Raum haben bisher alle Autoren übereinstimmend die Akkumulation von zunächst überwiegend organogenem Material während des Alleröds und einen Wechsel zu primär minerogenen Sedimenten während der Dryas-III feststellen können. Anscheinend ist also die Sedimentakkumulation während dieser Phasen verbreitet. Dass allerdings auch mit Tiefenerosionsereignissen zu rechnen ist, zeigen zumindest die Lokalität Stoltenhagen<sup>1</sup> und wahrscheinlich auch

Ahrendsee 3, bei denen Allerödtorfe teilweise erodiert worden sind. Eine zweite deutliche Übereinstimmung besteht bezüglich der hohen Abflussniveaus, die nach den bisherigen Befunden während der Dryas-III um etwa 1-3 m über denen des Alleröd und 1-1,5 m über den heutigen gelegen haben. Bemerkenswerterweise ist für das Alleröd eine nicht zu übersehende Versumpfungstendenz vieler Talabschnitte zu verzeichnen. Die Dryas-III zeigt in einigen Talabschnitten auch limnische Fazies, aber in jedem Fall eine deutlich energiereichere Dynamik als während des Alleröd und Holozäns.

Auch STARKEL (1995) registriert für die Weichsel einen Wechsel von organischen zu minerogenen Sedimenten beim Übergang vom Alleröd zur Dryas-III. Während der Dryas-III besteht eine deutliche Tendenz zur Sedimentation und lateralen Erosion im Weichseltal. Das Dryas-III-zeitliche Flussbett hat 3-4 m über dem heutigen Flussbettniveau gelegen.

Die Dryas-III zeigt nach VANDENBERGHE (1995) im europäischen Vergleich eine größere räumliche Variabilität des Prozessgeschehens als die vorangegangenen Zeitabschnitte. In einigen Talabschnitten geht die Anhäufung von Sediment weiter, in anderen ist Seitenerosion oder Einschneiden zu Beginn der Dryas-III zu beobachten. VANDENBERGHE (1995) vermutet, dass die Abkühlung des Klimas zu einer verminderten Evapotranspiration und erhöhten Ausräumung geführt hat. Bis zu einem gewissen Grad verringerte sich ebenfalls die Pflanzenbedeckung der Böden, was eine zunehmende geomorphologische Instabilität zur Folge hatte (VANDENBERGHE, 1995).

Da entsprechend dem aktuellen Stand der Forschung (BJÖRCK, 1995) eine Beeinflussung der geomorphologischen Prozesse in den Tälern Vorpommerns durch einen hochliegenden Wasserspiegel im Ostseebecken während des späten Alleröd und der Dryas-III entgegen den Ansichten von JANKE & REINHARD (1968) zunächst ausgeschlossen werden muss, stellt sich die Frage nach den Ursachen für die beschriebenen Phänomene. Die fluviale Reliefformung wird bekanntermaßen durch das Verhältnis von Schleppkraft des fließenden Wassers, der Menge und Korngröße des über die Hangabtragung und andere Vorgänge in den Fluss gelangten Materials (Last) und der Widerstandsfähigkeit des Gesteins im Erosionsbereich des Flusses gesteuert (KUGLER et al., 1988). Bekannt ist ebenfalls, dass sowohl Schleppkraft als auch Last klimaabhängig sind.

So beschreibt ROSE (1995) das Phänomen der Abfolge von Erosion und Sedimentation während der Dryas-III als typischen Fall von „lead and lag“. Zunächst führten die auf die Klimaänderung schnell reagierenden Abflussschwankungen zu einer Erosion im Tal (zunehmende Schleppekraft). Dagegen reagierte die Vegetation im Einzugsgebiet langsamer, wobei die geomorphologische Instabilität der Böden und Sedimente erst allmählich größer wurde, so dass im Endeffekt die Zunahme des bereitgestellten Sedimentes (Last) hinter dem Klimasignal „hinterher hinkte“.

Die jüngere spätglaziale Talentwicklung in Vorpommern kann auf Grundlage der eigenen Befunde sowie oben diskutierten regionalen und überregionalen Literatur unabhängig von einer Transgression im Ostseebecken begründet werden. Dabei hätten mit Beginn der spätglazialen Erwärmung und nach einer erosionsbasisbedingten Ausräumungsphase (JANKE & REINHARDT, 1968 und JANKE, 1978) die zunehmend dichtere, im Alleröd schließlich waldartige Vegetation (DE KLERK et al., im Druck; DE KLERK, im Druck) sowie die wärmeren Winter zu einem ausgeglicheneren Abflussregime und einem abnehmenden Sedimentanfall (Last) im Verlaufe der spätglazialen Warmphase geführt, was sich im Alleröd schließlich lithologisch durch einen deutlich geringeren minerogenen Anteil und die Tendenz zur Versumpfung bemerkbar macht. Nach einer möglichen Erosionsphase zu Beginn der Dryas-III (ROSE, 1995; eigene Befunde) folgte schließlich wiederum eine Phase der minerogenen Akkumulation und Seitenerosion, da die Abflüsse nun jahreszeitlich gebündelt auftraten, gleichzeitig aber (bzw. mit zeitlicher Verzögerung) auch die Last zunahm (allmähliche Auflichtung der Vegetationsdecke; vgl. DE KLERK et al., im Druck; DE KLERK, im Druck).

## 6 Danksagung

Wir danken folgenden Mitarbeitern des Geographischen Institutes der Universität Greifswald: Prof. Dr. K. BILLWITZ für sein Engagement als Leiter der AG Landschaftsgeschichte, Frau Brigitta LINTZEN und Frau Petra WIESE für die digitale Bearbeitung der Abbildungen, Frau Hannelore RABE für die Aufbereitung der Pollenproben sowie Herrn Dr. Knut KAISER, Herrn Prof. Dr. Wolfgang JANKE sowie den Gutachtern für die Durchsicht des Manuskriptes.

## 7 Schriftenverzeichnis

- AG Boden (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. – 4. Aufl.: 392 S.; Hannover (Schweizbart).
- BARSCHE, H. & BILLWITZ, K. [Hrsg.] (1990): *Physisch-Geographische Arbeitsmethoden*. – 256 S.; Gotha (Haack).
- BILLWITZ, K., DE KLERK, P., HELBIG, H., KAISER, K. & TER-BERGER, T. (1998): *Chronostratigraphie, geökologische Entwicklung und menschliche Besiedlung vom Spätglazial zum Holozän in Nordostdeutschland*. – Projektbericht zum DFG-Schwerpunktprogramm „Wandel der Geobiosphäre seit den letzten 15.000 Jahren“, Universität Greifswald.
- BILLWITZ, K., HELBIG, H., KAISER, K., DE KLERK, P., KÜHN, P. & TERBERGER, T. (2000): *Untersuchungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Mecklenburg-Vorpommern*. – Neubrandenburger Geologische Beiträge, 1: 24-38; Neubrandenburg (Geowissenschaftlicher Verein Neubrandenburg e.V.).
- BJÖRCK, S. (1995): *A Review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP*. – In: ANDRÉN, T., BRUNNBERG, L. & MILLER, U. [Hrsg.]: *Proceedings from the Baltic Ice Lake-Yoldia Sea symposium, march 1993*. – *Quaternary International*, 27: 19-41; Oxford (Pergamon).
- BOCK, W., MENKE, B., STREHL, E. & ZIEMUS, H. (1985): *Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein*. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 35: 161-180; Öhringen (Schweizbart).
- DVARECKAS, V. (1995): *The development of Lithuanian river in the Lateglacial and Holocene*. – In: FRENZEL, B. [Hrsg.] (1995): *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*. – *Paläoklimaforschung*, 14, Special Issue: ESF Project „European Palaeoclimate and Man“: 113-121; Jena (Fischer).
- FÆGRI, K. (1993): *Bestimmungsschlüssel für die nordwesteuropäische Pollenflora*. – *Auszug aus FÆGRI, K. & IVERSEN, J. (1989)*, übersetzt von E. LANGE: 85 S.; Jena (Fischer).
- FÆGRI, K. & IVERSEN, J. (1989): *Textbook of Pollen analysis*. – 4th edition (revised by FÆGRI, K., KALLAND, P.E. & KRZYWINSKI, K.): 328 S.; Chichester (Wiley).
- FISCHER, Ü. (1995): *Das NSG „Peenewiesen bei Gützkow“*. – *Zur Vegetationsentwicklung im mittleren Peene-Talmoor*. – unveröff. Diplomarbeit, Botanisches Institut Universität Greifswald: 125 S.; Greifswald.
- HALLIK, R. (1944): *Pollenanalytische Untersuchungen im Postglazial Westpommerns*. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 88: 40-84; Stuttgart.
- HELBIG, H. (1999-a): *Die spätglaziale und holozäne Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern*. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 17: 110 S.; Greifswald.
- (1999-b): *Die periglaziäre Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern*. – *Petermanns*

- Geogr. Mitt., **143** (5+6): 373-386; Gotha (Klett-Perthes).
- HELKE, U.-M. (1999): Das Revitalisierungspotential des Polders „Randow-Rustow“/Peenetal. - Unveröff. Diplomarbeit, Botanisches Institut Universität Greifswald: 115 S.
- HOEK, W.Z. (1997): Palaeogeography of Lateglacial vegetations. Aspects of Lateglacial and Early Holocene vegetation, abiotic landscape and climate in the Netherlands. - *Nederlandse Geografische Studies*, **230**: 147 S.; Utrecht (Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap).
- HURTIG, T. (1957): *Physische Geographie von Mecklenburg*. - 252 S.; Berlin.
- JANKE, W. (1978): Schema der spät- und postglazialen Entwicklung der Talungen der spätglazialen Haffstaustauseeabflüsse. - *Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Greifswald*, **27** (1/2): 39-43; Greifswald.
- JANKE, W. (1996): Landschaftsentwicklung und Formenschatz Mecklenburg-Vorpommerns seit der Weichsel-Eiszeit. - *Zeitschrift für den Erdkundeunterricht*, **12**: 495-505; Berlin (Deutscher Verlag der Wissenschaften).
- JANKE, W. & REINHARD, H. (1968): Zur spätglazialen Gletscherdynamik und Entwicklungsgeschichte der großen Talungen im Nordosten Mecklenburgs. - *Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Greifswald*, **17** (1/2): 1-20; Greifswald.
- JANSSEN, C.R. (1966): Recent pollen spectra from the deciduous and coniferous-deciduous forest of northeastern Minnesota: a study in pollen dispersal. - *Ecology*, **47**: 804-825; Durham.
- KAISER, K. & JANKE, W. (1998): Bodenkundlich-geomorphologische und paläobotanische Untersuchungen im Ryckbecken bei Greifswald. - *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern*, **45**, Jahrbuch 1997: 69-102; Lübstorf.
- KAISER, K. & TERBERGER, T. (1996): Archäologisch-geowissenschaftliche Untersuchungen am spätpaläolithischen Fundplatz Nienhagen, Lkr. Nordvorpommern. - *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern*, **43**, Jahrbuch 1995: 7-48; Lübstorf.
- KAISER, K., DE KLERK, P. & TERBERGER, T. (1999): Die „Riesenhirschfundstelle“ von Eendingen: geowissenschaftliche und archäologische Untersuchungen an einem spätglazialen Fundplatz in Vorpommern. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **49**: 102-123; Hannover (Schweizbart).
- DE KLERK, P. (im Druck): Changing vegetation patterns in the Eendinger Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. - *Review of Palaeobotany and Palynology*; Amsterdam (Elsevier).
- DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (im Druck): The Reinberg researches: palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during the Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. - *Greifswalder Geographische Arbeiten*; Greifswald.
- KRAUS, M. (1999): Paläoökologische Untersuchungen im Recknitztal bei Bad Sülze (Kreis Nordvorpommern). - Unveröff. Diplomarbeit, Botanisches Institut der Universität Greifswald: 71 S.
- KUGLER, H., SCHWAB, M. & BILLWITZ, K. (1988): *Allgemeine Geologie, Geomorphologie und Bodengeographie*. - 223 S.; Gotha (Haack).
- LITT, T. & STEBICH, M. (1999): Bio- and chronostratigraphy of the lateglacial in the Eifel region, Germany. - *Quaternary International*, **61**: 5-16; Oxford (Pergamon).
- LOWE, J.J. & GRAY, J.M. (1980): The stratigraphic subdivision of the Lateglacial of NW Europe: a discussion. - In: LOWE, J.J., GRAY, J.M. & ROBINSON, J.E. [Hrsg.]: *Studies in the lateglacial of North-west Europe*. Including papers presented at a symposium of the Quaternary Research Association held at University College London, January 1979: 157-175; Oxford (Pergamon).
- LOWE, J.J. & NASP Members (1995): Palaeoclimate of the North Atlantic seaboard during the last glacial/interglacial transition. - *Quaternary International*, **28**: 51-61; Oxford (Pergamon).
- MERKT, J. & MÜLLER, H. (1999): Varve chronology and palynology of the Lateglacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. - *Quaternary International*, **61**: 41-59; Oxford (Pergamon).
- MICHAELIS, D. (2000): Die spät- und nacheiszeitliche Entwicklung der natürlichen Vegetation von Durchströmungsmooren in Mecklenburg-Vorpommern am Beispiel der Recknitz. - unveröff. Dissertation, Botanisches Institut der Universität Greifswald: 124 S.
- MOORE, P.D., WEBB, J.A. & COLLINSON, M.E. (1991): *Pollen analysis*. - 216 S.; Oxford (Blackwell).
- PUNT, W. & BLACKMORE, S. (1991): *The northwest European pollen flora*. VI. - 275 S.; Amsterdam (Elsevier).
- RAUKAS, A. & MIIDEL, A. (1995): Fluvial activity in Estonia in the Lateglacial and early Holocene. - In: FRENZEL, B. [Hrsg.]: *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*. Paläoklimaforschung, **14**, Special Issue: ESF Project „European Palaeoclimate and Man“: 101-112; Jena (Fischer).
- REINHARD, H. (1963): Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Grenztales (NE-Mecklenburg) und seine Beziehung zur Litorina-Transgression. - *Geologie*, **12**: 94-117; Berlin (Akademie-Verlag).
- ROSE, J. (1995): Lateglacial and early Holocene river activity in lowland Britain. - In: FRENZEL, B. [Hrsg.]: *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*. - Paläoklimaforschung, **14**, Special Issue: ESF Project „European Palaeoclimate and Man“: 51-74; Jena (Fischer).
- RÜHBERG, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. - *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, **15** (6): 759-967; Berlin (Akademie-Verlag).

- SCHIRMER, U. (1999): Pollenstratigraphische Gliederung des Spätglazials im Rheinland. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **49**: 132-143; Hannover (Schweizbart).
- STARKEKEL, L. (1995): The place of the Vistula river valley in the late Vistulian - early Holocene evolution of the European valleys. - In: FRENZEL, B. [Hrsg.] (1995): European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene. *Paläoklimaforschung*, **14**, Special Issue: ESF Project „European Palaeoclimate and Man“: 75-88; Jena (Fischer).
- USINGER, H. (1985): Pollenstratigraphische, vegetations- und klimageschichtliche Gliederung des „Bölling-Alleröd Komplexes“ in Schleswig-Holstein und ihre Bedeutung für die Spätglazial-Stratigraphie in benachbarten Gebieten. - *Flora*, **177**: 1-43; Jena (Fischer).
- USINGER, H. (1998): Pollenanalytische Datierung spät-paläolithischer Fundschichten bei Ahrenshöft, Kr. Nordfriesland. *Archäologische Nachrichten aus Schleswig-Holstein*. - *Mitteilungen der Archäologischen Gesellschaft Schleswig-Holstein e.V. und des Archäologischen Landesamtes Schleswig-Holstein*, **8**: 50-73; Kiel (Archäologische Gesellschaft Schleswig-Holstein e.V., Archäologisches Landesamt Schleswig-Holstein).
- VANDEBERGHE, J. (1995): Postglacial river activity and climate: state of the art and future prospects. - In: FRENZEL, B. [Hrsg.] (1995): European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene. - *Paläoklimaforschung*, **14**, Special Issue: ESF Project „European Palaeoclimate and Man“: 1-10; Jena (Fischer).
- WALKER, M.J.C. (1995): Climatic changes in Europe during the last glacial/interstadial transition. - *Quaternary International*, **28**: 63-76; Oxford (Pergamon).
- WERTH, E. & BAAS, J. (1936): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Kulturgeschichte im deutschen Küstenbereich der Ostsee und Nordsee. - *Abh. senckenberg. naturf. Ges.*, **34**: 1-41; Frankfurt a. M. (Kramer).

## Ein ungewöhnlich großer Schädel vom Auerochsen (*Bos primigenius*) aus dem letzten Interglazial von Groß-Rohrheim bei Darmstadt

WIGHART v. KOENIGSWALD & FRANK MENGER\*)

KOENIGSWALD, W. v. & MENGER, F. (2002): Ein ungewöhnlich großer Schädel vom Auerochsen (*Bos primigenius*) aus dem letzten Interglazial von Groß-Rohrheim bei Darmstadt. - Eiszeitalter und Gegenwart, 51: 67–73; Hannover 2002.

Keywords: *Bos primigenius*, Groß-Rohrheim, Ökologie

**Kurzfassung:** Der bislang größte Schädel von *Bos primigenius* wurde in den Ablagerungen des Oberrheins von Groß-Rohrheim bei Darmstadt gefunden. Stratigraphisch wird er mit allergrößter Wahrscheinlichkeit dem letzten Interglazial zugeordnet. Die Maße übersteigen alle Messwerte, die von pleistozänen und holozänen Auerochsen Mitteleuropas bekannt sind. Vergleichbare Maße gibt es am ehesten aus dem Pleistozän von Italien. Das mag ein Hinweis auf besonders günstige ökologische Bedingungen sein, zumal der Auerochse in Groß-Rohrheim zusammen mit zahlreichen Resten von *Hippopotamus amphibius* gefunden wurde.

### [An unusually large cranium of the aurochs (*Bos primigenius*) from last interglacial sediments of Groß-Rohrheim near Darmstadt (Germany)]

**Abstract:** The so far largest skull of *Bos primigenius* was discovered in the fluvial deposits of the Rhine in Groß-Rohrheim near Darmstadt. Stratigraphically, most probably, the find is attributed to the last interglacial period. The measurements of the skull exceed known measurements from the Central European Pleistocene and Holocene. Comparable measurements were reported from the Pleistocene of Italy only. This may indicate very good ecological conditions for the specimen from Groß-Rohrheim which was found together with *Hippopotamus amphibius*.

### Der Fund

In der Sandgrube von Groß-Rohrheim (Geogr. Koordinaten 8°26' E, 49°42' N), südwestlich von Darmstadt, wurde im Mai 1998 der besonders große Stirnschädel eines Auerochsen vom Schwimmbagger erfasst und glücklicherweise nur wenig beschädigt nach oben gebracht. Erhalten sind das

Hinterhaupt und die Stirnplatte sowie die beiden Hornzapfen (Abb. 1). Die Hornzapfen setzen ganz hinten am Schädel an. Damit überragt die Hinterkante des Schädels das Hinterhaupt, wie es typisch für den Auerochsen ist, und diesen sicher vom Bison unterscheidet. Der Gesichtsschädel ist leider abgebrochen. Die beiden Hornzapfen schwingen zunächst weit nach außen und weisen mit ihren Spitzen wieder nach innen, sind aber kaum nach oben aufgebogen. Etwa in der Mitte der Krümmung liegt die maximale Ausladung der Hornzapfen und beträgt 142 cm. Dieser Wert liegt bei den meisten kräftigen Schädeln von *Bos primigenius* zwischen 80 und 100 und erreicht nur in wenigen Fällen 120 cm (Tab. 1, Abb. 2). Die Hornzapfen haben an der Basis einen Umfang von 48 cm und sind im Querschnitt fast rund mit Durchmessern von 15 und 16 cm. Damit übertrifft der Schädel aus Groß-Rohrheim die bislang bekannten Maße mitteleuropäischer Auerochsen ganz beträchtlich. Da bei den Auerochsen ein starker Sexualdimorphismus besteht, kann dieser große Schädel mit Sicherheit als der eines Stieres bestimmt werden. Der hier beschriebene Schädel befindet sich in der Sammlung von Frank Menger in Groß-Rohrheim. Das stratigraphische Alter des hier vorgelegten Auerochschädels kann nur indirekt erschlossen werden, weil das Profil der Sandgrube unter dem Grundwasserspiegel liegt und daher nicht eingesehen werden kann. Aus den Funden, die beim Baggern in unterschiedlicher Tiefe gemacht wurden, ergibt sich allerdings eine Möglichkeit, das Profil zu gliedern (SCHWEISS 1988). Im obersten Profilabschnitt kann stellenweise etwas Holozän vorhanden sein, wie gelegentlich Funde von Haustieren anzeigen. Im oberen Profilabschnitt haben die Sande die typischen Formen der Mammutsteppe geliefert. Im tieferen Bereich, etwa ab 15 m, treten allerdings vermehrt Baumstämme auf, unter denen Kiefern aber auch Eichen anzutreffen sind. Es ist deswegen als sicher anzunehmen, dass dieser Teil der Sande in einem Interglazial abgelagert wurde. Dazu passen die Funde von *Elephas antiquus*, *Stephanorhinus kirchbergensis*, *Sus scrofa* und

\*)Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. W. v. KOENIGSWALD, Institut für Paläontologie der Universität Bonn, Nussallee 8, D-53115 Bonn, F. MENGER, Richard-Wagner-Str. 20, D-68649 Groß-Rohrheim.

Tab. 1: Vergleichswerte zur Größe von Auerochschenschädeln (alle Messwerte in cm).

Tab. 1: Dimensions of various crania of *Bos primigenius* in comparison with the find from Groß-Rohrheim (all measurements in cm).

	Spannweite	Außenkante	Umfang	Quellen
Groß-Rohrheim Letztes Interglazial	142	103-105	48	Diese Arbeit
Pleistozän Württemberg	???	69-87	38-46	LEITHNER 1927 nach <i>La Baume</i> 1965
Pleistozän Italiens Val di Chiana	82-123	68-102	33-44	LA BAUME 1947
Holozän, Stier von Millinge	114	78	40	AARIS-SØRENSEN (briefl. Mitteilung)
Holozän Mitteleuropas Stiere	71-102	47-82	23-41	HÜNERMANN 1968
Holozän Mitteleuropas Weiblich	69	49-59	25-28	HÜNERMANN 1968

*Dama dama*, die in dieser Tiefe gemacht wurden. Dazu kommen zahlreiche Funde von *Hippopotamus amphibius*, die auf ein mildes, atlantisches Klima während dieses Interglazials schließen lassen (KOENIGSWALD 1988, 1995, KOENIGSWALD & MENGER 1997). Aus zwei Gründen ist die Einstufung in das letzte Interglazial höchst wahrscheinlich. Zum einen sind Flusspferde auch in England nur aus diesem Interglazial, dem Ipswichian, bekannt, nicht aber aus den vorangehenden Warmzeiten. Zum anderen lässt die geologische Situation nur das letzte Interglazial und keine ältere Warmzeit erwarten, weil der nördliche Oberrheingraben ein kontinuierliches Senkungsgebiet ist, in dem keine Terrassentreppe ausgebildet ist. Deswegen müssten ältere Interglaziale in einer größeren Tiefe liegen. Da der Auerochschenschädel aus etwa 18-20 m Tiefe geborgen wurde und stark mineralisiert ist, kann ein holozänes Alter ausgeschlossen werden. Deswegen hat seine Zuordnung zum letzten Interglazial die allergrößte Wahrscheinlichkeit.

### Das stratigraphische Vorkommen des Auerochsen

Der Auerochse ist in Mitteleuropa erstmals im Interglazial von Steinheim an der Murr aus dem jüngeren Mittelpleistozän aufgetreten. Dort wurde u.a. das Skelett eines kräftigen Stieres gefunden (BERCKHEMER 1927, LEHMANN 1949), die lan-

ge übliche Zuordnung zum Holstein-Interglazial kann aber durch keine Argumente abgesichert werden, nachdem sich der klassische Kanon der Glaziale als nicht mehr haltbar erwiesen hat. Die Funde von Schönebeck an der Elbe werden traditionell dem gleichen Interglazial zugeordnet. Auch hier ist der Auerochse mit sehr kräftigen Individuen belegt (LEHMANN 1949). In England tritt diese Art im Interglazial von Ilford erstmals auf (STUART 1982). Etwas jünger dürfte das Interglazial von Neumark-Nord sein, das zwar nach den palynologischen Befunden ins Eem gestellt wird (LIT 1994), nach den floristischen Großresten aber einem älteren Interglazial zugeordnet wurde (MAI 1990). Auch die faunistischen Befunde sprechen für die ältere Einstufung (KOENIGSWALD & HEINRICH 1999, HEINRICH 2001). In Neumark-Nord wurde das weitgehend vollständige Skelett eines noch nicht ganz ausgewachsenen Stieres gefunden (DÖHLE 1990).

Im letzten Interglazial, also dem Eem, wurde *Bos primigenius* z.B. aus dem Travertin des Biedermannschen Steinbruchs nachgewiesen (ADAM & BERCKHEMER 1983). Aus Lehringen bei Verden an der Aller liegen Teile eines Auerochsen skelettes vor (SICKENBERG 1969, HOUBEN 2001). In den bekannten Fundstellen Thüringens war der Auerochse lange nicht nachzuweisen (KAHLKE 1977, 1978), aber jüngst konnte BRATLUND (1995) Reste vom

Abb. 1: Der große Schädel von *Bos primigenius* aus Groß-Rohrheim bei Darmstadt, der höchstwahrscheinlich aus dem letzten Interglazial stammt.

Fig. 1: The unusually large skull of *Bos primigenius* from Groß-Rohrheim near Darmstadt which is most probably derived last interglacial sediments.



Auerochsen aus Taubach identifizieren, und aus Burgtonna erbrachten die Grabungen in den Jahren 1998 – 2001 sichere Nachweise für diese Art (R. D. KAHLKE frendl. schriftl. Mitt.). Auch wenn alle diese Funde zu unvollständig sind, als dass sie für einen Größenvergleich herangezogen werden können, belegen sie das weiträumige Vorkommen des Auerochsen während des letzten Interglazials. Im Ipswichian von England ist *Bos primigenius* weit verbreitet (STUART 1976).

Der Auerochse kommt in Mitteleuropa auch im Früh-Weichsel vor, wie die Funde aus Wallertheim und vom Roten Berg bei Saalfeld belegen (LEHMANN 1949), ist also nicht streng auf interglaziale Verhältnisse beschränkt. Für die Zeit des Mittel-Weichsel liegen zumindest aus Mitteleuropa keine eindeutigen Nachweise vor. In Faunenlisten des Mittel-Weichsel wird der Auerochse zwar gelegentlich genannt, aber eine sichere Bestimmung ist an den meist ungenügenden Funden kaum möglich. Gebissreste oder fragmentierte Einzelknochen erlauben kaum eine hinreichende Bestimmung. Selbst an gut erhaltenen Einzelknochen ist meist ein Merkmalsmosaik zu beobachten (MARTIN

1990). Nur am Schädel sind *Bos primigenius* und *Bison priscus* sicher zu unterscheiden. Dadurch ist ein positiver Nachweis für den Auerochsen in den stärker kaltzeitlichen Faunen erschwert, aber aus ökologischen Gründen ist auch nicht mit seinem Vorkommen zu rechnen. Zu der artenreichen Fauna der kontinentalen Mammusteppe ist der Auerochse wohl nicht zu zählen. Trotzdem wurde der Auerochse während des Weichsel-Glazials in den Kaltzeiten in den Höhlen Südfrankreichs und Spaniens mehrfach dargestellt, so in der Grotte Chauvet aus dem Aurinacién und oder in Lascaux aus dem Magdalénien (WENIGER 1999, WÜST 1999). Damit war diese Art im Südwesten Europas – zumindest zeitweise - auch während der Kaltzeiten verbreitet.

Nach Mitteleuropa ist *Bos primigenius* dagegen erst wieder mit der Wende zum Holozän eingewandert. Ein gut stratifizierter Fundort aus dem frühen Präboreal ist der Jagdplatz Bedburg im Niederrheinischen Braunkohlengebiet. Dort wurden mehrere Individuen in der Jagdbeute einer mesolithischen Station gefunden (STREET 1989). Ein weiterer Fund aus dieser Zeit stammt von Schlaatz

bei Potsdam (GRAMSCH 1987). Besonders zahlreich und meist gut erhalten sind die Auerochsenfunde aus dem Früh-Holozän von Dänemark. Der eindrucksvollste Fund ist sicher das Skelett eines Stieres von Prejlerup auf Seeland (AARIS-SØRENSEN 1998, 1999). Auch dieses Tier war von mesolithischen Jägern bejagt worden, entkam aber den Jägern und verendete in einem Toteisloch. Der größte Schädel aus dem Frühholozän von Dänemark wurde in Millinge in Süd-Fünen gefunden. Der zunehmende Druck der verschiedenen Kultureinflüsse auf den Lebensraum des Auerochsen führte dazu, dass diese Art im Mittelalter und in der frühen Neuzeit von Westen nach Osten immer seltener wurde (GUINARD 1999). Schließlich wurde das letzte Wildtier im Jahr 1627 in der Gegend von Warschau erlegt.

### Zur Ökologie von *Bos primigenius*

Es ist auffallend, dass der Auerochse nur sehr begrenzt nach Osten verbreitet ist. In der russischen Ebene um Moskau ist er zwar noch belegt (MARKOWA et al. 1995), war aber weder in den Steppen Südrusslands noch in der Taiga oder gar der Tundra heimisch. Die Art tritt aber auch im Umkreis des Schwarzen Meeres, nämlich in den Faunen der Krim und aus dem Kaukasus, auf (GROMOV & BARANOVA 1981).

LEHMANN (1949) hat den Auerochsen als interglaziales Faunenelement angesehen. Da diese Art aber unter günstigen Bedingungen auch während der Kaltzeiten zumindest zeitweise bis nach Südfrankreich vordringen konnte, war seine ökologische Toleranz einerseits bedeutend größer als die des streng interglazialen Wasserbüffels (*Bubalus murrensis*), und andererseits deutlich geringer, als die von Bisons (*Bison priscus*) (KOENIGSWALD 1999). Wegen dieser regionalen Unterschiede ist die Einstufung als interglaziales Faunenelement nur für Mitteleuropa zutreffend.

Obwohl der Auerochse damit seit dem jüngeren Mittelpleistozän in Mitteleuropa vorgekommen ist, bilden diese Auerochsen keine Einheit. Sie sind nämlich nicht kontinuierlich in diesem Gebiet vorgekommen, sondern sind nur in den Warmzeiten nach Mitteleuropa vorgedrungen. In den dazwischen liegenden Kaltzeiten sind sie jeweils lokal ausgestorben und wanderten erneut ein, wenn es die klimatischen Verhältnisse erlaubten. Somit ist Mitteleuropa für dieses Großrind - wie auch für viele andere interglaziale Faunenelemente - nur ein temporäres Verbreitungsgebiet (KOENIGSWALD 1999a). Das Kerngebiet, in dem diese Art auch

die Kaltzeiten überdauerte, dürfte in der unmittelbaren Umrahmung vom Mittelmeer bis hin zum Schwarzen Meer gelegen haben.

### Der Größenvergleich

LA BAUME (1947), LEHMANN (1949), KLAFS (1965) und HÜNERMANN (1968) haben an den am häufigsten überlieferten Teilen, Schädelfragmenten mit Hornzapfen, Größenvergleiche angestellt. Es besteht ein deutlicher Geschlechtsunterschied, der es erlaubt, zumindest die besonders kräftigen Schädel Stieren zuzuordnen. Oft sind allerdings die weiblichen Schädel schlechter erhalten, weil sie leichter gebaut sind. Deswegen kann aus den vorliegenden Werten nicht auf deren wirkliche Variationsbreite geschlossen werden. Bereits LEITHNER (1927) hat darauf hingewiesen, dass die holozänen Auerochsen nicht die Größe der pleistozänen erreicht haben. Das haben alle weiteren Beobachtungen bestätigt. Auch der besonders starke Stier aus Millinge bleibt weit hinter den Höchstwerten aus dem Pleistozän zurück. Die Größe der Hornzapfen ist sowohl vom Geschlecht als auch von den Lebensbedingungen abhängig, so dass man sich hüten sollte, die Größe als stratigraphisches Indiz zu benutzen. Auch die Querschnittsform der Hornzapfen, in der KLAFS (1965, Abb. 7) einen stratigraphischen Bezug zu erkennen glaubte, ist sehr variabel.

Allerdings sollte man die pleistozänen Funde nicht als Einheit den holozänen gegenüberstellen, da sie aus unterschiedlichen Interglazialen stammen und deswegen zu Populationen gehören, die zu verschiedenen Zeiten eingewandert und wieder ausgestorben sind. Für die meisten der pleistozänen Funde fehlen bislang Angaben zur Spannweite. Deswegen kann dieser Wert nicht in Abb. 2 verwendet werden.

LA BAUME (1947) hat mehrere Schädel aus dem toskanischen Val di Chiana beschrieben und den Sexualdimorphismus herausgestellt. Leider liegen für diese Funde nur ungenügende stratigraphische Angaben vor. Die Großwüchsigkeit der Auerochsen in Italien lässt auf optimale Lebensbedingungen schließen.

Das Vorkommen großwüchsiger Tiere in wärmeren Regionen und das kleinerer in den eher kühleren Gebieten Mitteleuropas entspricht nicht der Bergmann'schen Regel. Der beobachtete Größenunterschied zwischen Mitteleuropa und Italien mag zwar mit Rassenunterschieden beschrieben werden, gibt aber keine Erklärung.

Der Fund aus Groß-Rohrheim übertrifft die ho-

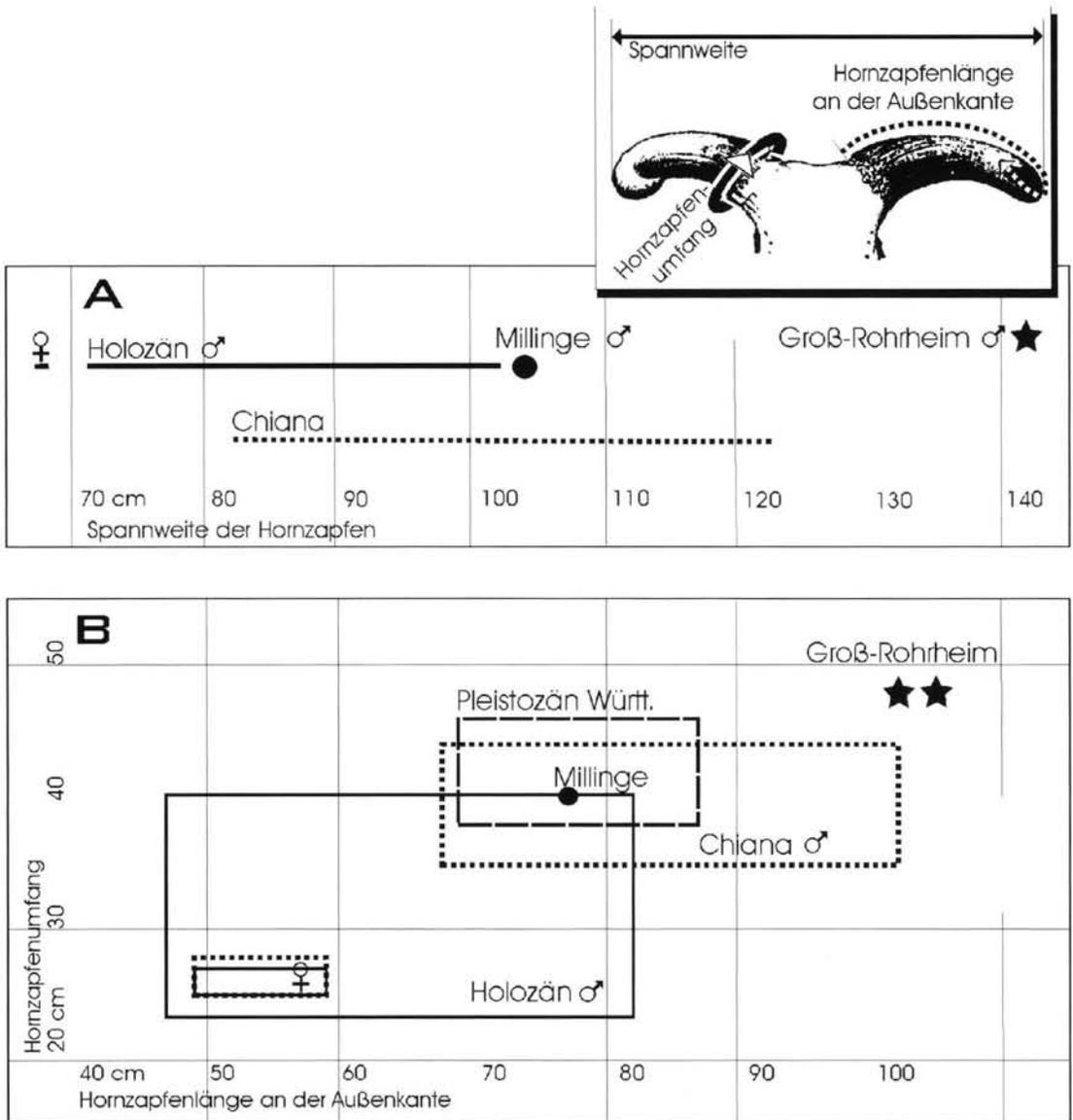


Abb. 2: Graphische Gegenüberstellung der Abmessungen verschiedener Auerochschenschädel. A: Spannweite der Hornzapfen und B: Verhältnis von Umfang und Länge der Hornzapfen (an der Außenkante). Den beiden Einzelindividuen aus dem letzten Interglazial von Groß-Rohrheim (diese Arbeit) und aus dem Früh-Holozän von Millinge in Dänemark sind die Streubereiche der Funde aus dem Val di Chiana (LA BAUME 1947) und aus dem Holozän (HÜNERMANN 1968) nach Geschlechtern getrennt gegenübergestellt. Die Daten zu den pleistozänen Funden aus Württemberg (LA BAUME 1947) dürften weitgehend von Stieren stammen. Die Abmessungen des Schädelfragmentes aus Groß-Rohrheim liegen an der Obergrenze der Werte pleistozänen Auerochsen aus Italien, und übertreffen diese sogar.

Fig. 2: Graph of measurements of various skulls of the aurochs *Bos primigenius*. A: span of the horn cores and B: correlation of circumference and length (as measured along the outer margin) of the horn cores. Two individual specimen from Groß-Rohrheim (last interglacial period) and from the Danish Millinge locality (early Holocene) are compared with the values of finds from Val de Chiana (LA BAUME 1947) and from the Holocene (HÜNERMANN 1968). Both sexes are plotted separately. The data for the Pleistocene crania from Württemberg (LA BAUME 1947) seem to represent mostly males. Measurements of the cranium from Groß-Rohrheim are approached only by the largest finds from Italy.

lozänen Funde größtmäßig bei weitem, auch gegenüber den Funden aus dem Val di Chiana nimmt er eine Spitzenposition ein, sowohl in der Spannweite als auch bei den Dimensionen der Einzelhörner.

### Interpretation des Fundes

Aus biogeographischer Sicht ist interessant, dass die pleistozänen Auerochsen aus Mittelitalien besonders groß waren und mit einigen Exemplaren die Größe des Stieres von Groß-Rohrheim annähernd erreichen (Abb. 2). Diese ungewöhnliche Größe des Auerochsen von Groß-Rohrheim könnte dazu verleiten anzunehmen, dass hier eine direkte Beziehung zu einer mediterranen Stammpopulation besteht. Zumindest zeigt die Größe aber, dass die Auerochsen während des letzten Interglazials auch in der Oberrheinebene optimale Lebensbedingungen vorfanden. Unter diesem Gesichtspunkt ist es bedeutsam, dass die gleichen Ablagerungen in Groß-Rohrheim zahlreiche Reste vom Flusspferd (*Hippopotamus amphibius*) und andere Fundstellen der gleichen Region auch den Wasserbüffel (*Bubalus murrensis*) geliefert haben. Diese Arten lassen auf ein stark atlantisch geprägtes Klima schließen, das wegen der milden Winter und der relativ großen Feuchtigkeit eine üppige Vegetation erwarten lässt. Damit war eine vorzügliche Nahrungsgrundlage geboten.

### Danksagung

Wir danken herzlich Herrn Dr. K. AARIS-SØRENSEN für die Übermittlung der Maße des Schädels von Millinge und Herrn Dr. B. ENGESSER, Basel, für Informationen zu den Funden aus Val di Chiana in der Baseler Sammlung. Dr. W.-D. HEINRICH und Dr. R.D. KAHLKE haben das Manuskript freundlicherweise durchgesehen und durch Anmerkungen bereichert.

### Schriftenverzeichnis

- AARIS-SØRENSEN, K. (1998): Danmarks forhistoriske dyreverden. - 232 S.; Kopenhagen (Gyldendal).
- AARIS-SØRENSEN, K. (1999): The Holocene history of the Scandinavian aurochs (*Bos primigenius* Bojanus). - In: WENIGER, G.-C. [Hrsg.]: Archäologie und Biologie des Auerochsen. - Wiss. Schriften des Neanderthal Museums, **1**: 49-57; Mettmann.
- BERCKHEMER, F. (1927): *Buffelus murrensis* n. sp. - Ein diluvialer Büffelschädel von Steinheim a. d. Murr. - Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, **83**: 146-158; Stuttgart.
- BRATLUND, B. (1995): Nachweis des Auerochsen, *Bos primigenius*, in den Travertinen von Taubach/Thüringen. - Veröff. Naturkundemuseum Erfurt, **1995**: 168-172; Erfurt.
- DÖHLE H.J. (1990): Osteologische Untersuchungen am Ur (*Bos primigenius* Bojanus, 1827) von Neumark Nord. - In: MANIA, D., THOMAE, M., LITT, T. & WEBER, T. [Hrsg.] (1990): Neumark-Gröbern. Beiträge zur Jagd des mittelpaläolithischen Menschen. - Veröff. Landesmus. Vorgesch. in Halle, **43**: 177-192; Berlin.
- GRAMSCH, S. G. et al. (1987): Das Ur-Skelett von Potsdam Schlaatz. - Veröff. Museums für Ur- und Frühgeschichte Potsdam, **21**: 31-67; Potsdam.
- GROMOV, I. M. & BARANOVA, G. I. (1981): Katalog mlekopitavskih SSSR Pliocene - sovremennost. - 455 S.; Leningrad (Nauka).
- GUINARD, C. (1999): On the size of the Ure-ox or aurochs (*Bos primigenius* Bojanus, 1827). - In: WENIGER G.-C. [Hrsg.]: Archäologie und Biologie des Auerochsen. - Wiss. Schriften des Neanderthal Museums, **1**: 7-21; Mettmann.
- HEINRICH, W. D. (1990): Nachweis von *Lagurus lagurus* (Pallas, 1773) für das Pleistozän von Neumark-Nord, Kreis Merseburg. - Veröff. Landesmuseum Vorgeschichte Halle, **43**: 167-175; Berlin.
- HEINRICH, W.D. (2001): Kleinsäugerreste aus interglazialen Ablagerungen von Neumark-Nord, Mitteldeutschland. Vorläufige Mitteilung. - Praehistoria Thuringica, **6/7**: 132-138; Artern.
- HOUBEN, C. (2001): Die Wirbeltiere der eemzeitlichen Fundstelle Lehringen (Niedersachsen, Deutschland). - Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Bonn.
- HÜNERMANN, K. A. (1968): Der Schädel eines Auerochsen (*Bos primigenius* Bojanus 1828) von Ober-Illnau, Kt. Zürich. - Vierteljahresschrift der naturforschenden Gesellschaft in Zürich, **113**: 337-346; Zürich.
- KAHLKE, H.-D. [Hrsg.] (1977): Das Pleistozän von Taubach bei Weimar. - Quartärpaläontologie, **2**: 1-509; Berlin.
- KAHLKE, H.-D. [Hrsg.] (1978): Das Pleistozän von Burgtonna. - Quartärpaläontologie, **3**: 1-399; Berlin.
- KLAUF, G. (1965): Zur Formenkenntnis von *Bos primigenius* Boj. nach Hornzapfenfunden im Mittelelbegebiet. - Zeitschrift für Tierzüchtung und Züchtungsbiologie, **81**: 297-313.
- KOENIGSWALD, W. v. (1988): Paläoklimatische Aussage letztinglazialer Säugetiere aus der nördlichen Oberrheinebene. - In: KOENIGSWALD, W. v. [Hrsg.]: Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. - Paläoklimaforschung, **4**: 205-314; Stuttgart (Fischer).
- KOENIGSWALD, W. v. (1995): Mammal Traverse. Quaternary vertebrate faunas in Central Europe. - In: SCHIRMER, W.: Quaternary field trips in Central Europe, **2**: 707-746; München (Pfeil).
- KOENIGSWALD, W. v. (1999): Paläoökologie und Vorkommen des pleistozänen Auerochsen (*Bos primigenius* BOJANUS 1827) im Vergleich zu den großen Rindern des Pleistozäns. - In: WENIGER, G.-C. [Hrsg.]: Archäologie und Biologie des Auerochsen.

- Wiss. Schriften des Neanderthal Museums, 1: 23-33; Mettmann.
- KOENIGSWALD, W. v. (1999a): Hat der Mensch das Aussterben der großen pleistozänen Pflanzenfresser verursacht? - *Kaupia*, 9: 193-201; Darmstadt.
- KOENIGSWALD, W. v. & HEINRICH, W. D. (1999): Mittelpleistozäne Säugetierfaunen aus Mitteleuropa - der Versuch einer biostratigraphischen Zuordnung. *Kaupia*, 9: 53-112; Darmstadt.
- KOENIGSWALD, W. v. & MENGER, F. (1997): Mögliches Auftreten von *Trogontherium cuvieri* und *Alces latifrons* im letzten Interglazial der nördlichen Oberrheinebene. - *Cranium*, 14: 2-10; Utrecht.
- LA BAUME, W. (1947): Diluviale Schädel vom Ur (*Bos primigenius*) aus Toscana. - *Eclogae geologicae Helvetiae*, 40: 299-309; Basel.
- LEHMANN, U. (1949): Der Ur im Diluvium Deutschlands und seine Verbreitung. - *N. Jb. Min. etc., Abh.*, 90 (Abt.B): 163-266; Stuttgart.
- LEITHNER, O. v. (1927): Der Ur. - *Berichte der intern. Ges. zur Erhaltung des Wissens*, 2.
- LITT, T. (1994): Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland. - *Dissertationes Botanicae*, 227: 1-185; Berlin (Cramer).
- MAI, D. H. (1990): Zur Flora des Interglazials von Neumark-Nord, Kreis Merseburg (Vorläufige Mitteilung). - *Veröff. Landesmuseum f. Vorgeschichte Halle*, 43: 159-166; Berlin.
- MARKOVA, A. K., SMIRNOV, N.G., KOZHARINOV, A.V., KAZZANTSEVA, N.E., SIMAKOV, A.N. & KITAEV, L.M. (1995): Late Pleistocene distribution and diversity of mammals in Northern Eurasia. - *Paleonologia i Evolucio*, 28/29: 5-143; Madrid.
- MARTIN, T. (1990): Jungpleistozäne und holozäne Skelettfunde von *Bos primigenius* und *Bos priscus* aus Deutschland und ihre Bedeutung für die Zuordnung isolierter Langknochen. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 40: 1-19; Hannover.
- SCHWEISS, D. (1988): Jungpleistozäne Sedimentation in der nördlichen Oberrheinebene. - In: KOENIGSWALD, W. v. [Hrsg.]: *Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. - Paläoklimaforschung*, 4: 19-78; Stuttgart (Fischer).
- SICKENBERG, O. (1969): Die Säugetierfauna der Kalkmergel von Lehringen (Krs. Verden/Aller) im Rahmen der eemzeitlichen Faunen Nordwestdeutschlands. - *Geol. Jb.*, 87: 551-564; Hannover.
- STREET, M. (1989): Jäger und Schamanen, Bedburg-Königshoven ein Wohnplatz vor 10 000 Jahren. - 55 S.; Mainz (Röm. Germ. Zentralmuseum).
- STUART, A. J. (1976): The history of the mammal fauna during the Ipswichian/Last interglacial in England. - *Philosoph. Transact. Roy. Soc. Lond.*, 276 (945): 221-250; London.
- STUART, A. J. (1982): *Pleistocene vertebrates in the British Isles.* - 242 p.; London (Longman).
- WENIGER, G.-C. (1999): Representation of the aurochs in the Upper Palaeolithic and Epipalaeolithic on the Iberian Peninsula. - In: WENIGER, G.-C. [Hrsg.]: *Archäologie und Biologie des Auerochsen.* - *Wiss. Schriften des Neanderthal Museums*, 1: 133-140; Mettmann.
- WÜST, K. (1999): Auerochsendarstellungen im französischen Jungpaläolithikum. - In: WENIGER, G.-C. [Hrsg.]: *Archäologie und Biologie des Auerochsen.* - *Wiss. Schriften des Neanderthal Museums*, 1: 141-150; Mettmann.

# Zur Mikromorphologie und Genese lessivierter Böden im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns

PETER KÜHN, PETER JANETZKO & DIETMAR SCHRÖDER\*

KÜHN, P., JANETZKO, P. & SCHRÖDER, D. (2002): Zur Mikromorphologie und Genese lessivierter Böden im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 51: 74-92; Hannover 2002.

Keywords: micromorphology, soil genesis, Luvisols, late glacial

**Kurzfassung:** In der deutschen Bodenkunde besagt die allgemein anerkannte Hypothese zur Lessivgenese, dass Lessivés auf weichseleiszeitlichen Sedimenten im norddeutschen Tiefland ausschließlich im Holozän entstanden seien, mit einer Hauptphase der Tonverlagerung im Atlantikum. Vornehmlich systematisch-mikromorphologische Untersuchungen an Braunerde-Lessivés aus Decksand über Geschiebelehm im norddeutschen Tiefland führen zu einer verbesserten Vorstellung über die chronologische Abfolge pedogenetischer Prozesse seit dem Beginn des Spätglazials. Es wird nachgewiesen, dass sowohl im Spätglazial, als auch im Holozän Tonverlagerung stattfand. Durch in Bt-Schmitzen inkorporierte Toncutane ist eine spätglaziale Tonverlagerung belegt, da die Entstehung dieser Schmitzen auf periglaziale Umlagerungsprozesse zurückgeführt werden kann. Ungestörte Toncutane neben Toncutanfragmenten zeigen nachfolgende holozäne Tonverlagerung an

## [Micromorphology and Genesis of Luvisols in the Young Moraine Area of Schleswig-Holstein and Mecklenburg-Vorpommern]

**Abstract:** In German soil science the widely accepted hypothesis on Luvisol-formation states that Luvisols of Weichselian sediments are purely Holocene soils with a main formation phase during the Atlantic. Although controversially discussed since the sixties, the genesis of widespread albi-cambic Luvisols, with a simplified horizon sequence Ah, Ap/Bw/E/(E+Bt)/2Bt/C, developed on the flat and slightly undulating till plains of the north German young moraine area, is not yet clarified. Especially systematic micromorphological analysis combined with (pedo-)stratigraphical work led to an improved understanding of the chronological order of soil forming processes since the beginning of the

Late Glacial. Fragments of clay coatings in periglacial formed Bt-streaks (occurring in E- and E+Bt-horizons) prove clay illuviation in the Late Glacial. Undisrupted clay coatings next to fragments of clay coatings prove a subsequent holocene clay illuviation. Contrary to the widely accepted soil-genetic hypothesis, clay illuviation is a pedogenic process occurring at least in warmer phases of the Late Glacial, together with the already accepted processes of decalcification, organic matter accumulation (bAh-horizons), podzolization and silicate weathering (bBw-horizons) on sites not influenced by groundwater.

## 1 Einführung

Im Jungmoränengebiet Norddeutschlands kommen auf flachwelligen bis ebenen Grundmoränenflächen als Leitböden lessivierte Böden vor. Typischerweise sind die oberen 5 dm verbraunt, unter Wald meist flachgründig podsoliert. In der Regel beginnt unter einem 1-2 dm mächtigen Ael-Horizont in 6-8 dm Tiefe ein Tonanreicherungshorizont mit mehr oder minder starker Pseudovergleyung (JANETZKO & SCHMIDT 1996). Eine vereinfachte typische Horizontabfolge dieser Leitböden ist Ah/Bv/II (Sw-)A(e)l/(Sw-)A(e)l+(Sd-)Bt/(Sd-)Bt/ICv. Die Braunerde ist zumeist im (Geschiebe-)Decksand ausgebildet, der Lessivé im liegenden Geschiebelehm.

Zur Decksandgenese, die nicht Gegenstand dieser Untersuchung ist, sei hier nur so viel gesagt, dass wir mit BUSSEMER (1994) eine vorwiegend periglaziale Entstehung des Decksandes durch solimixtive Prozesse annehmen, jedoch die von HELBIG (1999) vermutete holozäne Weiterprägung durch Tonauswaschung als Teilprozess der Decksandgenese nicht ausschließen.

Seit Jahrzehnten wird die Genese dieser Bodenprofile kontrovers diskutiert, ohne dass eine einheitliche Vorstellung dazu entstanden wäre. Dies schlägt sich auch in der unterschiedlichen Klassifikation dieser Profile mit o.g. Horizontabfolge durch die jeweiligen Bearbeiter nieder. So werden Profile ohne starken Hydromorphieeinfluss entweder als Braunerde-Lessivé, entsprechend der allgemein anerkannten Sichtweise einer rein holozä-

\*)Anschriften der Verfasser: Dipl. Geogr. P. KÜHN, Universität Greifswald, Geogr. Inst., Jahnstr. 16, 17487 Greifswald. Dr. P. JANETZKO, LANU Schleswig-Holstein, 24220 Flintbek. Prof. Dr. D. SCHRÖDER, Universität Trier, FB VI, Abt. Bodenkunde, 54286 Trier.

nen Genese (z.B. REUTER 1990), oder als Braunerde mit (teil-)reliktischem Lessivé klassifiziert, entsprechend der bodengenetischen Vorstellung einer spätglazialen Genese des Lessivés im liegenden Geschiebelehm und der holozänen Braunerdebildung im jungdryaszeitlichen (Geschiebe-)Decksand im Hangenden (z.B. JANETZKO 1996).

Die Hypothese einer rein holozänen Pedogenese der Lessivés setzte sich als Lehrmeinung in Deutschland durch und wird in den einschlägigen bodenkundlichen Lehrbüchern vertreten. Dennoch wurden in den letzten Jahren einige stichhaltige Befunde zur spätglazialen Formung und holozänen Weiterbildung von Lessivés vorgestellt (z.B. KEMP et al. 1998, KÜHN & KÖSEL 2000, ROSE et al. 2000, VAN VLIET-LANOË et al. 1992).

In den untersuchten Profilen können im Wesentlichen fünf pedogene Vorgänge festgestellt werden: Entkalkung - Verbraunung - Tonneubildung - Lessivierung - Pseudovergleyung. Daher stellt sich die Frage nach dem zeitlichen Ablauf dieser Prozesse, der anhand von vornehmlich mikromorphologischen Untersuchungen an drei ausgewählten Profilen mit unterschiedlicher Horizontausprägung beispielhaft vorgestellt wird.

## 2 Methoden

Die Korngrößenanalyse erfolgte nach kombinierter Sieb-Pipettmethode nach KÖHN (SCHLICHTING et al. 1995). Die bodenchemischen Daten wurden ebenfalls nach SCHLICHTING et al. (1995) ermittelt. Für die mikromorphologischen Untersuchungen

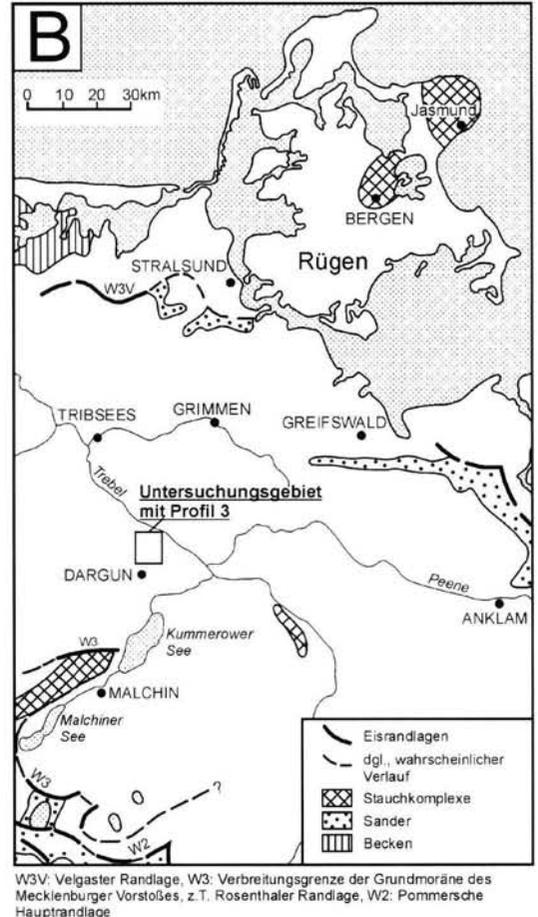
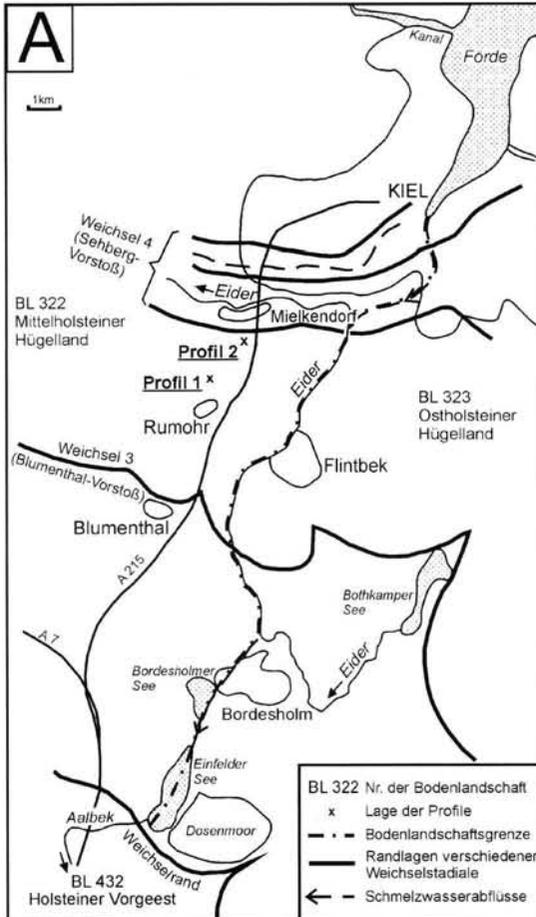


Abb. 1: Lage des Untersuchungsraumes in Schleswig-Holstein (A) und in Mecklenburg Vorpommern (B); (B) stark vereinfacht aus RÜHBERG et al. (1995).

Fig. 1: Maps showing location of soil profiles in Schleswig-Holstein (A) and Mecklenburg-Vorpommern (B); (B) is simplified from RÜHBERG et al. (1995).

wurden mit umgebauten Kubiëna-Kästchen (4,5 x 2,5 x 2,5 cm bzw. 10 x 6 x 4 cm) ungestörte orientierte Proben entnommen. Die Dünnschliffe wurden von der Firma T. BECKMANN hergestellt. Die Analyse der Dünnschliffe erfolgte vor allem nach BULLOCK et al. (1985) und STOOPS (1999).

Im folgenden wird die Übersetzung des im Anglo-amerikanischen gebräuchlichen neutralen Wortes dusty (staubig) als adjektivische Kennzeichnung für Toncutane (clay coatings) und Porenverfüllungen (infillings) verwendet, die mit opaken Körnchen durchsetzt sind (z.B. Taf. 2). Das vor allem in der deutschen Mikromorphologie verbreitete Wort Granulierung wird hier nicht benutzt, da es meist mit dem von KUBIËNA (1986: 96) beschriebenen Alterungsprozess der Toncutane verbunden wird. Diese Granulierung soll nach SMOLIKOVA (1968) durch unpeptisierte Fe-Hydroxide hervorgerufen sein, während FELIX-HENNINGSEN (1979: 48) von Schwermineralen in Grobton-Größe spricht. Die stoffliche Zusammensetzung dieser Körnchen ist noch nicht geklärt, ebenso wenig deren Genese. Denkbar ist auch eine einfache Verlagerung dieser Körnchen mit dem eingewaschenen Ton oder eine Entstehung während der Verlagerung (synilluvial), so dass nicht immer ein Alterungsprozess für die staubige Erscheinung von Toncutanen verantwortlich wäre.

Toncutane mit einer Dicke von über 200 µm werden zu den Porenverfüllungen (infillings) als Silt-Ton-Verfüllungen gezählt, um dem quantitativen Unterschied zu geringmächtigeren Toncutanen gerecht zu werden.

### 3 Physisch-geographische Einordnung

Die untersuchten Profile in Schleswig-Holstein befinden sich zwischen zwei Eisrandlagen der Weichselvereisung (siehe Abb. 1A). Das Klima des Untersuchungsraumes dürften die Werte der Klimastation Kiel (Daten des Wetteramtes Schleswig, langjähriges Mittel 1961-90) widerspiegeln; Jahresmittelwerte: 8,5°C (Jan +0,7°C, Juli 16,3°C) u. 783 mm (Sommerhalbjahr: 412 mm).

Profil 1 befindet sich auf flachwelliger Grundmoräne zwischen der deutlich ausgeprägten Eisrandlage des Blumenthal-Vorstoßes und der Eisrandlage des jüngeren Sehberg-Vorstoßes. Nach STEPHAN (1995) ist ein Ende der Eisaktivität zwischen 14000 und 13000 BP anzunehmen. Die eher flachwellige Grundmoränenlandschaft bei Profil 1 (Rumohrholz) ist durch Pseudogleye geprägt. Die z.T. sehr unterschiedlichen Bodenformen mit oder ohne Staunässe beruhen auf den nach Mächtigkeit

und Ausprägung verschiedenen Decksedimenten der Moräne. Diese sind teils aus solimixtiver Umlagerung unmittelbar aus der Moräne (typischer Geschiebedecksand), teils als solifluidales Umlagerungsprodukt, teils aus Schneeschmelzwässern (niveofluvial, z.B. Talsand) oder durch äolische Umlagerungen (Flugsand/Dünen) entstanden. Neben der Pseudovergleyung und Lessivierung im Geschiebelehm bestimmen deshalb Verbraunung und Podsolierung in den hangenden sandigen Deckschichten die Pedogenese (vgl. BÜK 200 Bl. CC 2326 Lübeck).

Profil 2 nahe einer Randlage des jüngeren Sehberg-Vorstoßes liegt in einer durch Kuppen und Toteislöcher (Sölle) geprägten (Ablations-)Moränenlandschaft. Zu den Bodenformen des Rumohrholzes gesellen sich hier aufgrund der vorhandenen Toteislöcher und Reste einer Schmelzwasser-Sanddecke noch Niedermoor, Kolluvisol und staunässefreie Böden.

Profil 3 liegt nordöstlich von Dargun auf flachwelliger Grundmoräne des Mecklenburger Vorstoßes nördlich der Pommerschen Eisrandlage (siehe Abb. 1B). Die etwas kontinentalere Prägung des Klimas dieses Untersuchungsgebietes zeigen die Daten der Klimastation Dargun (Klimatologische Normalwerte der DDR 1961: 1901-1950): Jahresmittelwerte: 8,0°C (Jan -0,7°C, Juli 17,4°C) u. 598 mm (Sommerhalbjahr: 302 mm).

Die Leitbodenform auf den Grundmoränenplatten nördlich von Dargun bei Groß Methling ist die Lessivé-Braunerde aus Decksand über Geschiebemergel, die manchmal schwach hydro-morph beeinflusst ist. Daneben sind, durch Beakerung verursacht, auf den flachen Kuppen häufig Pararendzinen und an Unterhängen Kolluvien verbreitet (SCHNEIDER & KÜHN 2000). Da nach GÖRSDORF & KAISER (2001) sich eine Eisfreiwerdung der Pommerschen Bucht um 14000 BP abzuzeichnen beginnt, kann dieses als Minimumalter der Enteisung für die Grundmoränenplatten des südlich gelegenen Festlandes gelten.

Bei Korrelation der Blumenthal-Eisrandlage mit der Pommerschen Eisrandlage und des Sehberg-Vorstoßes mit dem Mecklenburger Vorstoß (STEPHAN 1995) ist davon auszugehen, dass beide Untersuchungsgebiete mindestens 3000-4000 Jahre den klimatischen Bedingungen des Spätglazials ausgesetzt waren.

### 4 Ergebnisse

Beispielhaft sollen hier drei typisch ausgebildete lessivierte Böden vorgestellt werden, die das Bo-

Tab. 1: Analysedaten Profil 1.

Tab. 1: Grain size distribution and selected soil chemical data of soil profile 1.

Profil 1: Rumohrholz 1, Wald																	
Horizont	Tiefe	P.-tiefe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	S	U	T	B.-art	pH	CaCO <sub>3</sub>		
	[cm]	[cm]	[%]										[CaCl <sub>2</sub> ]	[%]			
Aeh	-5	0-5	8,3	2,2	5,5	10,1	19,0	41,5	13,3	74	18	8	Sl3	3,0	-		
Bsv	-14	8-13	7,9	2,2	5,9	10,7	22,9	38,7	11,8	73	19	8	Sl2	3,3	-		
II Bv	-38	15-20	2,9	1,3	2,5	14,2	50,9	23,1	5,0	79	18	3	Su2	4,5	-		
		30-35	5,8	2,2	4,6	10,5	24,2	40,2	12,5	77	17	6	Sl2	4,3	-		
Bv-ICv	-53	40-45	4,3	0,9	3,1	7,1	20,5	40,5	23,6	85	11	4	Su2	4,4	-		
III Bv-Sw	-70	55-60	3,9	0,6	0,6	2,2	11,9	65,5	15,2	93	3	4	mS	4,3	-		
		Sw	-94	75-80	3,8	1,7	3,7	4,2	8,1	36,1	42,3	87	10	4	mS	4,1	-
		85-90	3,0	0,5	2,7	3,0	5,1	43,2	42,6	91	6	3	mS	4,1	-		
IV (Bt-)Sd	-165	120-125	20,7	6,1	11,3	13,8	28,6	16,6	3,0	48	31	21	Ls3	5,8	-		
		150-160	19,5	5,4	10,9	13,8	24,5	19,0	6,9	50	30	20	Ls3	7,1	0,5		
eSd-ICv	-180+	190-195	17,4	7,3	13,4	14,1	24,9	16,8	6,2	48	35	17	Ls3	7,4	16,9		

denmosaik als Leitböden der flachwelligen bis ebenen und teilweise auch kuppigen Grundmoränenlandschaft prägen.

#### 4.1 Profil 1 (Rumohrholz 1)

Das erste Profil vertritt lessivierte Böden mit einem bei etwa 100 cm unter GOF beginnenden Bt-Horizont. Nach feldbodenkundlicher Aufnahme konnte allerdings nicht mit eindeutiger Sicherheit ein Bt-Horizont nachgewiesen werden. Da in 120 cm Tiefe ein Schichtwechsel mit starker Zunahme des Tongehaltes vorliegt und Toncutane

im Gelände nicht zweifelsfrei identifiziert werden konnten, wurde dieser Boden zunächst als Pseudogley-Braunerde klassifiziert. Charakteristisch für fast alle in den Untersuchungsgebieten unter Wald vorkommenden Braunerden ist die schwache Podsolierung.

##### 4.1.1 Analysedaten

Besonders hervorzuheben ist die Schichtgrenze zwischen III Sw und IV Bt-Sd, die anhand der unterschiedlichen Verteilung der Sandgehalte leicht nachzuvollziehen ist und eine alleinige Erhöhung

Tab. 2: Ausgewählte mikromorphologische Hauptmerkmale von Profil 1. Klassifizierung ohne Quantifizierung nach Präsenz (Kreuz) oder Absenz (kein Kreuz). Zahlen in Klammern: mittlere Probenamtiefe.

Tab. 2: Selected main micromorphological characteristics. The micromorphological property is shown by presence (cross) or absence (no cross). Numbers in brackets: average depth of sampling.

Horizon [depth cm]	Groundmass								Hydromorphic features						Translocation features									
	b-fabric								nodules			hypocoatings			dif dis			clay coatings			infillings			cap
	u	ms	pms	ss	pss	gs	pgs	s	t	n	a	on gm	on cc		d	vd	l	s-c	f	c	c-s	s-c		
IV Bt-Sd																								
114				x			x	x			x	x	x	x	x			x		x				
118				x			x	x			x	x	x	x	x			x			x	x		
141				x			x	x			x	x	x	x	x			x			x	x	x	

partly...	undifferentiated	typical	on groundmass	dusty	limpid	clay
mosaic speckled	stipple speckled	nucleic	on clay coatings	very dusty	fragments	clay-silt
granostriated	striated	aggregate		silt-clay		silt-clay
			diffuse distribution			capping

des Tongehaltes durch Lessivierung unwahrscheinlich erscheinen lässt (Tab. 1).

#### 4.1.2 Mikromorphologie

Um eine eventuelle Lessivierung zu bestätigen, wurden vom IV Bt-Sd drei Dünnschliffe angefertigt (Tab. 2).

Neben den in-situ-Merkmalen für Ton wie etwa die Tonmineralneubildung (stipple speckled b-fabric) und die nach JIM (1986) durch physikalischen Stress verursachte Einregelung von Ton (striated b-fabric) gibt es zahlreiche Hinweise auf Tonverlagerung aus dem Hangenden. Dies zeigen teilweise vollständige tonreiche Verfüllungen von Poren und das Vorkommen von Toncutanen.

Die meisten tonhaltigen Verfüllungen der Leitbahnen (nur in den oberen beiden Proben) enthalten Siltkörner (silt-clay infillings), die auf einen relativ schnellen Transport des Tons schließen lassen (Taf. 1: 2).

Zwischen Toncutanen und Matrix (groundmass) ist anstatt eines scharfen oft nur ein allmählicher Übergang festzustellen (Taf. 1: 3, 4).

Die schlechte Orientierung bzw. Zerrüttung des verlagerten Tons zeigt sich an der feinmosaikartigen bzw. undulösen Auslöschung mancher Toncutane und Verfüllungen (Taf. 1: 4).

Deutlich ausgebildet sind verschiedene hydromorphe Merkmale. Fe-Oxid-Überzüge auf Toncutanen (hypocoatings on cc) weisen auf hydromorphen Einfluß nach einer Tonverlagerungsphase hin. Neben den verschiedenen koncretionären Ausbildungen (nodules) sind Fe-Oxide diffus (diffuse distribution) verteilt, mit einer deutlichen Abreicherung an Leitbahnen und gleichzeitiger Anreicherung in der Matrix (Taf. 1: 1).

#### 4.1.3 Genetische Schlussfolgerungen

Zwar ist der Hauptanteil der Tongehalterhöhung zwischen III Sw und IV Bt-Sd sedimentär bedingt, jedoch zeigen die Dünnschliffuntersuchungen anhand von Toncutanen und tonhaltigen Porenverfüllungen einen deutlichen Anteil eingewanderten Tons. Ob dieser Ton aus einer der hangenden Schichten bzw. aus Schicht III verlagert wurde, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden.

Im Gegensatz zu der sonst typischen scharfen Abgrenzung der Toncutane zur Matrix besitzen zahlreiche Toncutane einen diffusen fließenden Übergang (Abb. 2: 3, 4), der nach SMOLIKOVA (1968) und BRONGER (1976) ein Alterungsmerkmal im Sinne der Vererdung sein kann. Für LAVES (1972) ist ein diffuser Übergang Toncutane-Matrix dagegen ein Kennzeichen für Tonverlagerung inner-

halb des Bt-Horizontes bzw. für eine in-situ-Entstehung der Toncutane.

Die unter gekreuzten Polarisatoren zu beobachtende undulöse Auslöschung der Toncutane und der Porenverfüllungen ist durch eine uneinheitliche Reorientierung des Tons nach dessen Ablagerung verursacht (Taf. 1: 4). Dieses Merkmal kann ebenfalls nach der Tonverlagerung durch Quellungs- und Schrumpfungprozesse verursacht worden sein (ALTEMÜLLER & BAILLY 1976).

Die Hydromorphiemerkmale scheinen alle nach oder während der Bildung der Tonverlagerungs-

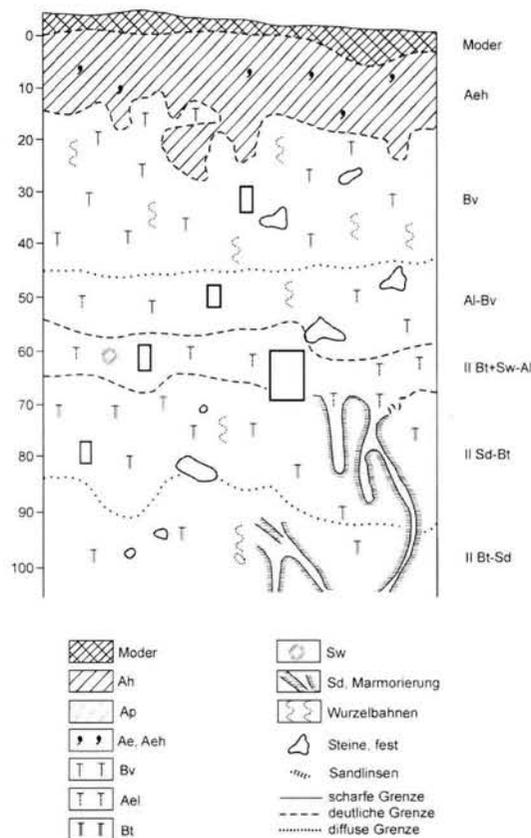


Abb. 2: Profil 2 mit Mikromorphologie-Probenahmestellen (Rechtecke). Legende nach BILLWITZ (2000).

Fig. 2: Soil profile 2; black rectangle = micromorphology sample. Legend after BILLWITZ (2000).

merkmale entstanden zu sein, da in allen Schliffen Fe-Mn-Überzüge auf Toncutanen vorkommen (Tab. 2) und Toncutane in Leitbahnen oft „Bleichungsmerkmale“ (Fe-Abreicherung) aufweisen. Eine sichere Aussage zum Alter der Toncutane

Tab. 3: Analysedaten Profil 2.

Tab. 3: Grain size distribution and selected soil chemical data of soil profile 2.

Profil 2: Mielkendorfer Gehölz 1, Wald															
		Korngrößenverteilung											Bodenchem. Kenndaten		
Horizont	Tiefe	P.-tiefe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	S	U	T	B.-art	pH	CaCO <sub>3</sub>
	[cm]	[cm]	[%]											[CaCl <sub>2</sub> ]	[%]
Aeh	-12	2-7	11,8	3,1	10,0	14,9	28,0	24,9	7,2	60	28	12	S13	3,1	-
Bv	-47	15-29	11,1	3,8	9,7	15,9	30,3	22,8	6,4	60	29	11	S13	3,4	-
		35-40	11,1	3,0	9,9	15,6	29,1	22,7	8,6	60	29	11	S13	4,0	-
Al-Bv	-55	48-54	9,8	3,6	9,6	14,8	28,2	24,5	9,6	62	28	10	S13	4,2	-
Bt+Sw-Al	-66	54-66	7,1	3,9	8,5	15,6	31,5	26,1	7,3	65	28	7	Su3	4,1	-
II Sd-Bt	-85	70-80	19,2	6,0	8,2	15,6	29,4	15,6	6,0	51	30	19	Ls4	n.b.	n.b.
Bt-Sd	-116	100-105	18,3	5,4	9,6	13,6	29,8	18,9	4,4	53	29	18	Ls4	4,6	-
Sd	-147	130-135	18,2	5,6	8,9	12,4	28,9	20,2	5,7	55	27	18	Ls4	5,5	-
Sd-ICv	-180+	150-155	18,3	6,8	4,4	20,1	26,0	17,4	7,1	51	31	18	Ls3	6,2	-
		180-190	14,2	2,8	9,5	14,4	28,6	24,2	6,4	59	27	14	S14	7,4	-

lässt sich erst treffen, wenn der Entstehungszeitraum sowohl der Toncutane in Schicht IV, als auch die Schichten I-III selbst beispielsweise physikalisch datiert werden könnten. Insgesamt kann davon ausgegangen werden, dass in dem untersuchten Horizont Ton und Schluff aus dem Hangenden eingewaschen wurde und damit eine Parabraunerde-Pseudogley-Braunerde vorliegt. Toncutane ohne hohen Siltanteil (Taf. 1: 3) werden mit LAVES & THIÈRE (1970) hauptsächlich auf Lessivierung innerhalb des Bt-Sd-Horizontes zurück-

geführt, die bei einem pH-Wert von 6 auch rezent noch stattfinden kann (Tab. 1).

#### 4.2 Profil 2 (Mielkendorf 1)

Profil 2 ist ein typisches Beispiel für eine pseudo-vergleyte Ausprägung der Braunerden über Lessivés bzw. Lessivé-Braunerden aus Decksand über Geschiebelehm (Abb. 2). Charakteristisch ist die Mächtigkeit von etwa 5 dm der im Decksand ausgebildeten Braunerde. Die in den Sd-Bt-Horizont häufig bis in eine Tiefe von 160 cm reichenden,

Tab. 4: Ausgewählte mikromorphologische Merkmale von Profil 2. Klassifizierung ohne Quantifizierung nach Präsenz (Kreuz) oder Abwesenheit (kein Kreuz). Zahlen in Klammern: mittlere Probenahmetiefe.

Tab. 4: Selected main micromorphological characteristics. The micromorphological property is shown by presence (cross) or absence (no cross). Numbers in brackets: average depth of sampling.

Horizon [depth cm]	Groundmass								Hydromorphic features						Translocation features									
	b-fabric								nodules		hypocoatings		dif dis		clay coatings			infillings			cap			
	u	ms	pms	ss	pss	gs	pgs	s	t	n	a	on gm	on cc		d	vd	l	s-c	f	c	c-s	s-c		
Bv (33)	x		x				x			x														
Al-Bv (52)	x				x		x			x									x					
Bt+Sw-Al (63)	x		x		x		x			x		x			x	x	x	x	x					x
(64-74)	x		x				x			x	x		x	x	x	x	x	x						x
Sd-Bt (81)		x					x			x	x	x	x	x	x	x	x							x

partly... undifferentiated typical on groundmass dusty limpid clay  
 mosaic speckled stipple speckled nucleic on clay coatings very dusty fragments clay-silt  
 granostriated striated aggregate silt-clay silt-clay  
 diffuse distribution capping

mit gebleichtem Material verfüllten Keilformen, werden in Verbindung mit der Redoximorphose oft als durch Quellungs- und Schrumpfungsprozesse oder Durchwurzelung verursachte Sekundärphänomene erklärt (BLUME 1968, LAATSCH 1957: 252).

#### 4.2.1 Analysedaten

Die im Vergleich zum liegenden Sw-Al-Horizont um etwa 3-4% erhöhten Tongehalte im Bv-Horizont sind für diese Profile charakteristisch (Tab. 3). Im Decksand ist keine Anreicherung im Schluffgehalt festzustellen. Die pH-Werte verhalten sich profiltypisch und zeigen an, dass unter Wald i. d. R. rezent keine Tonverlagerung anzunehmen ist (im Gegensatz zu Profilen unter Acker, vgl. Profil 3).

#### 4.2.2 Mikromorphologie

Es lassen sich vier zeitlich getrennte Tonverlagerungsmerkmale feststellen (Tab. 4).

Jüngstes Verlagerungsmerkmal sind sehr staubige (vd) grau-schwarz erscheinende Toncutane, manchmal mit hohem Siltanteil, die v.a. an der Unterseite der Poren und bei mehrphasigen Cutanen immer am nächsten zum Poreninneren liegen (Taf. 2: 1). Daneben kommen schwach staubig erscheinende braune und reine gelbbraune, meist gut orientierte Toncutane (d, li) vor (Taf. 2: 2, 3). Mit den neben ungestörten Toncutanen liegenden Toncutanfragmenten (schwach staubig, rein, mikrolaminiert, gebogen) lässt sich eindeutig eine ältere Tonverlagerungsphase nachweisen. (Taf. 2: 1). Die im Al-Bv-Horizont vorkommenden Toncutanfragmente sind wahrscheinlich durchweg bioturbat fragmentiert worden. Ab einer Tiefe von etwa 80 cm kommen keine Toncutanfragmente mehr vor (Tab. 4).

Viertes Tonverlagerungsmerkmal sind vor allem in (ehemaligen) Leitbahnen vorkommende Verfüllungen mit silthaltigem, meist undulös auslöschendem Ton (Taf. 2: 4, 5). In Taf. 2 (5) ist eine Mehrphasigkeit der Tonverfüllung festzustellen, die sich anhand von Zonen unterschiedlich gut orientierten Tons festmachen lässt. Die roten Pfeile zeigen auf Bereiche mit deutlichen Reorientierungsmerkmalen im Ton (vgl. auch Taf. 2: 2), während weiter zum Poreninneren abgelagerter Ton besser orientiert ist. Ebenso ist eine gute Orientierung des Tons in nebenliegenden Toncutanen festzustellen.

Auf den Al- und die oberen Zentimeter des Bt-Horizontes beschränkt, kommen an der Oberseite von Sand- und Feinkieskörnern, nie an deren Unterseiten, bis zu mehrere 100 µm mächtige

schwarzgraue Feinsubstanz-Kappen (cappings) aus Ton und Silt vor (Taf. 2: 6). Selten sind darin Toncutanbruchstücke enthalten. Unter und neben diesen grobkörnigen Komponenten mit Silt-Ton-Kappen sind häufig mit Feinsubstanz teilweise verfüllte, linsenförmige Hohlräume zu beobachten (Taf. 2: 7). In dem Verfüllungsmaterial sind Toncutanfragmente enthalten, die auf Tonverlagerung vor Entstehung und Verfüllung dieser Hohlräume hinweisen (Taf. 2: 8).

Vereinzelt lässt sich eine bänderförmige Anordnung von Grobschluff- und größeren Körnern in Verbindung mit schwach ausgeprägtem plattigen Gefüge feststellen.

Redoximorphe Merkmale in Form von diffuser Fe-Verteilung (Abreicherung in der Matrix um Leitbahnen und gleichzeitiger Anreicherung in der Matrix), Fe-Mn-Konkretionsbildung und Fe-Mn-Überzügen auf Toncutanen und Porenrändern sind im durch Tonverlagerung beeinflussten Profilschnitt häufig vorhanden und besonders gut ausgebildet (Tab. 4 und Taf. 2: 4). Vereinzelt sind zwar auch oxidische Merkmale im Bv-Horizont zu finden, jedoch nur schwach ausgeprägt und dort wahrscheinlich biogen verursacht.

#### 4.2.3 Genetische Schlussfolgerungen

Die jüngste, wohl auf menschlichen Einfluß zurückzuführende Ton- und Feinsubstanzverlagerung wird durch sehr staubig ausgebildete, vor allem an Porenunterseiten vorkommende Toncutane repräsentiert (Taf. 2: 1, schwarzer Pfeil, innere Laminae), die nach MACPHAIL (1986) auf Entwaldungsphasen zurückgeführt werden können. Bei schlechter Sortierung des Tonhäutchens und erkennbarem Holzkohleanteil kann dies mit einem durch Ackerbau verursachten Gefügezusammenbruch des Oberbodens zusammenhängen (JONGERIUS 1970). Die dadurch nachfolgende Feinsubstanz- bzw. Tonverlagerung wirkt sich jedoch nicht profildifferenzierend aus.

Jüngere Tonverlagerungsmerkmale sind mikrolaminierte, sehr gut bis gut orientierte Toncutane von unterschiedlich staubiger Ausprägung (Taf. 2: 2, 3), die auch im Sw-Al-Horizont zu finden sind. Bei einem Vorkommen dieser Toncutane im Al-Horizont indizieren sie eine Tonverlagerung aus dem Hangenden nach Ausbildung des Al-Horizontes. Entsprechende ausgeprägte Toncutanfragmente sind bioturbat fragmentiert worden und kommen z.B. in Bt-Schmitzen (vgl. Profil 3) nicht vor.

Eine Entstehung der beschriebenen Ton-Reorientierungsmerkmale durch Wurzeln ist denkbar. Jedoch ist trotz des sauren Milieus im wurzelnahen

Bereich anzunehmen, dass durch den Wurzeldruck fragmentierte Toncutanbruchstücke in der Pore oder porenrandnahen Matrix, sowie durch physikalische Beanspruchung entstandene Stresseigenschaften im Ton zu finden wären (vgl. JIM 1986). Weder eine Einregelung lotrecht zur angenommenen Druckrichtung noch auf Druck hinweisende Scherflächen sind im Ton zu erkennen. Als reliktsche Tonverlagerungsmerkmale werden deshalb betrachtet: undulös auslöschende, v.a. in Leitbahnen vorkommende Silt-Ton-Verfüllungen mit hohem Anteil an undulös auslöschendem Ton, inaktivem Ton nach BRONGER (1976) und rein bis schwach staubig erscheinende undulös auslöschende mikrolaminierte Toncutane (vgl. Kap. 4.3.3 und Diskussion).

Toncutanfragmente neben ungestörten Toncutanen und in durch Eislinnenbildung entstandenen Hohlräumen sind ebenfalls reliktsch. Diese Fragmente durchsetzen zu großen Teilen den Sw-Al-Horizont und die oberen 1-2 dm des Bt-Horizontes.

Hinweise auf periglaziale Beeinflussung des Sd-Bt-Horizontes geben die auf grobkörnigen Mineralbestandteilen und Gesteinfragmenten sitzenden Silt-Ton-Kappen (Taf. 2: 6; HUIJZER 1993) und meist horizontal orientierte linsenförmige Hohlräume neben und unter grobkörnigen Mineralbestandteilen. Die in Tafel 2 (7, 8) vorgestellten Hohlräume lassen sich mit VANVLIET-LANOË

(1985: 126) zwanglos durch Eislinnenbildung erklären, durch die schon vorhandene Toncutane fragmentiert wurden. Die teilweise Verfüllung dieser Hohlräume mit Feinmaterial und Toncutanfragmenten steht dann im Zusammenhang mit dem Austauen des Permafrostes bzw. Segregationsseises.

Würden die beschriebenen Merkmale durch rezenter Frosteinfluß entstehen, wäre anzunehmen, dass Toncutanfragmente in Verbindung mit frostinduzierten Mikro-Gefügemerkmalen häufiger vorkommen und auch in verschiedenen Tiefen zu finden sind. Dennoch ließen sich frostgeprägte Mikro-Gefügemerkmale bisher nur in einer Tiefe von etwa 60-75 cm feststellen (KÜHN & KÖSEL 2000, KÜHN & SCHRÖDER i. Druck, KÜHN i. Druck). Es ist davon auszugehen, dass diese Merkmale reliktsch sind, da rezenter und wohl auch holozäner Frosteinfluß unter Wald aufgrund der in dieser Tiefe geringen Häufigkeit des Tau-Frostwechsels kaum gefügewirksam war. Auch ließen sich die gleichzeitig vorkommenden ungestörten Toncutane dann kaum erklären (vgl. Tab. 4).

An horizontalen Schnitten vergleichbarer Profile zeigte sich an der Obergrenze der Sd-Bt-Horizonte oft ein Polygonmuster mit einem Durchmesser der Polygone von 3-5 dm. Diese mit gebleichtem Material gefüllten zungenförmigen Keile und Polygone besitzen große Ähnlichkeit mit den von VAN VLIET & LANGOHR (1981) beschriebenen Profilen im belgischen Löß, mit den Eigenschaften eines fragic horizon nach WRB (ISSS-ISRIC-FAO 1998). Aufgrund des gröberen und damit nicht so frostsuszeptiblen Substrates sind die Geländebeobachtungen und mikromorphologischen Gefügemerkmale schwächer ausgeprägt, als von VAN VLIET & LANGOHR (1981, 1983) im Löß gezeigt. Deshalb ist eine Polygonbildung allein durch feuchtebedingte Quellungs- und Schrumpfungswechsel an den von uns untersuchten Standorten nicht auszuschließen (BLUME 1968).

Oxidische Überzüge auf Toncutanen datieren eine hydromorphe Beeinflussung auf den Zeitraum nach der Tonverlagerung (z.B. Taf. 2: 4, Eisenoxid-Überzug auf Toncutane).

#### 4.3 Profil 3 (Me 10 I)

Von inzwischen 13 mikromorphologisch untersuchten Lessivés in Mecklenburg-Vorpommern soll hier aus dem Darguner Raum eine „Lessivé-Braunerde“ aus Decksand über Fließerde aus Geschiebemergel vorgestellt werden (Abb. 3).

In Profil 3 sind deutliche Fließstrukturen festzustellen, die durch pedogene Prozesse offensicht-

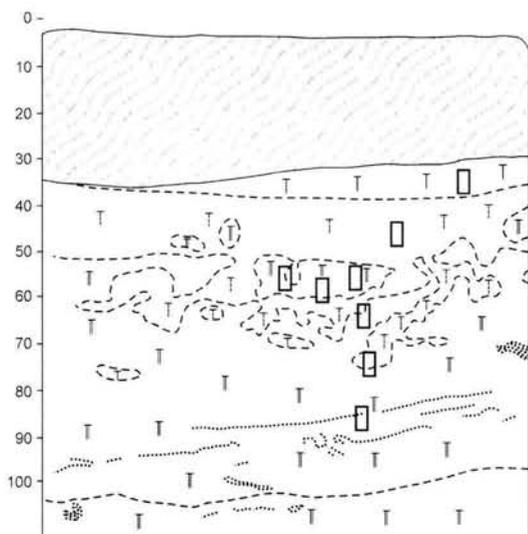


Abb. 3: Profil 3 mit Mikromorphologie-Probenahmestellen (Rechtecke); Legende siehe Abb. 2.

Fig. 3: Soil profile 3; black rectangle = micromorphology sample; for legend cf. Fig. 2.

Tab. 5: Analysedaten von einem vergleichbaren Profil aus der Nachbarschaft von Profil 3.

Tab. 5: Grain size distribution and selected soil chemical data of a soil profile in the neighbourhood of soil profile 3.

Profil 3: Me 10 (I), Acker																		
Korngrößenverteilung											Bodenchem. Kenndaten							
Horizont	Tiefe	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	S	U	T	B.-art	pH	KAK	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>d</sub> /Fe <sub>t</sub>
	[cm]	[%]										[CaCl <sub>2</sub> ]	[mval/100g]	[Gew.%]	[Gew.%]			
Ah	-33	5,4	2,2	6,8	24,6	39,5	18,5	3,0	61	34	5	Su3	4,7	2,7	0,13	0,38	0,34	0,60
Bv	-55	6,0	2,6	6,9	22,0	38,3	21,0	3,4	63	32	6	Su3	5,2	1,4	0,09	0,29	0,31	0,48
II Ael	-70	4,2	3,1	6,6	16,0	40,9	25,0	4,3	70	26	4	Su3	5,6	1,0	0,04	0,22	0,18	0,39
Bt	>70	12,1	3,1	5,9	11,5	41,0	23,0	3,5	68	21	12	S14	5,4	2,7	0,07	0,47	0,15	0,44

lich nicht homogenisiert werden konnten. Es ist kein keilförmiges Eingreifen des Al-Horizontes in den Bt-Horizont wie bei Profil 2 festzustellen, sondern ein nach oben in „Bt-Schmitzen“ aufgelöster Bt-Horizont. Die im Al+Bt-Horizont „schwimmenden Bt-Schmitzen“ verschiedener Größe sind ein häufig zu beobachtendes Merkmal, das hier besonders eindrucksvoll ausgebildet ist. Bt-Bänder zwischen den Bt-Schmitzen, wie sie von ROESCHMANN (1968) beschrieben wurden, ließen sich hier nicht feststellen.

#### 4.3.1 Analysedaten

Neben den von SCHRÖDER & SCHNEIDER (1996) und SCHRÖDER et al. (1997) vorgestellten Daten zu Lessivé-Braunerden im Darguner Raum sei auf einige Charakteristika noch einmal hingewiesen

(vgl. Tab. 5). Die Daten von Profil 3 stammen von einem einige Jahre vorher beprobten, wenige Meter entfernten Profil, in dem der Ael+Bt-Horizont undeutlich ausgeprägt war.

Bei etwa einem Drittel der untersuchten Profile besitzt der Decksand eine deutliche Schluffanreicherung einhergehend mit einer Zunahme des gU-Gehaltes am Gesamtschluff. Der Bv-Horizont ist im Vergleich zum liegenden Ael-Horizont durch eine Erhöhung des Tongehaltes gekennzeichnet, die bei allen von uns untersuchten Profilen in Mecklenburg-Vorpommern zwischen 2-4% beträgt. Dies ist auch bei Profil 2 aus Schleswig-Holstein festzustellen. Insgesamt sind die Profile sehr sandig. Wie zu erwarten, sind die Werte für den Aktivitätsgrad im Ah und Bv höher als im Liegenden, da der Alterungsprozess des pedogenen Ei-

Tab. 6: Ausgewählte mikromorphologische Merkmale von Profil 3. Klassifizierung ohne Quantifizierung nach Präsenz (Kreuz) oder Absenz (kein Kreuz); st = nur in Bt-Schmitzen vorkommend. Zahlen in Klammern: mittlere Probenahmetiefe.

Tab. 6: Selected main micromorphological characteristics. The micromorphological property is shown by presence (cross) or absence (no cross); st = in Bt-streaks only. Numbers in brackets: average depth of sampling.

Horizon [depth cm]	Groundmass								Hydromorphic features					Translocation features											
	b-fabric								nodules		hypocoatings		dif dis	clay coatings			infillings		cap	st					
	u	ms	pms	ss	pss	gs	pgs	s	t	n	a	on gm	on cc		d	vd	l	s-c	f	e	e-s	s-c			
Bv (37)	x		x									x					x		x						
Ael (47)	x	st						st		x	x				xst	x		st	xst					x	x
Ael (48)	x	st						st		x		x			x	x			xst				x	x	x
Ael+Bt (56)	x	st								x		x			x	x	x		xst				x	x	x
Ael+Bt (57)	x		st					st		x					x	x			xst					x	x
Ael+Bt (60)	x		st					st		x						x		x	x					x	x
Bt (67)			x					x		x					x	x		x	x	x				x	
Bt (80)			x	x						x			x		x	x	x							x	
Bt (90)			x					x		x	x				x	x							x	x	

partly...	undifferentiated	typical	on groundmass	dusty	limpid	clay	clay-silt
mosaic speckled	stipple speckled	nucleic	on clay coatings	very dusty	fragments	silt-clay	
granostriated	striated	aggregate		silt-clay			capping
				diffuse distribution			Bt-streak

sens noch nicht sehr weit fortgeschritten ist. Erstaunlich, aber in allen Profilen wiederzufinden, ist der höhere Anteil an dithionitlöslichem Eisen am Gesamteisen ( $Fe_d/Fe_p$ ) im Ah- und Bv-Horizont im Vergleich zum Ael- und Bt-Horizont. Die höchsten  $Fe_d$ -Werte wären aufgrund der Tonverlagerung im Bt-Horizont zu erwarten gewesen. Daher kann nur eine intensivere Verwitterung nach der Tonverlagerung zu den deutlich höheren  $Fe_d/Fe_p$ -Werten der Braunerde geführt haben.

#### 4.3.2 Mikromorphologie

Die in Tabelle 6 ausgewählten Merkmale zeigen zum großen Teil die erwartete Tiefenverteilung. Die getroffene Unterteilung in Bt-Schmitzen (st) gebundene und matrixgebundene (x) Merkmale soll die unterschiedliche Ausprägung beider Bereiche hervorheben, da neben der undifferenzierten b-fabric weitere b-fabrics im Ael-Horizont sonst nicht zu erklären wären.

Typisch für Ael- und Ael+Bt-Horizonte sind Ton-Silt-Kappen auf Sandkörnern oder Gesteinsfragmenten, deren Feinsubstanz im Durchlicht meist schwarzgrau erscheint (vgl. KEMP et al. 1998). Oft sind diese Kappen auch zweiphasig mit tonreicher Basis ausgebildet (Taf. 3: 1, 2). Die Bildung dieser tonreichen Kappen (untere Phase) wird von HUIJZER (1993: 182, 200) auf vertikale Verlagerung von Feinmaterial durch das Austauen des hangenden Bodens bzw. auf die saisonale Existenz der Auftauzone zurückgeführt. Im Schliff bei 47 cm finden sich zahlreiche Kappen mit seitlich geneigter Orientierung an der Kornoberfläche, die teilweise auch schon makromorphologisch zu erkennen sind (Taf. 3: 3). Die von HUIJZER (1993: 178) festgestellte Verknüpfung seitlich geneigter Kappen mit makro- bzw. mikroskopischen Kryoturbationsmerkmalen ließ sich hier jedoch nicht nachweisen.

Bt-Schmitzen (oft < 1 cm Durchmesser) sind nur im Ael- und Ael+Bt-Horizont vorhanden (Taf. 3: 3). Sie sind in sich relativ homogen, besitzen verschiedene Merkmale orientierten Tons (b-fabrics) in der Matrix. Zudem finden sich in den Bt-Schmitzen manchmal schwer zu identifizierende Toncutanbruchstücke (Taf. 3: 4, vgl. auch SCHNEIDER & KÜHN 2000).

Staubige Toncutane und konkave Toncutanbrücken zwischen Mineralen und Aggregaten im Ael-Horizont bezeugen Tonverlagerung aus der hangenden Braunerde. Sehr staubige grauschwarze Toncutane sind hauptsächlich an Porenunterseiten ausgebildet und kommen vom Ael- bis zum

Bt-Horizont vor. Bei zusammengesetzten Toncutanen liegen diese immer am nächsten zum Poreninneren (Taf. 3: 5, 6).

Ab etwa 65 cm Tiefe liegen neben sehr gut orientierten (scharfe Auslöschungsbänder) im Durchlicht gelbbraunen Toncutanen auch schlecht orientierte undulös auslöschende, im Durchlicht gelbbraune bis braune Toncutane, die ein unterschiedliches Bildungsalter nahe legen (Taf. 4: 1, 2).

Verfüllungen sind v.a. für den Bt-Horizont typisch, aber auch (sehr selten) im Ael-Horizont ausgebildet. Meist löschen sie undulös aus und sind nur selten frei von Schluffkörnern. In Tafel 4 (3, 4) sind zweiphasige, sehr gut orientierte Toncutane an eine undulös auslöschende Silt-Ton-Verfüllung angelagert. In Tafel 4 (3) sind die verschiedenen Tonverlagerungsphasen klar erkennbar, während in Tafel 4 (4) die unterschiedlichen Auslöschungseigenschaften des illuviierten Tons deutlich werden.

Wie in Profil 2 beschränkt sich das Vorkommen von Toncutanfragmenten v.a. auf den Ael-Horizont und die oberen 1-2 dm des Bt-Horizontes. Hydromorphiemerkmale in Form von Fe-Oxid-Ausfällungen in der Matrix und Überzügen auf Porenrändern und vereinzelt auf Toncutanen sind zwar vorhanden, besitzen jedoch im Gegensatz zu Profil 2 keine prägende Auswirkung.

#### 4.3.3 Genetische Schlußfolgerungen

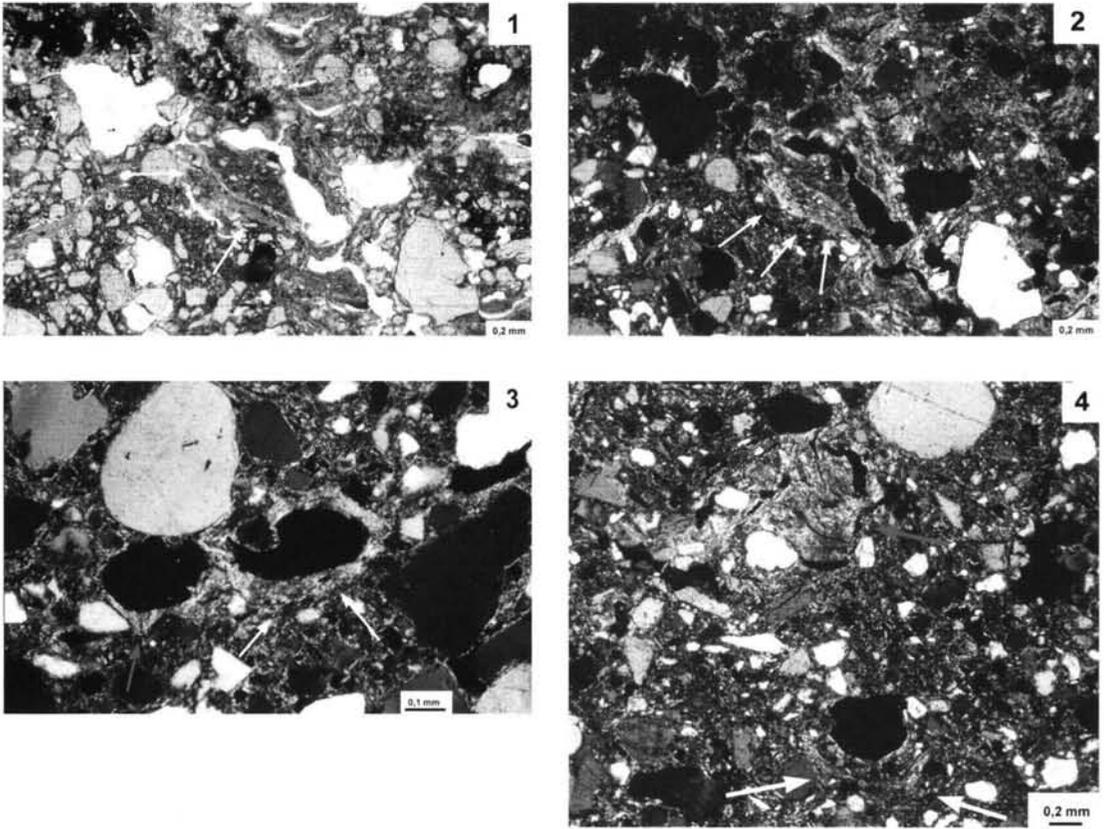
Es sind unterschiedlich alte Tonverlagerungsphasen anhand verschiedener Toncutangenerationen festzustellen.

Zur älteren Tonverlagerungsphase zählen undulös auslöschende Toncutane und Verfüllungen sowie meist gebogene gelbbraune, manchmal mikrolaminierte Toncutanfragmente. Ist die Fragmentierung der Toncutane anhand der Mikro-Gefügemerkmale auf Bioturbation zurückzuführen, kann i.d.R. keine relative chronologische Einordnung vorgenommen werden.

Zur jüngeren Tonverlagerungsphase zählen gut orientierte Toncutane mit scharfen Auslöschungsbändern und alle Toncutane im Ael- und Ael+Bt-Horizont, die dort meist als konkave Tonbrücken zwischen den Mineralen ausgebildet sind.

Die jüngste, anthropogen verursachte Ton- bzw. Feinsubstanzverlagerung kann anhand von grauschwarzen siltreichen Toncutanen (vd) festgestellt werden, die meist nur an den Porenunterseiten ausgebildet sind (Erklärung siehe Kap. 4.2.3).

Bei einmal abgelagerten Toncutanen unterscheidet FITZPATRICK (1993: 184) fünf Stufen der Gefüge-Reorganisation, die einen in-situ-Alterungs-

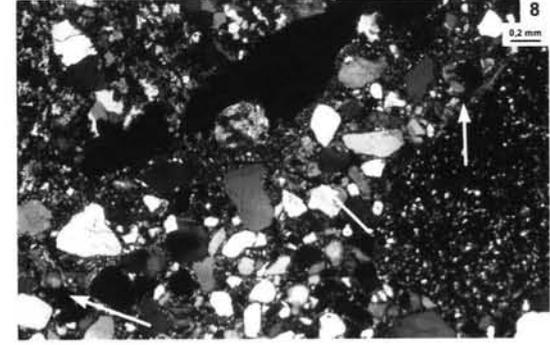
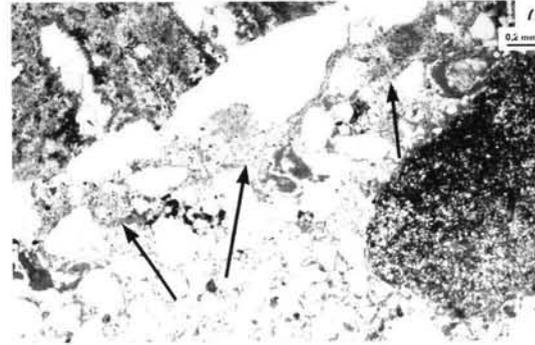
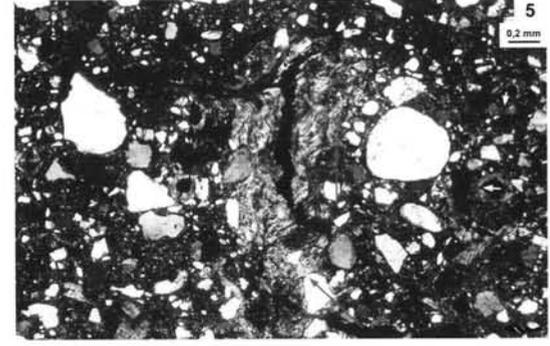
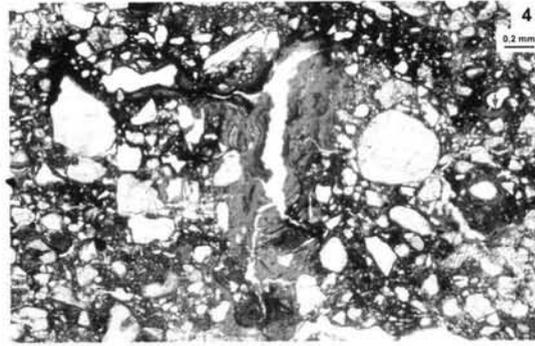
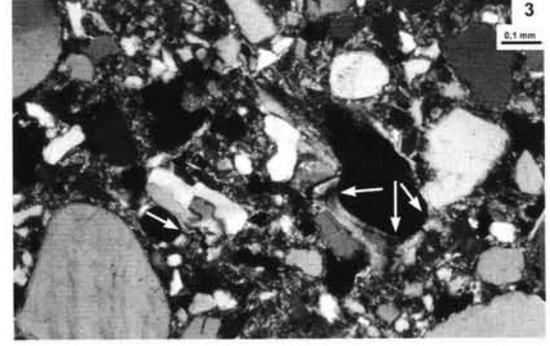
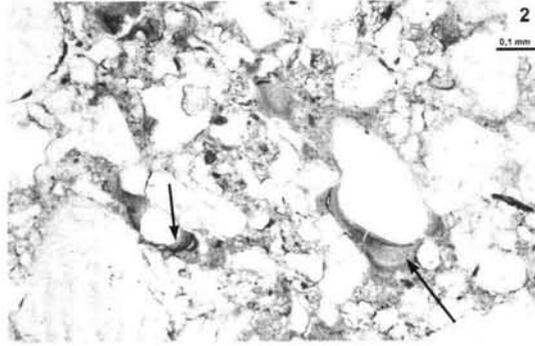
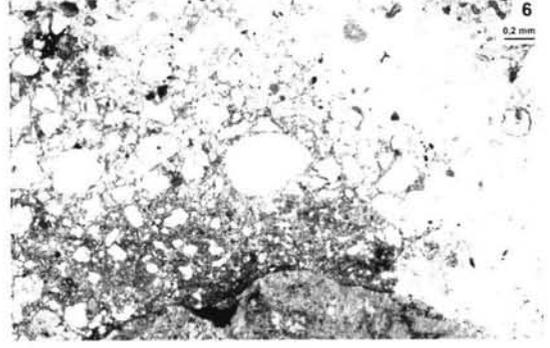
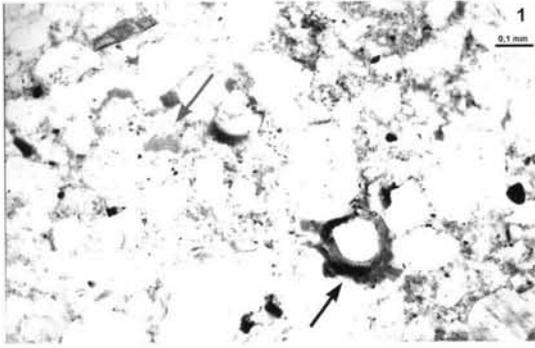


Tafel 1: Dünnschliffbilder von Profil 1. (1) 118 cm: Mehrphasige Schluff-Ton-Verfüllung (Pfeile) und diffuse Fe-Umverteilungsmerkmale in der Matrix (dunkle Flächen) - Durchlicht. (2) 118 cm: Photo (1) mit gekr. Pol. (3) 141 cm: schlecht orientiertes Tonhäutchen (weiße Pfeile) mit diffusem Übergang (Alterungsmerkmal: „Vererdung“) zur Matrix und sehr gut orientiertes Tonhäutchen mit scharfem Auslöschungsband (roter Pfeil) - gekr. Pol. (4) 118 cm: undulös auslöschende Silt-Ton-Verfüllung (roter Pfeil) mit teilweise diffusem Übergang zur Matrix und mehrphasiges Tonhäutchen mit diffusem Übergang zur Matrix (weiße Pfeile) - gekr. Pol.

Plate 1: Photomicrographs of soil profile 1. (1) 118 cm: Compound silt-clay-infilling (arrows) and diffuse iron-oxide-distribution in the groundmass (dark areas) - ppl. (2) 118 cm: Photomicrograph (1) with cpl. (3) 141 cm: Weakly orientated clay coating (white arrows) with diffuse transition to the groundmass (ageing effect: „Vererdung“); red arrows: well orientated clay coating with diffuse transition to the groundmass - cpl. (4) 118 cm: silt-clay-infilling with undulatory extinction pattern (red arrow) and compound clay coating with diffuse transition to the groundmass (white arrows) - cpl.

Tafel 2: Dünnschliffbilder von Profil 2. (1) Zweiphasiges Toncutane (schwarzer Pfeil) und reines mikrolaminierendes gebogenes Toncutanbruchstück (roter Pfeil) – 64-74 cm, Durchlicht. (2) Zweiphasige Toncutane mit jüngerer staubiger Phase (schwarze Pfeile) – 63 cm, Durchlicht. (3) Scharfe begrenzte Auslöschungsbänder (weiße Pfeile) zeigen die sehr gute Orientierung des Tons – wie (2), gekr. Pol. (4) Silt-Ton-Verfüllung in der Mitte des Photos; diffuse Fe-Mn-Oxid-Ausscheidung (dunkle Flächen) und Fe-Oxid-Überzüge auf Toncutanen (kurzer roter Pfeil) – 81 cm, Durchlicht. (5) Silt-Ton-Verfüllung mit deutlichen Reorientierungsmerkmalen des Tons (rote Pfeile) während andere Toncutane sehr gut orientiert sind (rechts: kurze weiße Pfeile) – wie (4), gekr. Pol. (6) Ton-Silt-Kappe auf Feinkies – 64-74 cm, Durchlicht. (7) Mit Feinsubstanz (schwarze Pfeile) teilweise verfüllter Hohlraum unterhalb des Feinkieses mit „Kappe“ von Photo (6) – 64-74 cm, Durchlicht. (8) Unterschiedlich gut orientierte Toncutanbruchstücke (weiße Pfeile) in Hohlraumverfüllung – wie (7) mit gekr. Pol.

Plate 2: Photomicrographs of soil profile 2. (1) Compound clay coating (black arrow) and limpid microlaminated bent fragment of clay coating (red arrow) – 64-74 cm, ppl. (2) Compound clay coating with younger dusty lamina (black arrows) – 63 cm, ppl. (3) Perfectly orientated clay coatings characterized by extinction bands (white arrows) with sharp boundaries – (2) with cpl. (4) Silt-clay-infilling in the centre of the photomicrograph; diffuse distributed Fe-Mn-oxide-precipitations (dark brownish areas) and ferruginous hypococoatings on clay coating (small red arrow) – 81 cm, ppl. (5) Silt-clay infilling with distinct features of reorientation of clay (red arrows) beside well orientated clay coatings (small white arrows) – photomicrograph (4) with cpl. (6) Clay-silt-capping on fine gravel grain – 64-74 cm, ppl. (7) Partially infilled void beneath fine gravel grain with capping from photomicrograph (6) – 64-74 cm, ppl. (8) photomicrograph (7) with cpl.



prozeß beschreiben. Entscheidend für die Einstufung ist der prozentuale Anteil an undulös auslöschenden Bereichen in der Gesamtcutane. FITZPATRICK (1993: 182) bezeichnet dieses Auslöschungsmuster als „granular extinction pattern“, das nicht mit der in Kap. 2 angesprochenen „Granulierung“ zu verwechseln ist. Das Nebeneinander von undulös auslöschenden und sehr gut orientierten Toncutanen (Taf. 4) legt deshalb ein unterschiedliches Alter nahe, da nach Bildung der Toncutane eine Beeinflussung durch Bioturbation oder „Artefaktbildung“ bei der Dünnschliffherstellung ausgeschlossen werden kann.

## 5 Zusammenfassende Diskussion

In Profil 1 ließ sich mikromorphologisch zunächst der Nachweis der Lessivierung führen. Aufgrund der tiefen Lage des Bt-Horizontes und der oft undeutlichen Abgrenzung der Toncutane zur umgebenden Matrix, im Gegensatz zu Toncutanen in Profil 2 und 3, wird für siltarme Toncutane eine Tonverlagerung überwiegend innerhalb des Bt-Horizontes angenommen, die auch rezent noch stattfinden kann (LAVES & THIÈRE 1970).

Mit Profil 2 und 3 wurden zwei häufig vorkommende Ausprägungen der Braunerde-Lessivés vorgestellt: Profil 2 als Beispiel für zungen- bis keilförmiges Eingreifen des Al-Horizontes in den Bt-Horizont (Typ 1) und Profil 3 als Beispiel für eine fleckenförmig aufgelöste Obergrenze des Bt-Horizontes (Typ 2).

Zunächst stellt sich die Frage, ob es sich bei den Merkmalen im Übergangsbereich zwischen Al- und Bt-Horizonten nicht einfach um eine Tieferelegung der Bt-Horizonte im Zuge der Pedogenese handelt. Gegen eine Merkmalsausprägung durch einfache Degradation der oberen Bereiche der untersuchten Bt-Horizonte im Sinne einer Tieferelegung sprechen:

- 1) bei Typ 1 die Toncutanbruchstücke ohne Reaktivierungsmerkmale im Al-Horizont, sowie gut erhaltene Toncutane im Al-Horizont als Merkmal einer jungen Tonverlagerungsphase,
- 2) bei Typ 2 die Toncutanbruchstücke in isolierten Bt-Schmitzen, die wie in Profil 3 im Übergangsbereich zwischen Al- und Bt-Horizonten bzw. in Al+Bt-Horizonten zu finden sind, und
- 3) fehlende Degradationserscheinungen von Bt-Aggregaten im Sinne von BULLOCK et al. (1974), die eine Tonverarmungszone am Rand von Aggregaten mit tonhaltigem Kern beschreiben.

Weiterhin ist eine Auflösung der Bt-Horizonte durch das Mitreißen von Bodenmaterial in Wur-

zeltellern durch Windwürfe denkbar (ROESCHMANN 1968). Dies ist nicht völlig auszuschließen, doch sind im Gelände weitere auf Windwurf hinweisende Merkmale, wie von LANGOHR (1993) und RUSSOW & HEINRICH (2001) diskutiert, in den untersuchten Profilen nicht vorzufinden. Deshalb gehen wir davon aus, dass die Bt-Schmitzen älter und nicht durch Windwurf entstanden sind.

Profilmorphologische Kennzeichen wie Fließerden (Profil 3) über dem Bt, Sandkeile und Kryoturbationsmerkmale im Bt weisen auf ein kalt-arides Klima mit Permafrost hin (HELBIG 1999: 64), durch das die Grundmoränenplatten im Jüngsten Jungmoränengebiet im Spätglazial eine nicht unerhebliche periglaziale Überprägung erfuhr.

Schon LAVES (1972) nahm eine periglaziale Genese der Bt-Schmitzen an. Da diese inzwischen auch in Sandkeilfüllungen beschrieben wurden (KÜHN i. Druck; bei HELBIG 1999: 60 als till spots bezeichnet), verstärken sich im Zusammenhang mit den hier vorgestellten Befunden die Hinweise auf eine spätglaziale periglaziale Umlagerung der oberen Bereiche schon bestehender Bt-Horizonte. Diese Annahme wird zusätzlich durch in anderen Profilen makroskopisch erkennbare Bt-Schmitzen bestätigt, die in Füllungen von Sandkeilen periglazialer Genese vorkommen (KÜHN i. Druck). Unterstützt wird dies durch die makroskopischen Fließerdemerkmale im Bt-Horizont von Profil 3, sowie durch die von HELBIG (1999: 61) in der Nähe von Barlin beschriebenen Sandkeile, deren Schulterbereiche auf flach geneigten Hängen durch Solifluktion hangabwärts verzogen sind.

Mikromorphologisch geben die deutlich ausgeprägten, auf Sandkörnern oder Gesteinsfragmenten liegenden Ton-Silt-Kappen mit tonreicher Basis weitere Hinweise auf periglazialen Einfluß und mit großer Wahrscheinlichkeit auch die undulös auslöschenden Toncutane und Silt-Ton-Füllungen im Bt-Horizont. Dass trotz makroskopischer Belege mikromorphologisch-periglaziale Merkmale nur schwach ausgebildet sind oder fehlen, kann nach HUIJZER (1993) am sandigen Substrat und den geringen primären Körnungsunterschieden der Schichten liegen.

Somit wären die in die Bt-Schmitzen inkorporierten Toncutanfragmente ein Beweis für eine Tonverlagerung vor der periglazialen Beeinflussung und Umlagerung des oberen Bereiches des Bt-Horizontes. Einen ähnlichen genetischen Zusammenhang zwischen Ton-Silt-Kappen, Toncutanfragmenten und makroskopischen Kryoturbationsmerkmalen konnten TARNOCAI & SMITH (1989) in Paläoböden in Yukon (Canada) feststellen.

Von einer Lessivierungsphase vor dieser Umlagerung zeugen sowohl die in die Bt-Schmitzen inkorporierten Toncutanfragmente, als auch die in Sandkeilfüllungen mikromorphologisch nachgewiesenen Toncutanfragmente (KÜHN i. Druck, KÜHN & SCHRÖDER i. Druck).

Bei normaler Profil- und Substratausprägung sind ab etwa 80 cm Tiefe, außer den eindeutig bioturbat fragmentierten, keine Toncutanbruchstücke mehr festzustellen. Auch in dieser Tiefe kommen neben den gut orientierten Toncutanen zahlreiche schlecht orientierte und unlöslich auslöschende Toncutane vor, die nach FITZPATRICK (1993) durch in-situ-Alterung hervorgerufen werden (siehe Kap. 4.3.3). Doch worin liegt die Ursache für diese „Alterung“ und welchen Zeitraum umfasst sie? Ein Zeitraum für die Entstehung der Alterungsmerkmale kann bisher nicht angegeben werden. ALTEMÜLLER & BAILLY (1976) stellen fest, dass auch rezent noch stattfindende Quellungs- und Schrumpfungsprozesse nicht zu einer Desorientierung aller Toncutane in (Pseudogley-)Lessivés geführt haben. Wären jedoch jene Prozesse allein für eine Gefüge-Reorganisation verantwortlich, so müssten alle Toncutane bzw. Porenverfüllungen davon betroffen sein. Denkbar ist eine spätglaziale Beeinflussung der schon in Interstadialen gebildeten Toncutane durch Gefrieren des Bodens in Stadialen. Dadurch ließe sich das Nebeneinander von sehr gut und sehr schlecht orientierten Toncutanen in kaum hydromorph beeinflussten Lessivés zwanglos erklären.

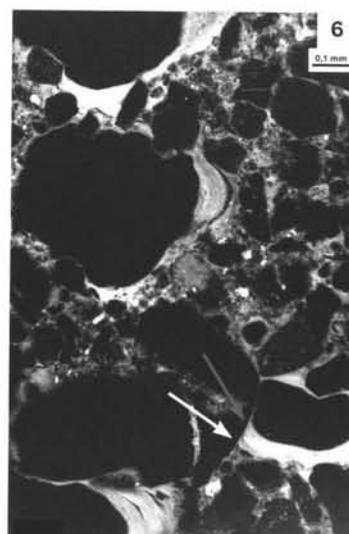
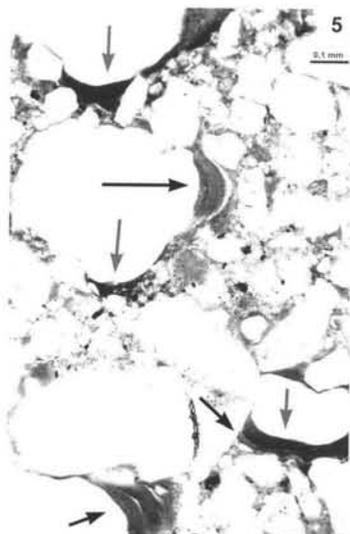
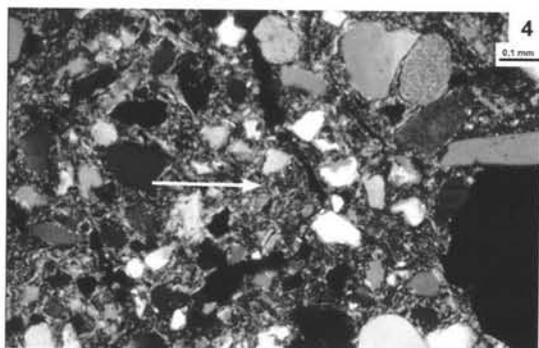
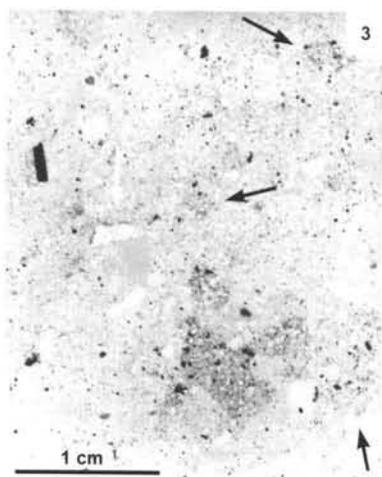
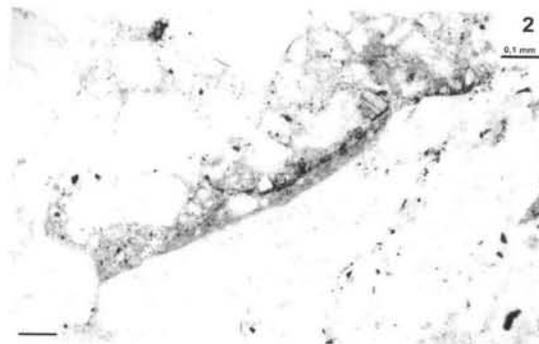
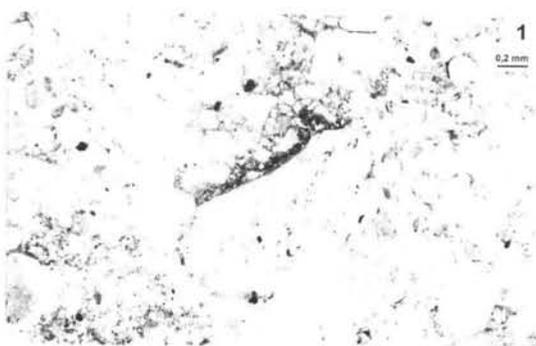
Der hohe Sandgehalt der Geschiebemergel (meist >50%) und Decksande (>50–60 %) im norddeutschen Jungmoränengebiet ermöglicht nach der Entkalkung aufgrund des schon vorhandenen Porenvolumens eine „schnelle“ vertikale Verlagerung des Tons. Im Untersuchungsraum in Mecklenburg-Vorpommern besitzen die Geschiebemergel ( $\text{CaCO}_3$ -Gehalt zwischen 10–15%) nach deren Entkalkung in der Feinerde (< 2 mm) einen Tongehalt von etwa 15%. Dadurch ist schon, ohne vorher stattgefundenen Silikatverwitterung, ein Potential an verlagerbarem Ton vorhanden. Wie von STEPHAN (2000) beschrieben, kann unter diesen Voraussetzungen der im Sediment vorhandene Ton schon sofort nach der Entkalkung entlang des vorliegenden Porenraums verlagert werden. Es muß deshalb nicht erst eine Neubildung und Wanderung des Tons durch die Matrix hin zu den Grobporen angenommen werden, um zu einer Horizontdifferenzierung durch Lessivierung zu gelangen.

Zuletzt lassen auch die mindestens 3000–4000 Jah-

re Eisfreiheit im Untersuchungsgebiet vor dem Holozän für spätglaziale Entcarbonatisierung mit nachfolgender Tonverlagerung einen genügend langen Zeitraum. Für das „Meiendorf/Bölling“ zeigt die Rekonstruktion der spätglazialen Paläoumweltbedingungen an der Lokalität Reinberg (Vorpommern) den Eintrag carbonatfreien Hangwassers in das Reinberg-Becken, anhand dessen DE KLERK (2001) schon im „Meiendorf/Bölling“ das Vorhandensein von im Sickerwassersaum entkalkter Böden annimmt. Die Übergänge von den kälteren zu den wärmeren spätglazialen Chronozonen haben sich überregional z.T. innerhalb weniger Jahrzehnte vollzogen (BERNER & STREIF 2000, KAISER 1993), so dass sich dadurch die Voraussetzungen für eine weitergehende Pedogenese sehr schnell verbessern konnten. Gerade bei einem teilweisen Austauen des Permafrostes während der Interstadiale ist mit einer verstärkten vertikalen Ton- und Feinsubstanzverlagerung zu rechnen, die mit großer Wahrscheinlichkeit durch die unlöslich auslöschenden, gealterten Silt-Ton-Verfüllungen repräsentiert sind (Taf. 2: 5; Taf. 4: 3, 4). Anhand der vorgestellten Befunde ergibt sich folgende, wenn auch grobe chronologische Abfolge pedogenetischer Prozesse in den untersuchten Leitböden:

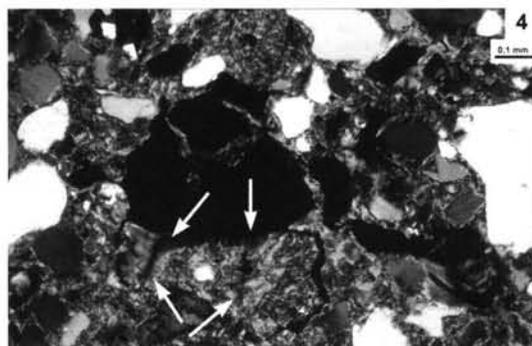
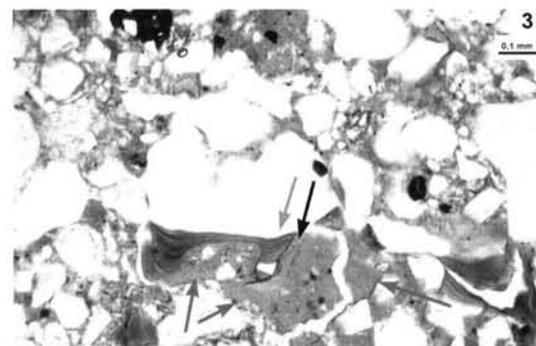
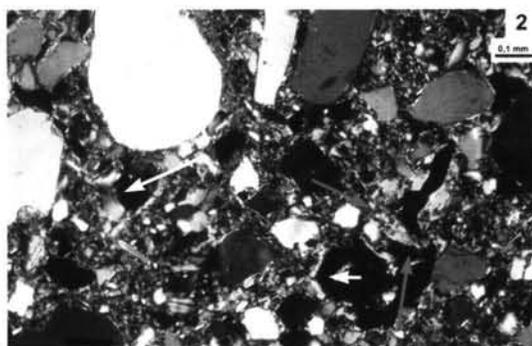
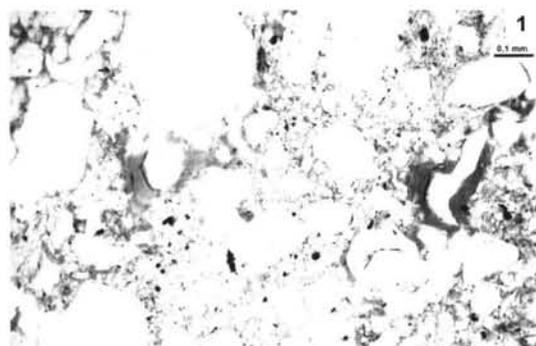
**Spätglazial:** Entkalkung - (Verbraunung) - (Hydromorphierung bzw. Redoximorphose i.V.m. Permafrost) – Lessivierung: Toncutanfragmente in Bt-Schmitzen, Silt-Ton-Verfüllungen und neben in-situ-Toncutanen, mit Einschränkungen Alterungsmerkmale an Toncutanen und Silt-Ton-Verfüllungen. **Holozän:** Nach dem letztmaligen periglazialen Einfluß in der Jüngeren Dryas muß im Holozän weiter Ton verlagert worden sein, da die gut orientierten Toncutane in Bv-, A(e)- und Bt-Horizonten sonst nicht zu erklären wären: weitergehende Lessivierung – Hydromorphierung – Verbraunung (Bv-Horizonte) – zuletzt Podsolierung (hier nicht Untersuchungsgegenstand). Hydromorphierung und Verbraunung können auch gleichzeitig unabhängig voneinander in verschiedenen Tiefen ablaufen, bedingt durch die Zweischichtigkeit der Profile. Bei sehr tiefliegenden Bt-Horizonten (Profil 1) ist dagegen eine hauptsächliche Lessivierung innerhalb der Bt-Horizonte zu vermuten, deren chronologische Einordnung noch aussteht.

Damit wird die schon von KUNDLER (1961) getroffene Annahme der Lessivégenese sowohl unter holozänen als auch spätglazialen Milieubedingungen bestätigt und die von ROESCHMANN (1963) vorgeschlagene pedogenetische Prozesschronolo-



Tafel 3: Dünnschliffbilder von Profil 3; Ael-Horizont: 48 cm (1, 2) und 47 cm (3) und Ael+Bt-Horizont: 60 cm (4), 56 cm (5, 6). (1) Zweiphasige Silt-Ton-Kappe auf Grobsand - Durchlicht (2) Vergrößerung von Photo (2) - Durchlicht. (3) Bt-Schmitzen (schwarze Pfeile) und Silt-Ton-Kappe auf Feinkies (weißer Pfeil) - Dünnschliff. (4) Bt-Schmitze mit Toncutanbruchstück (weißer Pfeil) - gekr. Pol.. (5) Staubige dunkelbraune Toncutane (schwarze Pfeile) und sehr staubige (grau)schwarze teilweise silthaltige Toncutane in typischer Position (rote Pfeile); rechts unten: zweiphasiges Toncutane mit innerer sehr staubiger schwarzer Phase - Durchlicht. (6) Inverse Farbgebung verdeutlicht die Mehrphasigkeit der Toncutane (z.B. Pfeile) - wie Photo (5), gekr. Pol.

Plate 3: Photomicrographs of soil profile 3; E-horizon: 47 cm (1), 48 cm (2, 3) and E+Bt-horizon 60 cm (4), 56 cm (5, 6). (1) Compound silt-clay capping on coarse sand grain - ppl. (2) magnification of photomicrograph (2) - ppl. (3) Bt-streaks (black arrows) and silt clay capping (white arrow) on coarse sand - thin section at 47cm. (4) Bt-streak with fragment of clay coating (white arrow) - cpl. (5) dusty dark brown clay coatings (black arrows) and very dusty (grey)black clay coatings partly containing silt (red arrows); lower right corner: compound coating with a younger very dusty lamina ppl. (6) inverse colours demonstrate the different phases of clay coatings (cf. arrows) - photomicrograph (5) with cpl.



Tafel 4: Dünnschliffbilder von Profil 3; Bt-Horizont 90 cm (1, 2) und 80 cm (3, 4). (1) Photo (2) im Durchlicht. (2) sehr gut orientierte Toncutane mit scharfen Auslöschungsbändern (weiße Pfeile) neben reorientierter (älterer) Toncutane mit undulöser Auslöschung (rote Pfeile) - gekr. Pol. (3) Silt-Ton-Verfüllung (rote Pfeile), in die ein zweiphasiges Toncutane eingelagert ist: Ältere Lamine gelbbraun rein (schwarzer Pfeil); jüngere Lamine dunkelbraun mikrolaminierter (grauer Pfeil) - Durchlicht. (4) sehr gut orientierte Toncutane mit scharfen Auslöschungsbändern (Pfeile), während das undulöse Auslöschungsmuster der Silt-Ton-Verfüllung die Reorientierung des Tons kennzeichnet (Alterungseffekt) - Photo (3) mit gekr. Pol.

Plate 4: Photomicrographs of soil profile 3; Bt-horizon 90 cm (1, 2) and 80 cm (3, 4). (1) Photomicrograph (2) with ppl. (2) Perfectly orientated clay coatings with sharp extinction bands (white arrows) beside a re-orientated (older) clay coating with undulatory extinction (red arrows) - cpl. (3) Silt-clay-infilling (red arrows) with a younger compound clay coating. Older lamina: yellow brown, limpid (black arrow); younger lamina: dark brown with microlamination (grey arrow) - ppl. (4) Sharp extinction bands (arrows) demonstrate the good orientation of the clay coating. Undulatory extinction pattern of the silt-clay-infilling characterizes the reorientation of the clay due to ageing - photomicrograph (3) with cpl.

gie von Bodenprofilen vergleichbarer Horizontabfolge erweitert.

Dies stimmt mit den Ergebnissen von CATT & STAINES (1998) aus Südost-England, von KEMP et al. (1998) aus dem nordamerikanischen Jungmoränengebiet und von KÜHN & KÖSEL (2000) aus dem süddeutschen Jungmoränengebiet überein, die in polygenetischen Bodenprofilen Lessivierung im Spätglazial und Holozän mikromorphologisch nachweisen konnten. Ob der Hauptanteil der Tonverlagerung im Holozän (HOFFMANN & BLUME 1977) stattfand oder im Bölling(!), wie VANVLIET-LANOË (1990) anhand mikromorphologischer Untersuchungen an Lessivés im Löß vorschlug, bleibt weiterhin offen.

Humusakkumulation (fAh), schwache Podsolierung (Usselo-Horizont) und schwache Verbraunung (Finow-Boden) sind auf terrestrischen Reinsand-Standorten als im Spätglazial vorkommende pedogenetische Prozesse akzeptiert (VAN GEEL et al. 1989, SCHLAAK 1998). Auf seit dem Beginn des Spätglazials weitestgehend geomorphodynamisch stabilen Standorten, wie den Grundmoränenplatten des norddeutschen Tieflandes, fand Lessivierung statt, während auf geomorphodynamisch instabilen Standorten (z.B. oben genannte Reinsand-Standorte) Erosion oder Akkumulation die Bodenbildung im Spätglazial immer wieder unterbrachen.

Bestehende Modellvorstellungen zu Bodenentwicklungsreihen im norddeutschen Jungmoränengebiet sind aufgrund der vorgestellten Befunde kritisch zu überprüfen. Bei dem Genesemodell von REUTER (z.B. 1990) beginnt die Bodenbildung erst im Präboreal, während für KOPP (1970) der Hauptanteil der Bodenbildung (Lessivé und Braunerde) im Präboreal weitgehend abgeschlossen ist.

## 6 Dank

Für die finanzielle Unterstützung zur Dünnschliffherstellung der Profile 1 und 2 sei Dr. CORNSEN (LANU Schleswig-Holstein) gedankt. Die Karten und Zeichnungen wurden von P. WIESE und B. LINTZEN angefertigt. Gedankt sei auch den Gutachtern für wertvolle Kritik und Anregungen.

## 7 Schriftenverzeichnis

- ALTEMÜLLER, H.-J. & BAILLY, F. (1976): Mikromorphologische Untersuchungen an einer nordwestdeutschen Parabraunerde-Pseudogley-Sequenz aus Löss. - *Geoderma*, **16**: 327-343; Amsterdam.
- BERNER, U. & STREIF, H. [Hrsg.] (2000): Klimafakten. - 2. verb. Aufl.: 238 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- BILLWITZ, K. (2000): Substrat- und Bodenaufnahme. - In: BARSCH, H., BILLWITZ, K. & BORK, H. R. [Hrsg.]: Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie: 172-230; Gotha (Klett-Perthes).
- BLUME, H.-P. (1968): Zum Mechanismus der Marmorierung und Konkretionsbildung in Stauwasserböden. - *Z. Pflanzener., Düng, u. Bodenk.*, **119**: 124-134; Weinheim.
- BRONGER, A. (1976): Zur quartären Klima- und Landschaftsentwicklung des Karpatenbeckens auf (paläo-)pedologischer und bodengeographischer Grundlage. - *Kieler Geogr. Schr.*, **45**: 268 S.; Kiel.
- BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G. & TURSINA, T. [Eds.] (1985): Handbook for soil thin section description. - 152 S.; Albrighton, Wolverhampton (Waine Research Publications).
- BULLOCK, P., MILFORD, M. H. & CLINE, M. G. (1974): Degradation of Argillic Horizons in Udalf Soils of New York State. - *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **38**: 621-628; Madison.
- BUSSEMER, S. (1994): Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglaziären Deckserien des mittleren und östlichen Barnim. - *Berliner Geogr. Arb.*, **80**: 150 S.; Berlin.
- CATT, J. A. & STAINES, S. J. (1998): Petrography of sediments and buried soils. - In: PREECE, R. C. & BRIDGLAND, D. R. [Eds.]: Late Quaternary Environmental Change in North-west Europe: Excavations at Holywell Coombe, South-east England: 69-85; London (Chapman & Hall).
- DE KLERK, P. (2001): Vegetation history and palaeo-environmental development of the Ender Bruch area and the Reinberg basin (Vorpommern, NE-Germany) during the late Pleniglacial, Lateglacial and Early Holocene (with special emphasis on a wide spread stratigraphic confusion). - Inaug.-Diss. Universität Greifswald: 103 S.; Greifswald.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1979): Merkmale, Genese und Stratigraphie fossiler und reliktsicher Bodenbildungen in saalezeitlichen Geschiebelehmen Schleswig-Holsteins und Süd-Dänemarks. - Inaug.-Diss. Univ. Kiel: 218 S.; Kiel.
- FITZPATRICK, E. A. (1993): Soil Microscopy and Micromorphology. - 304 S.; Chichester (Wiley).
- GÖRSDORF, J. & KAISER, K. (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätpleistozän und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. - *Meyniana*, **53**: 53-83; Kiel.
- HELBIG, H. (1999): Die spätglaziale und holozäne Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. - *Greifswalder Geogr. Arb.*, **17**: 110 S.; Greifswald.
- HOFFMANN, R. & BLUME, H. P. (1977): Holozäne Tonverlagerung als profilprägender Prozess lehmiger Landböden norddeutscher Jungmoränenlandschaften. - *Catena*, **4**: 359-368; Giessen.

- HUIJZER, A. S. (1993): Cryogenic Microfabrics and Macro-structures: Interrelations, Processes and Paleo-environmental Significance. - Thesis Vrije Universiteit Amsterdam: 245 S.; Sassenheim.
- ISSS-ISRIC-FAO [Eds.] (1998): World Reference Base for Soil Resources. - World Soil Resources Report, **84** (3): 88 S.; Rome.
- JANETZKO, P. (1996): Verbreitung und Gliederung periglaziärer Deckschichten im Jungmoränengebiet von Schleswig-Holstein und ihre Bedeutung für die Pedogenese. - In: LANU Schleswig-Holstein [Hrsg.]: Böden als Zeugen der Landschaftsentwicklung (STREMME-Festschrift): 15-27; Kiel.
- JANETZKO, P. & SCHMIDT, R. (1996): Norddeutsche Jungmoränenlandschaften - Böden als Teile von Landschaften. Kap. 3.4.4.2. - In: BLUME et al. [Hrsg.]: Handbuch der Bodenkunde: 36 S.; Landsberg/L. (Ecomed).
- JIM, C. Y. (1986): Experimental study of soil microfabrics induced by anisotropic stresses confined swelling and shrinking. - *Geoderma*, **37**: 91-112; Amsterdam.
- JONGERUS, A. (1970): Some morphological aspects of regrouping phenomena in Dutch soils. - *Geoderma*, **4**: 311-331; Amsterdam.
- KAISER, K. F. (1993): Beiträge zur Klimageschichte vom späten Hochglazial bis ins frühe Holozän, rekonstruiert mit Jahrringen und Molluskenschalen. - *Physische Geographie*, **36**: 203 S.; Zürich.
- KEMP, R. A., MCDANIEL, P. A. & BUSACCA, A. J. (1998): Genesis and relationship of macromorphology and micromorphology to contemporary hydrological conditions of a welded Argixeroll from the Palouse in Idaho. - *Geoderma*, **83**: 309-329; Amsterdam.
- KOPP, D. (1970): Periglaziäre Umlagerungs-(Perstruktions) zonen im nordmitteleuropäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung. - Tagungsberichte d. DAL, **102**: 55-81; Berlin.
- KUBIŠNA, W. L. (1986): Grundzüge der Geopedologie und der Formenwandel der Böden. - 128 S.; Wien (Österreichischer Agrarverlag).
- KÜHN, P. (i. Druck): Grundlegende Voraussetzungen bodengenetischer Vergleichsuntersuchungen: Theorie und Anwendung. - Greifswalder Geogr. Arb., **23**; Greifswald.
- KÜHN, P. & KÖSEL, M. (2000): Spätglaziale Boden- und Substratgenese: Mikromorphologisch-stratigraphische Befunde aus dem südwestdeutschen Alpenvorland. - *Trierer Bodenkdl. Schr.*, **1**: 51-57; Trier.
- KÜHN, P. & SCHRÖDER, D. (i. Druck): Mikromorphologisch-stratigraphische Befunde zur spätglazialen Bodengenese in NO-Deutschland. - *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **96**; Oldenburg.
- KUNDLER, P. (1961): Lessivés (Parabraunerden, Fahlerden) aus Geschiebemergel der Würm-Eiszeit im norddeutschen Tiefland. - *Z. Pflanzenern., Düng., Bodenk.*, **95**: 97-110; Weinheim.
- LAATSCH, W. (1957): Dynamik der mitteleuropäischen Böden. - 4. Aufl.: 280 S.; Dresden, Leipzig (Steinkopff).
- LANGOHR, R. (1993): Types of tree windthrow, their impact on the environment and their importance for the understanding of archeological excavation data. - *Helinium*, **33**: 36-49; Wetteren.
- LAVES, D. (1972): Beitrag zur Mikromorphologie und Mikro-morpho-genese von Fahlerden (Lessivés). - In: KOWA-LINSKI, S. & DROZD, J. [Eds.]: Soil micromorphology: 323-335, Proc. 3<sup>rd</sup> Int. Work. Meet. on Soil Micromorphology, Wrocław, Poland, 22-28. Sept. 1969; Wroclaw (Panstwowe Wydawnictwo Naukowe).
- LAVES, D. & THIÈRE, J. (1970): Mikromorphologische, chemische und mineralogische Untersuchungen zur Entstehung körnungsdifferenzierter Böden im Jungmoränengebiet der DDR. - *Albrecht-Thaer-Archiv*, **14**: 691-699; Berlin.
- MACPHAIL, R. (1986): Paleosols in archeology: their role in understanding Flandrian pedogenesis. - In: WRIGHT, V. P. [Ed.]: Paleosols: their recognition and interpretation: 263-290; Princeton, New Jersey.
- Meteorologischer und Hydrologischer Dienst der Deutschen Demokratischen Republik [Hrsg.]: Klimatologische Normalwerte für das Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik 1901-1950. - 1. u. 2. Lief. (1955, 1961); Berlin (Akademie Verlag).
- REUTER, G. (1990): Disharmonische Bodenentwicklung auf glaziären Sedimenten unter dem Einfluß der postglazialen Klima- und Vegetationsentwicklung in Mitteleuropa. - In: Ernst-Schlichting-Gedächtniskolloquium, Tagungsband: 69-74; Hohenheim.
- ROESCHMANN, G. (1963): Zur Entstehungsgeschichte von Parabraunerden und Pseudogleyen aus Sandlöß südlich von Bremen. - *N. Jb. Geol. Paläo. Abh.*, **117**: 286-302; Stuttgart.
- ROESCHMANN, G. (1968): Besonderheiten der Ton- und Eisenverlagerung in Parabraunerden aus Sandlöß. - *Mitt. dt. bodenk. Ges.*, **8**: 277-282; Oldenburg.
- ROSE, J., LEE, J. A., KEMP, R. A. & HARDING, P. A. (2000): Palaeoclimate, sedimentation and soil development during the Last Glacial Stage (Devensian), Heathrow Airport, London UK. - *Quat. Sci. Rev.*, **19**: 827-847; Oxford.
- RÜHBERG, N., SCHULZ, W., VON 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).
- RUSSOW, F. & HEINRICH, J. (2001): Jungholozäne Überprägungen von quartären Deckschichten und Böden des Mittelgebirgsraumes durch biomechanische Prozesse in Mitteleuropa. - *Geoökö*, **22**: 37-58; Bensheim.
- SCHLAAK, N. (1998): Der Finowboden - Zeugnis einer begrabenen weichselspätglazialen Oberfläche in

- den Dünengebieten Nordostbrandenburgs. - Münchener Geogr. Abh., **A49**: 143-148; München.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. - 2. neub. Aufl.: 295 S.; Berlin (Parey).
- SCHNEIDER, R. & KÜHN, P. (2000): Böden des Karlsruhes in Groß Methling, Mecklenburg-Vorpommern. - Trierer Bodenk. Schr., **1**: 66-71; Trier.
- SCHRÖDER, D. & SCHNEIDER, R. (1996): Eigenschaften und spätglaziale/holozäne Entwicklung von Böden unterschiedlicher Nutzung aus Decksand über Geschiebemergel in Nord-Ost-Mecklenburg. - In: LANU Schleswig-Holstein [Hrsg.]: Böden als Zeugen der Landschaftsentwicklung (STREMMER-Festschrift): 37-47; Kiel.
- SCHRÖDER, D., SCHNEIDER, R. & KÜHN, P. (1997): Entwicklung und Eigenschaften von Böden aus Decksand über Geschiebemergel in NE-Mecklenburg. - Mitt. Dt. Bodenk. Ges., **85**: 1243-1246; Oldenburg.
- SMITH, H. & WILDING, L. P. (1972): Genesis of Argillic Horizons in Ochraqualls Derived from Fine Textured Till Deposits of Northwestern Ohio and Southeastern Michigan. - Soil Sci. Soc. Am. Proc., **36**: 808-815; Madison.
- SMOLIKOVA, L. (1968): Mikromorphologie und Mikromorphometrie der pleistozänen Bodenkomplexe. In: Rozpr. ěskoslov. Akad. Vid, Āada Matemat. a PĀirod. Vid, Āoěník 78, Sešit 2: 47 S.; Praha.
- STEPHAN, H.-J. (1995): Schleswig-Holstein. - In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 1-13; Berlin (Borntraeger).
- STEPHAN, S. (2000): Bt-Horizonte als Interglazial-Zeiger in den humiden Mittelbreiten: Bildung, Mikromorphologie, Kriterien. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **50**: 95-106; Hannover.
- STEWIG, R. (1978): Landeskunde von Schleswig-Holstein. - Geocolleg, **5**: 216 S.; Kiel (Hirt).
- STOOPS, G. (1999): Guidelines for Soil Thin Description. Lecture notes prepared for Intensive Course on Soil Micromorphology. 22.3. - 2.4.1999. - ITC Gent: 120 pp.
- TARNOCAL, C. & SMITH, C. A. S. (1989): Micromorphology and development of some central Yukon paleosols, Canada. - Geoderma, **45**: 145-162; Amsterdam.
- VAN GEEL, B., COOPE, G. R. & VAN DER HAMMEN, T. (1989): Palaeoecology and stratigraphy of the lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). - Rev. Palaeobot. Palynol., **60**: 25-129; Amsterdam.
- VAN VLIET-LANOĒ, B. (1985): Frost Effects in Soils. - In: BOARDMAN, J. [Ed.]: Soils and Quaternary landscape evolution: 117-158; Chichester (Wiley).
- VAN VLIET-LANOĒ, B. (1990): The genesis and age of the argillic horizon in Weichselian Loess of Northwestern Europe. - Quat. Intern., **5**: 49-56; Oxford.
- VAN VLIET-LANOĒ, B., FAGNART, J. P., LANGOHR, R. & MUNAUT, A. (1992): Importance de la succession des phases écologiques anciennes et actuelles dans la différenciation des sols lessivés de la couverture loessique d'Europe occidentale: argumentation stratigraphique et archéologique. - Science du Sol, **30**: 75-93; Versailles.
- VAN VLIET, B. & LANGOHR, R. (1981): Correlation between fragipans and permafrost with special reference to silty Weichselian deposits in Belgium and Northern France. - Catena, **8**: 137-154; Braunschweig.
- VAN VLIET, B. & LANGOHR, R. (1983): Evidence of disturbance of pore ferriargillans in silty soils of Belgium and Northern France. - In: BULLOCK, P. & MURPHY, C. P. [Eds.]: Soil micromorphology, **2**: 515-518; Berkhamsted (AB Academic Publishers).

## Karten

Bodenübersichtskarte 1: 200 000 (BÜK 200), Blatt CC 2326 Lübeck, Hannover 2001 (i. Druck).

# Quartäre Vergletscherungen im Hindukusch, Karakorum und West-Himalaya, Pakistan - Ein Überblick

ULRICH KAMP & KLAUS HASERODT\*

KAMP, U. & HASERODT, K. (2002): Quartäre Vergletscherungen im Hindukusch, Karakorum und West-Himalaya, Pakistan - Ein Überblick. - Eiszeitalter und Gegenwart, 51: 93-114; Hannover 2002.

Keywords: Himalaya, Pakistan, Vergletscherung, Pleistozän, Holozän.

**Kurzfassung:** Für die pakistanischen Hochgebirge Hindukusch (Chitral, Swat, Ghizar-Gebiet), Karakorum (Hunza, Gilgit-Raum, Rakaposhi, Haramosh, Baltistan, K2-Region) und West-Himalaya (Nanga Parbat, Kaghan-Gebiet, Deosai-Plateau) haben glaziologische und glazialmorphologische Forschungen eine lange Tradition. Mit dem vorliegenden Beitrag wird eine Gesamtchau über den bisherigen Erkenntnisstand zu den quartären Vergletscherungen geliefert. Dabei zeigt sich, dass die Ergebnisse über die Ausdehnung und die glazialen Chronologien nach wie vor differieren – insbesondere bezüglich der Rekonstruktion eines ehemaligen Gletschers im Indus-Tal. Verbesserte Datierungsmethoden revidieren hier ggf. bisherige Ansichten, und neuere Erklärungsmodelle, wie das „Wandern“ des Monsun-Systems während des Quartärs als entscheidender regionaler Klimafaktor, versuchen asynchrone Chronologien zu verstehen.

## [Quaternary Glaciations in the Hindu Kush, Karakoram and West-Himalaya, Pakistan - An Overview]

**Abstract:** Glaciological and glaciomorphological studies in the high mountains of Pakistan reflect a long research tradition. A comprehensive review of the current state of research on the Quaternary glaciations in this region is presented: Hindu Kush (Chitral, Swat, Ghizar Region), Karakoram (Hunza, Gilgit Region, Rakaposhi, Haramosh, Baltistan, K2 Region) and West-Himalaya (Nanga Parbat, Kaghan Region, Deosai Plateau). Until today the results about the extent and the glacial chronologies differ, and especially the reconstruction of a former glacier in the Indus valley is still in discussion. Nowadays improved dating methods allow to revise older scientific views, and new models try to explain asynchronous chronologies, like a "shift" of the monsoon during the Quaternary as an important regional climatic factor.

\*Anschriften der Verfasser: Dr. Ulrich KAMP, Department of Geography and Geology, University of Nebraska at Omaha, 60<sup>th</sup> Dodge Streets, Omaha, NE 68182-0199, Prof. em. Dr. Klaus HASERODT, Gütergotzer Strasse 67, 14165 Berlin.

## 1 Einleitung

Die Forschungen zur glazialen Geschichte Hochasiens finden seit langer Zeit Beachtung, und im Lichte der allgemeinen Diskussion um rezente Klimaänderungen (anthropogen beeinflusst oder nicht?) sind sie aktueller denn je. Allerdings gehen die Meinungen über das Ausmaß der quartären Vergletscherungen und die Anzahl der Glazial-Interglazial-Zyklen weit auseinander (vgl. BURBANK & CHENG 1991; HASERODT 1989a u. b; KUHLE 1986, 1991, 1993; SHI YAFENG et al. 1992; ZHENG BENXING 1989). Die Unsicherheit, die in der Gletscher- und damit auch der Klimarekonstruktion liegt, basiert vor allem auf dem Problem einer einwandfreien Identifizierung glazialer Sedimente und ihrer Datierung. Überhaupt sind die glazialen Zeugen innerhalb der Gebirge selbst nur unvollständig erhalten, was insbesondere für Endmoränen der Hochglaziale gilt, und Korrelationen im Rahmen relativer Chronologien bergen immer Gefahren. So können die nur wenigen glazialen Sedimente z. B. irrtümlicherweise einer einzigen Vergletscherung zugeordnet werden, tatsächlich aber verschiedenen Glazialen entstammen. Alle Rekonstruktionen der Vergletscherungsphasen in den Hochgebirgen der Erde insgesamt sind denn auch bisher stets eher grob - angesichts der in Tiefseebohrkernen nachgewiesenen bis zu 32 quartären Vergletscherungen (SHAKLETON & OPDYKE 1973). Das hier vorgestellte, überarbeitete Schema der jungquartären Chronologien für die nordpakistanischen Hochgebirge nach KAMP (1999) bzw. OWEN (1988) kann demnach nach wie vor nur ein vorläufiges sein, das im Zuge fortschreitender Forschung sicherlich weiterer Ergänzungen und Korrekturen bedarf.

Das Ausmaß der pleistozänen und holozänen Vergletscherungen in Hochasien wird noch immer kontrovers diskutiert. Auf der einen Seite entwarf KUHLE (1989, 1991, 1993) das Modell eines spätpleistozänen Inlandeises über dem tibetischen Plateau nach Art der Verhältnisse im heutigen Grönland und einem randlichen Eisstromnetz, das die umgebenden Gebirge teilweise durchfloss.

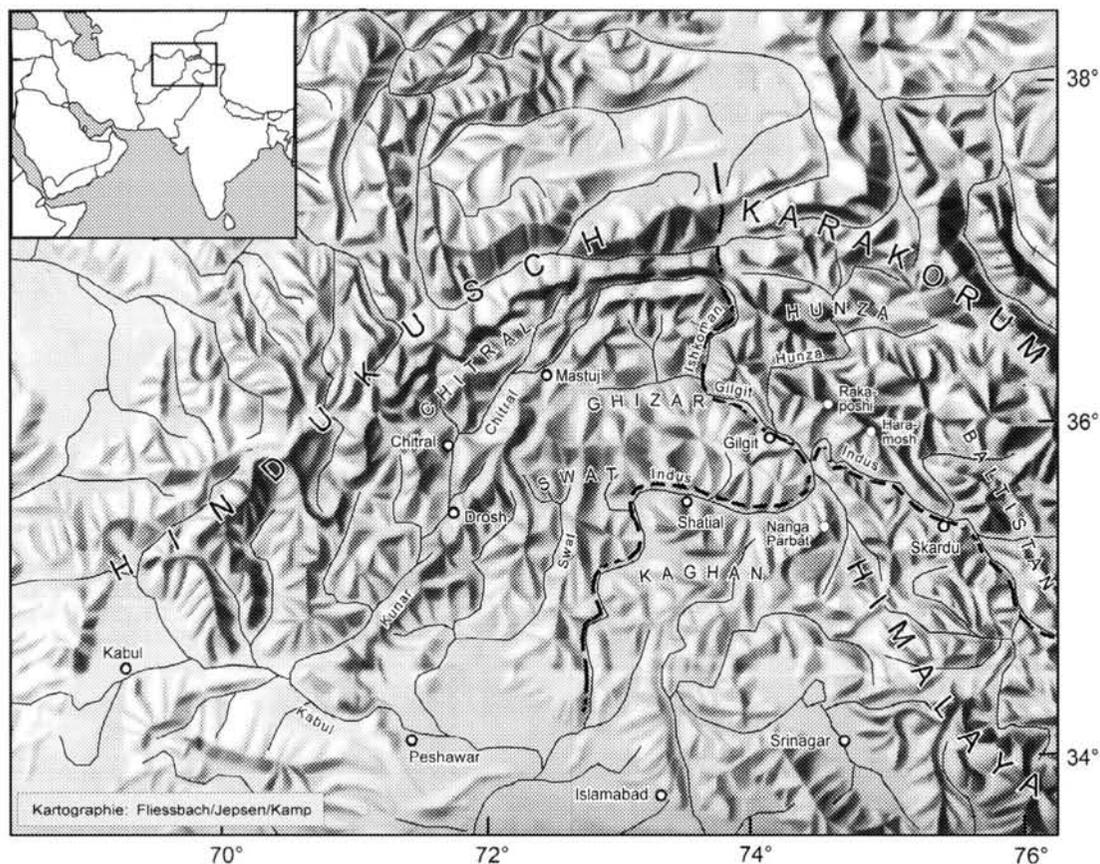


Abb. 1: Die Hochgebirge Nordpakistans: Hindukusch, Karakorum und Himalaya. Die räumliche Abgrenzung der Teilräume (gestrichelte Linie) folgt hier geographischen, nicht geologischen Gesichtspunkten (nach KAMP, 1999, verändert).

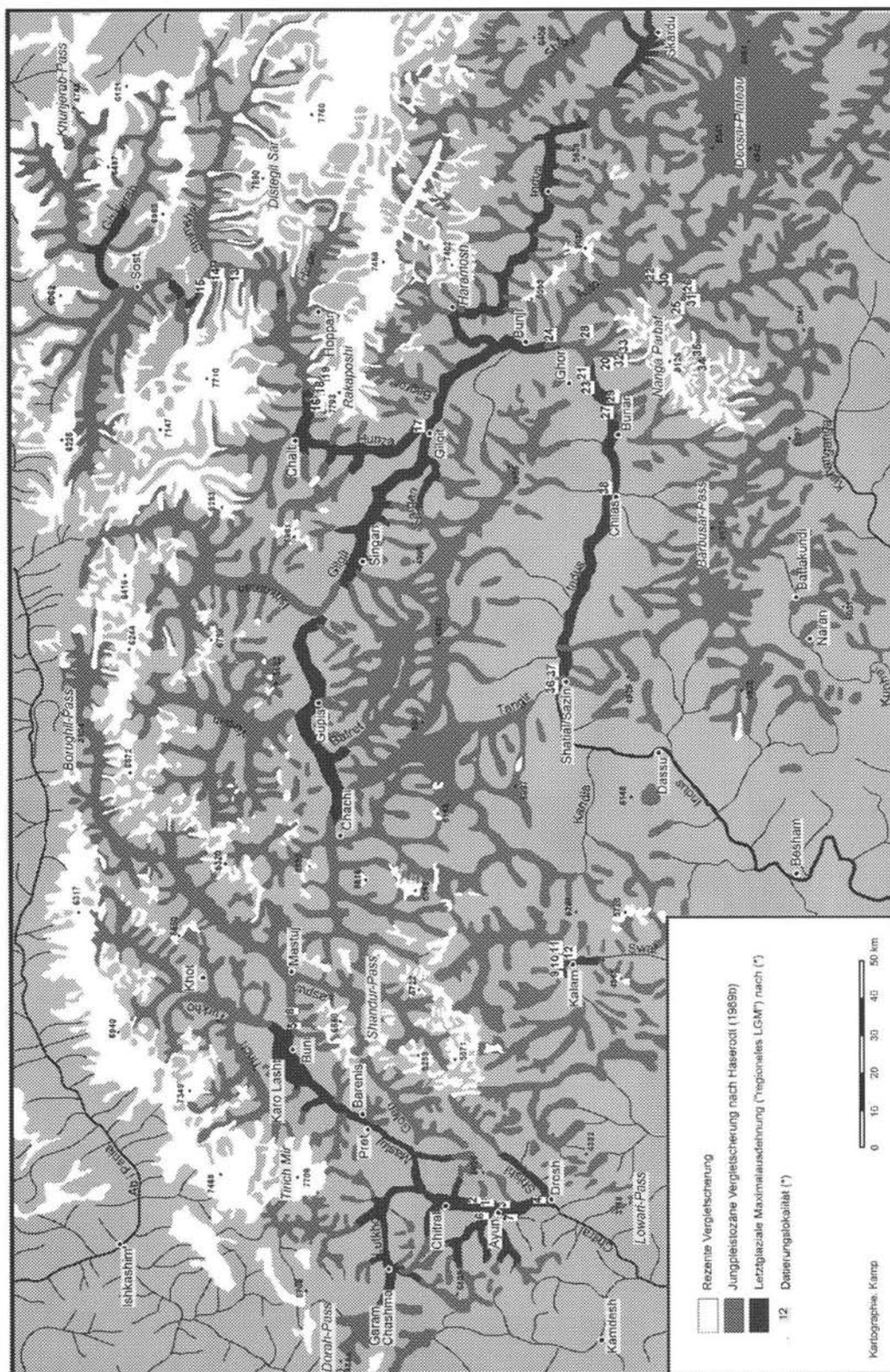
Fig. 1: The high mountains of northern Pakistan: Hindu Kush, Karakoram and Himalaya. Here, the spatial demarcation of the subregions (broken line) follows the geographical, not the geological view (after KAMP, 1999, revised).

Auf der anderen Seite vertraten FINSTERWALDER (1936) und TROLL (1938) sehr früh die Ansicht, dass die Täler des Indus- und des Astor-Flusses im Hochglazial vollständig eisfrei waren. Zwar gilt diese Vorstellung heute als widerlegt, doch zeichnen auch jüngere Forschungsergebnisse das Bild einer - gegenüber dem Modell von KUHLE - eingeschränkteren Vergletscherung. Es scheint sich damit abzuzeichnen, dass das Abbild der pleistozänen Umwelt zwischen den extremen Entwürfen der „Maximalisten“ und der „Minimalisten“ zu suchen ist.

Die räumliche Abgrenzung der in diesem Beitrag beschriebenen Hochgebirge Hindukusch, Karakorum und West-Himalaya ist nicht einfach. So lassen sich sowohl geographische als auch geologische Einheiten (z. B. SEARLE & KHAN o. J.) herausstellen, die nicht deckungsgleich sind. In dem hier vorliegenden Beitrag sollen die allgemein akzeptierten geographischen Begriffe Verwendung finden. Es werden daher folgende vereinfachende Abgrenzungen entlang von Flüssen vorgenommen (Abb. 1): Die Hindukusch-Kohistan-Region liegt

Abb. 2: Die jungpleistozäne Vergletscherung in Nordpakistan nach HASERODT (1989b, Neuzeichnung) sowie (\*) letztglaziale Maximalausdehnungen nach jüngstem Forschungsstand (nach diversen Autoren, vgl. Text) mit (\*) Datierungslokalitäten (Erläuterungen vgl. Tab. 2).

Fig. 2: Extent of Late Pleistocene glaciation in northern Pakistan after HASERODT (1989b, new drawing), as well as (\*) late glacial ice maxima (after several authors, cf. text) and (\*) dating locations (for explanations cf. Tab. 2).



westlich des Ishkoman-, des Gilgit-, des Hunza- und des Indus-Flusses; die Karakorum-Region liegt östlich des Ishkoman-, des Gilgit- und des Hunza- sowie nördlich des Indus-Flusses; der West-Himalaya liegt südlich und östlich des Indus-Flusses. Somit treffen die drei Gebirgsregionen nördlich der Siedlung Bunji (Abb. 2) am Zusammenfluß von Indus und Gilgit aufeinander.

Die mit der Orogenese dieser drei Gebirge verbundenen Hebungsdaten, und damit die Frage nach der Beziehung zwischen tektonischer Hebung und pleistozänen Vergletscherungen, stehen noch immer zur Diskussion. Vor allem bereitet hierbei die Berechnung von ehemaligen Hebungsdaten aus rezenten Werten Schwierigkeiten. Die gegenwärtigen Hebungsdaten wurden für das Kashmir-Bekken mit 4-10 mm/Jahr (BURBANK & JOHNSON 1982) und für das Zentrum des Nanga Parbat mit 5-10 mm/Jahr (ZEITLER et al. 1981, 1982) angegeben. GARDNER & JONES (1993) bestätigten durch ihre Berechnungen der Denudationsraten des Rai-kot-Gletschers am Nanga Parbat die von ZEITLER angegebenen Hebungsdaten. BROOKFIELD (1993) kam zu dem Schluß, dass die von anderen Autoren publizierten exponentiell wachsenden Hebungsdaten für den Himalaya und angrenzende Gebiete im späten Känozoikum zutreffen. Der Beginn der exponentiellen Hebung im frühen Miozän kann für den Himalaya mit seiner Unterschiebung durch die Indische Scholle und mög-

licherweise auch den Karakorum mit einer Unterschiebung durch asiatische Kruste erklärt werden, wobei die Hebungsprozesse allerdings nicht synchron einsetzen: Das Kashmir-Becken in der Region von Srinagar (Abb. 1) z. B. entwickelte sich früher als das Peshawar-Becken, und der in Tadschikistan liegende Pamir hob sich früher als der Karakorum. Zur Veranschaulichung solcher Hebungsaktivität sei hier ein Berechnungsbeispiel für den Hindukusch für den Zeitraum der letzten 100 ky gegeben: Unter der Annahme einer durchschnittlichen Hebungsrate von 5 mm/Jahr ergäbe sich eine Gebirgshebung von 500 m, und bei Zugrundelegung einer Rate von nur 2,5 mm/Jahr eine Hebung von immerhin noch 250 m.

## 2 Vergleichbarkeit von Begriffen und Daten

Die Durchsicht der vorgestellten Referenzen ergab, dass zum einen nach wie vor bestimmte Begriffe und Definitionen weltweit nicht einheitlich verwendet werden, zum anderen auf die Methodik von Schneegrenzberechnungen oder absoluten Altersdatierungen erst gar nicht eingegangen wird. Auch sind bestimmte Methoden der absoluten Altersdatierung noch immer umstritten. Hinzukommend gehen Datierungslabore u. U. nach unterschiedlichen Analysevorschriften vor, oder neue Erkenntnisse in der Methodik selbst verwerfen ältere Datierungsergebnisse und verlangen nach Neu-Datierungen. All dies erschwert eine ver-

Tab. 1: Relative Chronologien des Quartärs für nordpakistanische Gebirgsräume (aus KAMP, 1999, verändert).

Tab. 1: Relative chronologies of the Quaternary for mountain regions in northern Pakistan (after KAMP, 1999, revised).

Einteilung			Chitral, Hindukusch		Mittlerer Indus - Gilgit - Hunza, Karakorum und Himalaya					Oberer Indus	Swat, Kohistan	
Serie	Glazial / Interglazial	Stadial	KAMP (1999) / OWEN et al. (2002)	DERRYSHIRE et al. (1984)	ZHANG & SHI (1980)	SHRODER et al. (1989)	SCHNEIDER (1959)	DESIO & OROBELLI (1971)	CRONIN (1982)	PORTER (1970)	RICHARDS et al. (2000)	
Holozän (<13 ka)		Rezent	Barum II	Pasu II	Rezent	Rezent	Ältere Moränen rezenter Gletscher		Individuelle Moränen	Neoglazial		
		Historisch	Barum I	Pasu I	LIA	LIA						
		Neoglazial	Shandur II	Batura	Neoglazial	Neoglazial						
Pleistozän (13 ka-2 Mio)	Letztes Glazial		Sonoghar	Gulkin II	Hunza	Darel-Shatial-Moräne	Erdpyramiden-Serie	Dak-Choki-Moräne		Kalam I-III	Ke Gas*	
			Pret	Gulkin I							Kalam I	
			Drosh	Borit Jheel							Gabral II	
	Interglazial						Talfüllung III	Alluvium		Intensive Erosion Alluvium	Gabral II	
		Mittleres Glazial	Spätes	Yunz	Yunz	M2 Tillite	Blockschutt-Diamikt Alluvium	Gunar-Moräne	Sapura Tillit	Talfüllung	Gabral I	
						Talfüllung II						
			Frühes			M1 Tillite	Terrassenreste	Dudishal-Shatial-Moränen	Bunthang Tillit			
		Interglazial					Obere Jalipur Talfüllung I	Hochgelegene Terrassenreste				Laikot
		Frühes Glazial		Shanoz	Shanoz		Untere Jalipur Tillit					

\* Ke Gas liegt nicht in Swat-Kohistan, sondern im mittleren Indus-Tal. Die Autoren reihen diese Lokalität in ihre Chronologie, die eigentlich nicht nur für Swat-Kohistan, sondern den Himalaya Nordpakistans gelten soll, ein.

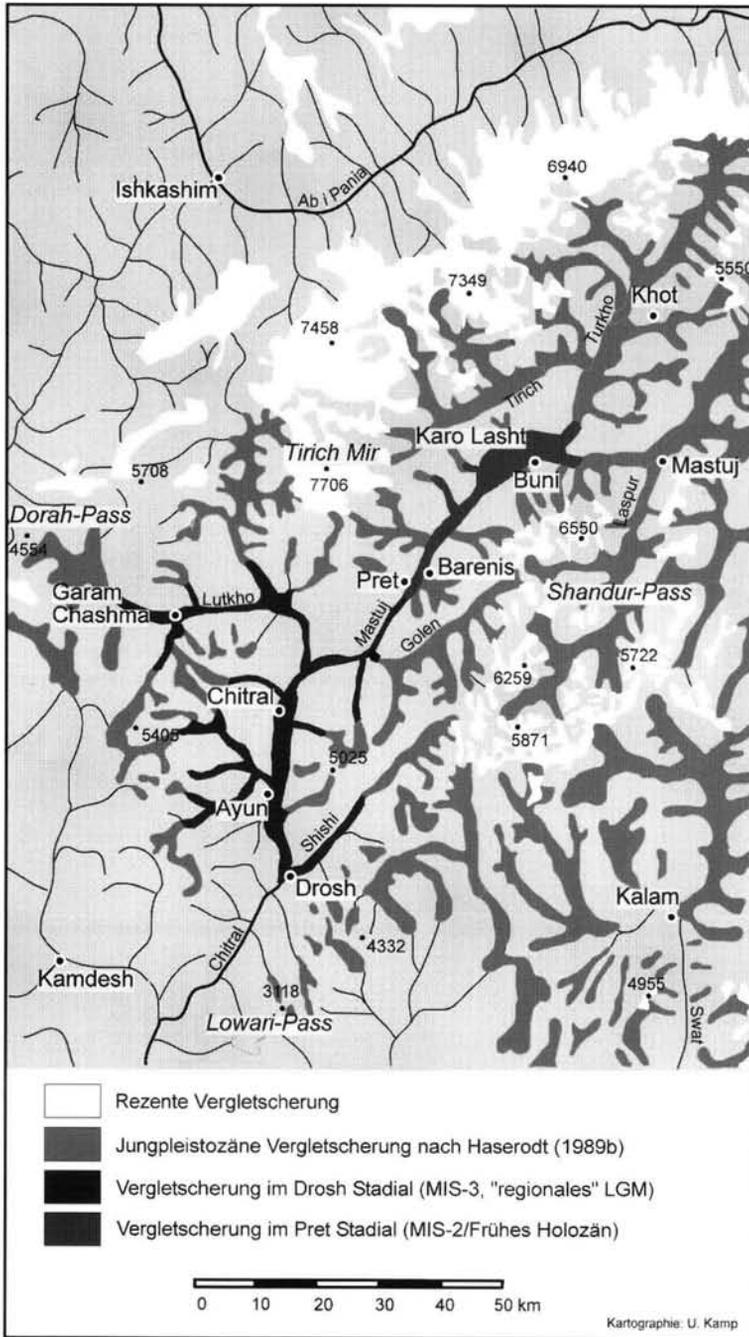


Abb. 3: Eisausdehnung in Chitral, Hindukusch, während des Drosch-Stadials (MIS-3) und Pret-Stadials (MIS-2/Frühes Holozän) nach KAMP (1999, Neuzeichnung) (Alters-einordnung korrigiert nach OWEN et al., 2002).

Fig. 3: Ice extent in Chitral, Hindu Kush, during the Drosch Glacial Stage (MIS-3) and Pret Glacial Stage (MIS-2/Early Holocene) after KAMP (1999, new drawing) (ages corrected by OWEN et al., 2002).

gleichende Zusammenschau der bisherigen Forschungsergebnisse. Die Anwendbarkeit und Probleme diverser Methodiken können hier jedoch nicht diskutiert werden. In Bezug auf Lumineszenzdatierungen wird auf die Arbeiten von JANOTTA (1991) sowie JANOTTA & BRUNOTTE (1995) verwiesen, und Berechnungen der Schneegrenze bzw. *Equilibrium-Line Altitude* (ELA) sind ausführlich in BENN & LEHMKUHL (2000) diskutiert.

Es sei darauf hingewiesen, dass in diesem Überblick über den Forschungsstand lediglich die in der Primärliteratur verwendeten Begriffe und vorgelegten Werte zitiert werden können. Um Verwirrung bei der Verwendung von Begriffen möglichst zu vermeiden, seien zumindest für diesen Artikel folgende Erläuterungen gegeben: Schneegrenze und *Equilibrium-Line Altitude* (ELA): Viele Referenzen nennen die Berechnungsmethodik nicht; in den meisten Fällen mag es sich jedoch um eher gröbere Gletscher-Schneegrenz-Abschätzungen im Sinne von z. B. HEUBERGER (1980) als um genauere ELA-Kalkulationen nach z. B. KERSCHNER (1990) handeln.

*Last Glacial Maximum* (LGM): Der Begriff wird in der Literatur unterschiedlich verwendet; hier erfährt er daher eine Präzisierung: als „globales LGM“ (gLGM) wird die Zeitmarke von ca. 20 ky BP verstanden, als „regionales LGM“ (rLGM) die jeweilige Maximalausdehnung in einer bestimmten Region; nur bei Unklarheit in der Primärliteratur wird auch hier allgemein von „LGM“ gesprochen. Dies bedeutet für das Spätglazial: Im Falle des gLGM

Tab. 2: Absolute Altersdatierungen aus den nordpakistanischen Hochgebirgen.

Tab. 2: Results of absolute datings from the mountains of northern Pakistan.

Nr. in Abb. 2	Lokalität	Geomorphologie Probenlokalität	Höhe (m über Fluß)	Sediment / Organisches Material	Methode	Alter (ka) <sup>†</sup>	Relative Einordnung	Regionale Bezeichnung	Referenz
<b>Chitral, Hindukusch</b>									
1	Sin Kulum / Broz (1480 m)	Alluvialer Fächer unter Schutthang	125	Fluvial	OSL	53 ± 6	Letztes Glazial	Broz Periode	OWEN et al. (2002)*
2	Zhuti Lasht / Tokul (1580 m)	Paläotalboden Basis	170	Glazifluvial	OSL	42 ± 4	Letztes Glazial	Broz Periode	OWEN et al. (2002)*
3	Sheri / Broz (1520 m)	Terrasse unter Schuttkegel	60	Fluvial	OSL	41 ± 6	Letztes Glazial	Broz Periode	OWEN et al. (2002)*
4	Lawi / Drosh (1475 m)	Glazialer Paläosee	195	Glazio-lakustrisch	OSL	38 ± 3	Letztes Glazial	Drosh	OWEN et al. (2002)*
5	Muli Parwak / Miragram (2200 m)	Grund-/Endmoräne	95	Glazifluvial	OSL	32 ± 4	Letztes Glazial	Drosh / Pret	OWEN et al. (2002)*
6	Ausmündung Bumburet-Tal (1500 m)	Terrasse	120	Fluvial	OSL	22 ± 3	Letztes Glazial	Ayun Periode	OWEN et al. (2002)*
7	Gurchako / Ayun (1580 m)	Paläotalboden Basis	195	Glazifluvial	OSL	17,5 - 33,8	Letztes Glazial	Ayun Periode	OWEN et al. (2002)*
8	Turi Parwak (2200 m)	Flußufer	30	Glazi-lakustrisch	OSL	8 ± 1	Frühes Holozän	----	OWEN et al. (2002)*
<b>Swat, Kohistan</b>									
9	Kalam (2200 m)	Stauseeterrasse	----	Glazi-lakustrisch	OSL	77 ± 18	Letztes Glazial	Gabral II	RICHARDS et al. (2000)
10	Kalam (2200 m)	Endmoräne	----	Glazi-lakustrisch	OSL	38 ± 10	Letztes Glazial	Kalam I	RICHARDS et al. (2000)
11	Kalam (2200 m)	Lößdecke Gabral-II-Terrasse	----	Löß	TL	22 ± 2	Letztes Glazial	Gabral	OWEN et al. (1992)
12	Kalam (2200 m)	Lößdecke Kalam-I-Terrasse	----	Löß	TL	7 ± 1	Neoglazial	Kalam	OWEN et al. (1992)
<b>Hunza, Karakorum</b>									
13	Hunza-/Gulkhin-Tal	Stauseesedimente	----	Glazi-lakustrisch	TL	139 ± 13	Mittleres Glazial	Yunz	DERBYSHIRE et al. (1984)
14	Hunza-/Pasu-Tal	Stauseesedimente	----	Glazi-lakustrisch	TL	65 ± 0	Letztes Glazial	Borit Jheel / Gulkhin I	DERBYSHIRE et al. (1984)
15	Hunza-/Batura-Tal	Grundmoräne	----	Glazi-lakustrisch	TL	50 ± 3	Letztes Glazial	Gulkhin I	DERBYSHIRE et al. (1984)
16	Unterhalb Pisan-Gletscher	Moräne	----	Glazi-lakustrisch	TL	47 ± 2	Letztes Glazial	Gulkhin I	DERBYSHIRE et al. (1984)
17	Zusammenfluß Gilgit und Hunza	----	----	Glazi-lakustrisch	TL	31 ± 2	Letztes Glazial	----	SHRODER et al. (1989)

18	Minapin-Gletscher	Seitenmoräne, Außenflanke	----	Juniperus	<sup>14</sup> C	0,830 ± 0,1	Little Ice Age	Pasu I	DERBYSHIRE et al. (1984)
19	Minapin-Gletscher	Seitenmoräne, Innenflanke	----	Holz	<sup>14</sup> C	0,325 ± 0,1	Little Ice Age	Pasu I	DERBYSHIRE et al. (1984)
<b>Nanga Parbat, Himalaya</b>									
20	Raikot-Tal	Grundmoräne	1000	Quarz aus Erratikum	<sup>10</sup> Be	56 ± 5	Letztes Glazial	----	PHILLIPS et al. (2000)
21	Indus-Tal, westlich von Gor	Moräne	----	Quarz aus Erratikum	<sup>10</sup> Be	54 ± 5	Letztes Glazial	----	PHILLIPS et al. (2000)
22	Oberes Astor-Tal	Glazialer Paläosee	----	Glazi- lakustrisch	IRSL	34 ± 5	Letztes Glazial	----	PHILLIPS et al. (2000)
23	Indus-Tal, westlich von Gor	Moräne	----	Quarz aus Erratikum	<sup>10</sup> Be	34 ± 3	Letztes Glazial	----	PHILLIPS et al. (2000)
24	Liachar (1330 m)	Liachar Verwerfung	----	Glazifluvial	OSL	23 ± 4	Letztes Glazial	----	RICHARDS et al. (2000)
25	Tarishing, Rupal-Tal (2600 m)	Eiskontaktfächer	----	Glazifluvial	OSL	15 ± 4	Letztes Glazial	----	RICHARDS et al. (2000)
26	Rupal-Tal	----	----	Quarz aus Erratikum	<sup>10</sup> Be	8,4 ± 1	Holozän	----	PHILLIPS et al. (2000)
27	Indus-Tal, westlich von Gor	Moräne	----	Quarz aus Erratikum	<sup>10</sup> Be	8,0 ± 2	Holozän	----	PHILLIPS et al. (2000)
28	Buldar-Gletscher	Seitenmoräne	----	Quarz aus Erratikum	<sup>10</sup> Be	8,0 ± 1	Holozän	----	PHILLIPS et al. (2000)
29	Indus-Tal, westlich von Gor	Moräne	----	Quarz aus Erratikum	<sup>10</sup> Be	7,8 ± 2	Holozän	----	PHILLIPS et al. (2000)
30	Oberes Astor-Tal	Glazialer Paläosee	----	Glazi- lakustrisch	IRSL	6,6 ± 1	Holozän	----	PHILLIPS et al. (2000)
31	Rupal-Tal	----	----	Quarz aus Erratikum	<sup>10</sup> Be	6,2 ± 1	Holozän	----	PHILLIPS et al. (2000)
32	Raikot-Gletscher	Moräne	----	Quarz aus Erratikum	<sup>10</sup> Be	5,4 ± 1	Holozän	----	PHILLIPS et al. (2000)
33	Raikot-Gletscher	Moräne	----	Quarz aus Erratikum	<sup>10</sup> Be	5,3 ± 1	Holozän	----	PHILLIPS et al. (2000)
34	Rupal-Tal	----	----	Quarz aus Erratikum	<sup>10</sup> Be	4,7 ± 1	Holozän	----	PHILLIPS et al. (2000)
35	Rupal-Tal	Felssturzmaterial Auswaschungsebene	----	Quarz aus Erratikum	<sup>10</sup> Be	4,1 ± 1	Holozän	----	PHILLIPS et al. (2000)
<b>Indus-Tal</b>									
36	Shatial (850 m)	Seitenmoräne	1000	Lakustrisch	OSL	59 ± 9	Letztes Glazial	----	RICHARDS et al. (2000)
37	Shatial (850 m)	Stauseeterrasse	1000	Lakustrisch	TL	56 / 38 ± 3	Letztes Glazial	----	SHRODER et al. (1989)
38	Chilas / Ke Gas	Seitenmoräne "Jalipur Tillit"	100-350	Glazi- lakustrisch	OSL	27 ± 4	Letztes Glazial	----	RICHARDS et al. (2000)

\* Werte gerundet.

\* OWEN et al. (2002) datierten die von KAMP (1999) gelieferten Alter neu.

# Dieses Alter konnte von OWEN et al. (2002) nicht erfolgreich neu datiert werden.

### 3 Hindukusch und Kohistan

#### 3.1 Chitral

Während Karakorum und Himalaya schon relativ früh und z. T. ausgiebig glazialmorphologisch untersucht wurden (s. Kap. 4 u. 5), lagen intensivere Studien für den pakistanischen Hindukusch lange nicht vor. Selbst der westliche Hindukusch in Afghanistan war hinsichtlich seiner pleistozänen Landschaftsgeschichte lange besser bekannt (DESIO 1975; GRÖTZBACH & RATHJENS 1969; MIRWALD & ROEMER 1967). Erste Hinweise auf quartäre Ablagerungen gaben HASERODT (1968, 1982) sowie BUCHROITHNER (1985) in seiner geologischen Karte des Tirich-Mir-Gebietes. HASERODT (1989a u. b) lieferte dann erste ausführliche Beschreibungen zur pleistozänen Vergangenheit der Talschaft Chitral. Seine umfassende Karte der „Gegenwärtigen und jungpleistozänen [= letztglazialen] Vergletscherung zwischen Hindukusch und Karakorum“ (Abb. 2), die als eine vorläufige, weiteren detaillierteren Forschungen dienliche Arbeitsgrundlage angeboten wurde, konnte nun für das Gebiet Chitral durch KAMP (1999), der das erste umfassende Modell der jungquartären Vergletscherungsgeschichte für den östlichen Hindukusch liefert (Tab. 1), verbessert werden (Abb. 3). Dabei zeigte sich, dass die letztglaziale Vergletscherung in Chitral ausgeprägter war, als HASERODT es noch vermutete. OWEN et al. (2002) mussten jedoch die von KAMP (1999, 2001a u. b) gelieferten Datierungen nach der Optisch-Stimulierten-Lumineszenz-Methode (OSL) revidieren und verbessern (Tab. 2). Die Zusammenschau der Arbeiten von KAMP und OWEN et al. zeichnet folgendes verbesserte Modell für die Landschaftsevolution in Chitral (Abb. 4):

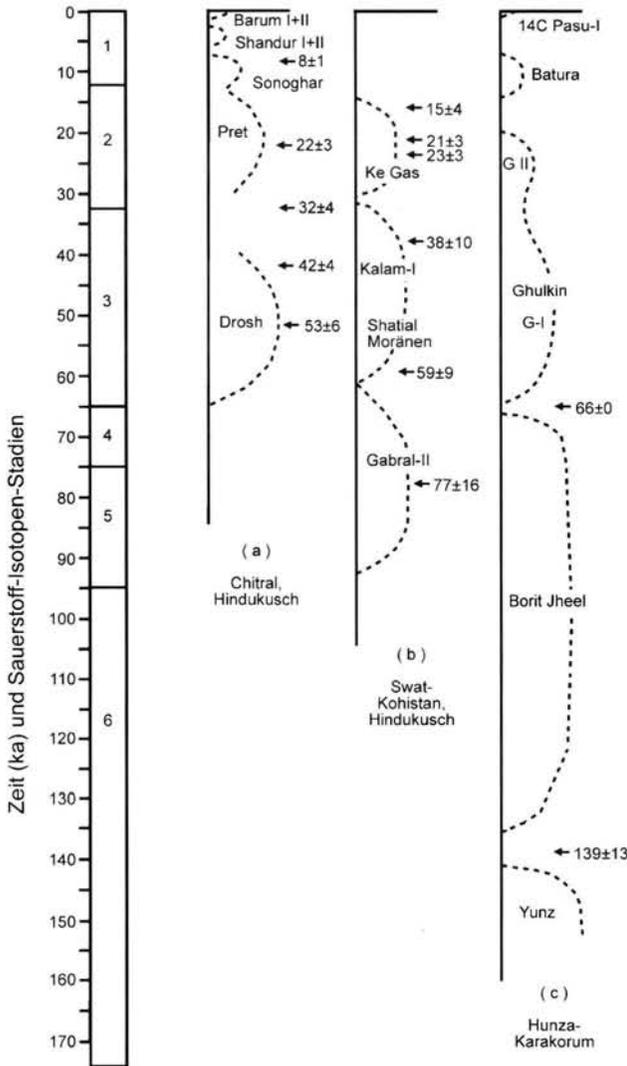


Abb. 4: Chronologien und Daten der quartären Gletscherhochstände und -minima für verschiedene Regionen Nordpakistans (nach KAMP 1999, verändert): (a) KAMP (1999; Alter korrigiert nach OWEN et al., 2002), (b) RICHARDS et al. (2000), (c) DERBYSHIRE et al. (1984).

Fig. 4: Chronologies and datings of Quaternary glacier maxima and minima for different regions in northern Pakistan (after KAMP 1999, revised): (a) KAMP (1999; ages corrected by OWEN et al., 2002), (b) RICHARDS et al. (2000), (c) DERBYSHIRE et al. (1984).

ein Einsetzen ab ca. 18 ky BP; im Falle des rLGM ein Einsetzen nach dem rLGM.

Zeiteinteilungen: neoglazial = Beginn Holozän bis historisch; historisch = 1000 BP bis rezent; rezent = 20. Jh. bis aktuell.

Obwohl Relikte eines älteren Glazials nur noch in höher gelegenen Bereichen erhalten sind, kann eine ausgedehnte Vergletscherung angenommen werden. Im nachfolgenden Drosh-Glazial (Sauerstoff-Isotopenstadium 3, OIS-3) war Chitral von einem ausgedehnten Eisstromnetz eingenommen, dessen bedeutend mehr als 500 m mächtiger Haupttalgletscher ca. 270 km hinab bis nach Drosh (1300 m ü.M.) reichte, wo die talabwärts letzten glazialen Befunde kartiert werden konnten.

Tab. 3: Rezente und letztglaziale Schneegrenzen (ELA) und Schneegrenzdepressionen in Nordpakistan (aus KAMP, 1999, verändert).

Tab. 3: Recent and Last Glacial equilibrium lines (ELA) and equilibrium line depressions in the mountains of northern Pakistan (after KAMP, 1999, revised).

Region	Schneegrenze (regionales Letztglaziales Maximum (m üM))	Schneegrenze Spätglazial (m üM)	Rezente Schneegrenze (m üM)	Depression Schneegrenze (m)	Referenz
Hindukusch, Chitral	4050	----	5050	1000	KAMP (1999)
Hindukusch, Chitral	3700-4000	----	4800-5200	1100-1200	HASERODT (1989b)
Hindukusch, Ghizar	----	3900-4300	3800-4900	600-1000	HASERODT (1989b)
Hindukusch	3000-3600	----	4000-4600	1000	PORTER (1970)
Kohistan, Swat	3000-3200	----	4100-4400	1000	PORTER (1970)
Karakorum, Hunza	4000	----	5000	1000	PAFFEN (1959)
Karakorum, Hunza	----	4200-4300	5000	700-800	BATURA GLACIER INVESTIGATION GROUP (1979)
Karakorum, Hunza	----	----	5000	----	SHI YAFENG & ZHANG XIANGSONG (1984)
Karakorum, Hunza	----	----	4800-5200	----	VISSER (1928)
Karakorum, Rakaposhi	----	----	4500-5400	----	SCHNEIDER (1969)
Karakorum	----	----	----	1000	XU DAOMING (1991)
Karakorum	----	----	----	950	OWEN (1988)
Himalaya, Nanga Parbat	3000-3700	----	3750-5200	600-1200	SCOTT (1992)
Himalaya, Nanga Parbat	----	----	----	1200	KUHLE (1996a+b)
Himalaya, Nanga Parbat	----	----	----	1100	OWEN (1988)
Himalaya, Kaghan-Gebiet	3500-3600	----	4600	1000-1100	HASERODT (1989b)
Himalaya, Kashmir	3200-3500	----	3900-4300	700-800	HOLMES & STREET-PERROTT (1989)

Die Schneegrenze lag bei 3850 m ü.M., was einer Schneegrenzdepression von ca. 1200 m gegenüber der aktuellen entspricht (die Berechnung erfolgte hier nach einer leicht modifizierten Methode nach KAMP (1999) in Anlehnung an die Gipfelmethode von LOUIS (1955)). Die Gletscher überformten sowohl das Haupttal als auch die Nebentäler intensiv trogartig und schliffen ihre Flanken. Diese Phase muss als regionale Maximalausdehnung („regionales LGM“) bezeichnet werden. Noch in der Deglaziationsphase, d. h. bei kaltem Klima, wurden in der Broz-Periode mächtige paraglaziale Fächer von den Seitenbereichen geschüttet, die oftmals das Tal vollständig verbauten und Seen aufstauten. Mit zunehmender Erwärmung nahmen die Niederschläge und Abflüsse zu und zerschnitten die paraglazialen Fächer zur Oberterrasse. In der anschließenden Ayun-Periode wurden hauptsächlich fluviale Sedimente geschüttet. Auch diese Ablagerungen wurden zerschnitten - zur Mittelterrasse. Eine erneute Klimaverschlechterung leitete das Pret-Glazial (OIS-2/Frühes Holozän) ein, während dessen sich allerdings kein Eisstromnetz mehr ausbilden konnte, auch wenn der bis nach Pret (1670 m ü.M.) reichende Haupttalgletscher von zahlreichen Seitentalgletschern genährt wurde und immerhin noch eine Länge von 200 km erreichte. Die Schneegrenzdepression dieser Phase betrug ca. 1000 m (Tab. 3). In den Seitentalmündungen liegende markante jüngere Moränen dokumentieren das spätglaziale bzw. frühholozäne Sonoghar-Stage. In den eisfreien Talabschnitten hatte bereits zuvor die Schüttung von Sedimen-

ten - vornehmlich alluviale Seitentalfächer - der Urghuch-Periode eingesetzt, die anschließend zur Niederterrasse zerschnitten wurden. Im Holozän stießen lokale Gletscher noch in zwei mittelholozänen Shandur-Ständen (I, II) und zur kleinen Eiszeit (*Little Ice Age*, LIA) im Barum-Stand I vor. Der Barum-Stand II repräsentiert die rezenten Gletscherstände.

Sowohl HASERODT (1989a u. b) als auch KAMP (1999) machten hierüber hinaus auch zahlreiche Aussagen über die glazialmorphologischen Verhältnisse der Nebentäler. So beschrieben sie u. a. vielerorts Trogtäler und Moränen im Barum- und Shishi-Tal sowie im Lutkho-Tal bei Garam Chashma.

### 3. 2 Swat

Im südlich an den Chitral-Distrikt angrenzenden Swat-Kohistan konnte PORTER (1970) drei unterschiedliche Hauptvergletscherungen ausgrenzen (Tab. 1, Abb. 5): Ein frühes Laikot-Glazial ist durch Trogtäler und stark verwitterte, hochliegende Moränen belegt. Ein mittleres Gabral-Glazial läßt sich aufgrund zweier Terrassenniveaus in die Stadiale I und II unterteilen. Der Haupttalgletscher aus dem letzten Kalam-Glazial endete mit mehreren Moränenbögen bei Kalam-Ort (2200 m ü.M.). Dieses letzte Glazial kann seinerseits mittels unterschiedlicher Terrassenniveaus in drei Stadiale (Kalam I-III) untergliedert werden. Im Holozän erfolgten mehrere lokale Gletschervorstöße. HA-

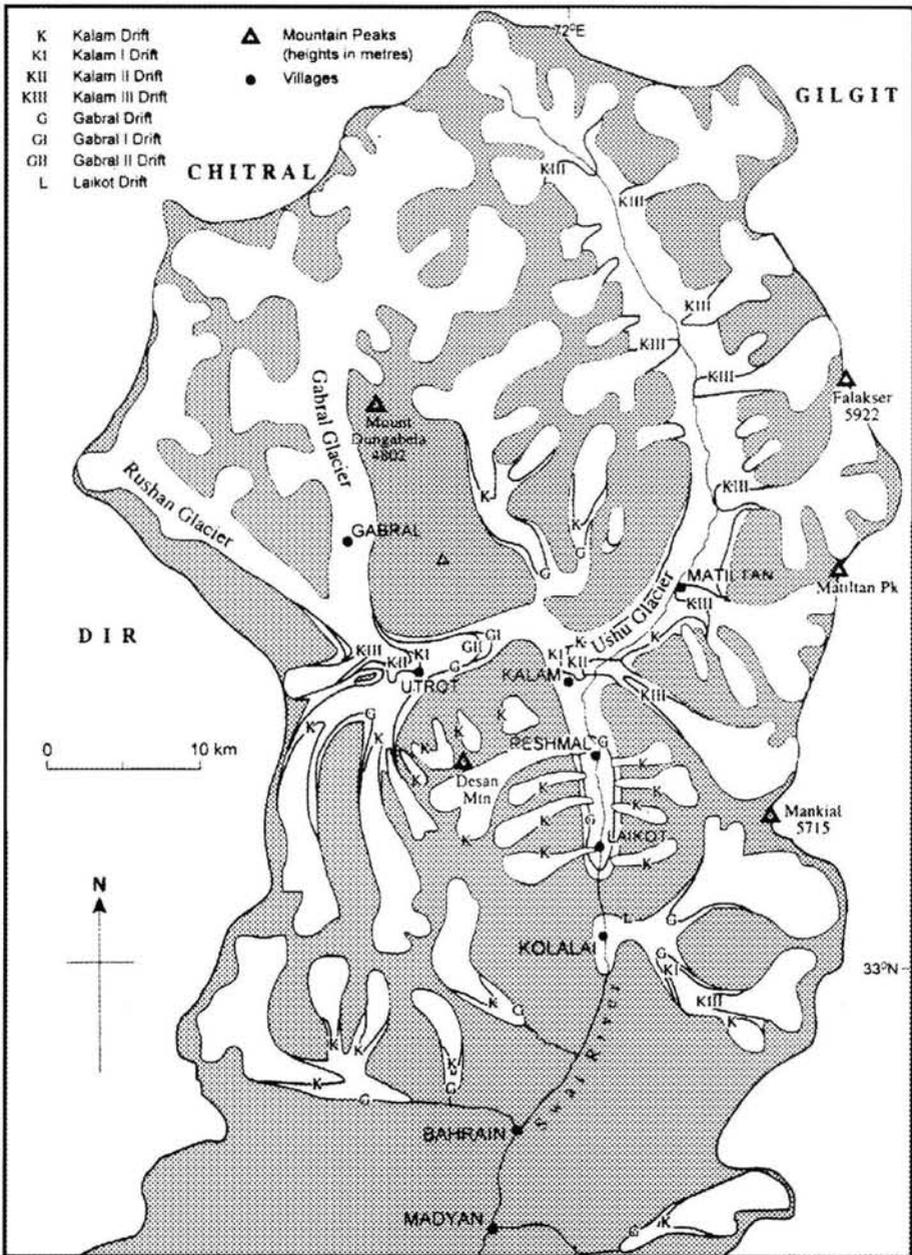


Abb. 5: Ehemalige Gletscherhochstände in Ober-Swat, Kohistan-Hindukusch nach PORTER (1970, verändert): frühes (Laikot), mittleres (Gabral) und letztes (Kalam) Glazial.

Fig. 5: Former glacial maxima in Upper Swat, Kohistan-Hindu Kush after PORTER (1970, revised): early (Laikot), middle (Gabral) and last (Kalam) glacial stage.

SERODT (1989b) stellte die Moränen von Kalam und diejenigen von Battakundi im Kaghan-Gebiet (s. Kap. 4.2) in eine Phase.

OWEN et al. (1992) datierten die Lößdecken auf

den Terrassen mittels der Thermolumineszenz-Methode (TL). Die insgesamt eher jungen Alter sind auf Resedimentierungen zurückzuführen, dennoch geben sie Mindestalter der unterlagernden Terrassen an. So ist der auf der Gabral-Ter-

rasse liegende Schwemmlöß um 20 ky alt, der auf der Kalam-Terrasse liegende um 7 ky alt (Tab. 2). Die Autoren stellten daher das Laikot-Stadial in das frühe Letztglazial, das Gabral-Stadial in die Phase des LGM und das Kalam-Stadial in das Neoglazial.

Untersuchungen von RICHARDS et al. (2000) lieferten die neuesten absoluten OSL-Daten von verschiedenen Sedimenten (Tab. 2, Abb. 4): Das Gabral-II-Stadial hat ein Alter von 77 ky und wäre demnach auch hier in das Letztglazial zu stellen. Das Kalam-I-Stadial datiert 38 ky und repräsentiert eine Vorstoßphase während des jüngeren Letztglazials.

Aus allen Untersuchungen ergibt sich das Bild einer ausgeprägten letztglazialen Vergletscherung mit vier Stadien und einem im globalen Vergleich frühen „regionalen LGM“.

### 3. 3 Ghizar-Gebiet

Für das Ghizar-Gebiet zwischen dem nach Chitral verbindenden Shandur-Paß im Westen und Gilgit im Osten liegen nach wie vor nur wenige Aussagen zur eiszeitlichen Vergletscherung vor. WICHE (1958) lieferte Ergebnisse für den sogenannten „Hindu Raj“ und südlich sich anschließende Gebiete. In dem Tangir- und dem Darel-Tal fand er Moränen in 1800 m bzw. 1470 m ü.M. nahe der Einmündung in das Indus-Tal.

Erst HASERODT (1989b) versuchte einen ersten größeren Gesamtüberblick für das Ghizar-Gebiet (Abb. 2): Ausgehend vom vereisten Shandur-Difffluenzpaß (3700 m ü.M.) erstreckte sich ein letztglazialer Gletscher durch das Ghizar-Tal lediglich bis nach unterhalb von Chachi. In dem Gebiet um Chachi (2800-3100 m ü.M.) finden sich zahlreiche Moränen und der auf ein Toteisaustauen zurückgehende Phandar-See (2880 m ü.M.). Dagegen waren die Seitentäler bis nahe ihrer Einmündungen in das Ghizar-Haupttal von Eis erfüllt, so z. B. die Täler Khokush, Shunji, Serbal, Chachi, Batret und Gupis. Für das Shunji-Tal rekonstruierte HASERODT einen 40 km langen spätglazialen Gletscher und eine Schneegrenze bei 4300 m ü.M., d. h. 600 m unterhalb der rezenten (Tab. 3); für das Hochglazial nahm der Autor eine weit ausgedehntere Vergletscherung an. Das Yassin-Tal war im Letztglazial ausgiebig vergletschert, denn nahe der Talausmündung in das Ghizar-Haupttal sind die Talflanken bis zu 250 m hoch mit Moräne verkleidet. Im Yassin-Tal selbst lie-

gen bei 2450 m ü.M. markante spätglaziale Moränen, die den Seitentälern Asambar und Qurkulti entstammen und mit den Sonoghar-Moränen in Chitral vergleichbar sind (s. Kap. 3.1). Während dieses Rückzugsstadiums war dieser Asambar-Qurkulti-Seitentalgletscher 18 km lang. Die Schneegrenze konnte auf 3950 m ü.M. berechnet werden, was einer Depression von 800-900 m gegenüber dem heutigen Wert entspricht (Tab. 3). Für die im „Hindu Raj“ wurzelnden, in das Ghizar-Haupttal mündenden Täler befand sich die letztglaziale Schneegrenze bei 3900 m ü.M., d. h. 1000 m unterhalb der rezenten (Tab. 3). Erst bei der Einmündung des Ishkoman-Tals nordwestlich von Singal im Bereich von Gakuch (1950-2150 m ü.M.) finden sich wieder Moränen im ab hier nun so heißen Gilgit-Haupttal. Diese entstammen jedoch einem Ishkoman-Gletscher, der - sogar in das Haupttal einschwenkend - bis hierher reichte. Dieser hochglaziale Gletscher hatte eine Länge von 110 km.

Im Gegensatz zu HASERODT (1989b) hielten DERBYSHIRE & OWEN (1990) und OWEN (1988, 1989) das Gilgit-Tal auch oberhalb der Hunza-Einmündung für vergletschert, und zwar sowohl im mittleren Yunz-Glazial als auch im frühen Borit-Jheel-Stadial des Letztglazials (Abb. 6) (s. Kap. 4.1).

### 4 Karakorum

Der Karakorum kann heute als besterforschter Hochgebirgsraum Nordpakistans gelten. Glaziomorphologische und glaziologische Studien haben hier eine lange Tradition (DAINELLI 1922; HASERODT 1984, 1989b; HEWITT 1961; KICK 1985; KUHLE 1989; MEINERS 1995, 1997; MERCER 1975; OWEN et al. 1998; OWEN & DERBYSHIRE 1989; PAFEN et al. 1956; PILLEWIZER 1962; SCHNEIDER 1959, 1969; SEARLE 1991; SHRODER 1993; SHRODER et al. 1993; VON WISSMANN 1959; ZHANG XIANGSONG & SHI YAFENG 1980). Insbesondere im Rahmen zweier großangelegter Forschungsprogramme, der *Batura Glacier Investigation Group* (1976, 1979) und des pakistanisch-chinesisch-britischen *International Karakoram Project* (DERBYSHIRE 1984; DERBYSHIRE et al. 1984; GOUDIE et al. 1984; MILLER 1984; SHI YAFENG & ZHANG XIANGSONG 1984; ZHANG XIANGSONG 1984) konnten wertvolle Ergebnisse zur Vergletscherung des Karakorums erarbeitet werden.

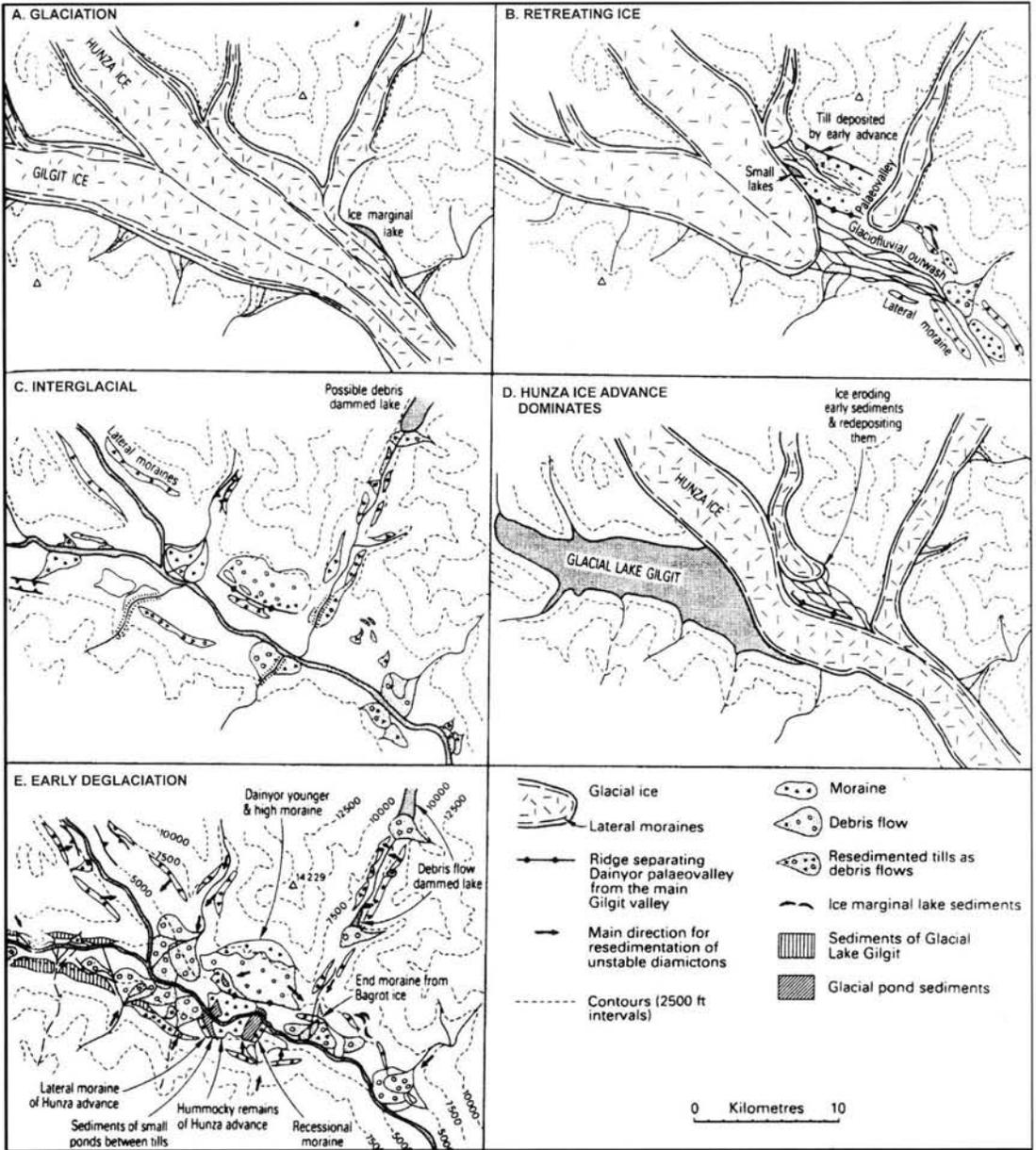


Abb. 6: Gletschervorstöße und -rückzüge in der Konfluenz von Hunza- und Gilgit-Fluß, Gilgit-Gebiet nach OWEN (1989, verändert): A - mittlere (Yunz) Vergletscherung, D - letzte (Borit Jheel) Vergletscherung.

Fig. 6: Glacier advances and retreats in the confluence of Hunza and Gilgit rivers, Gilgit area after OWEN (1989, revised): A - middle (Yunz) glaciation, D - last (Borit Jheel) glaciation.

### 4. 1 Hunza und Gilgit-Gebiet

Erste detaillierte Arbeiten im Hunza-Karakorum gehen zurück auf PAFFEN et al. (1956) und SCHNEIDER (1959). Beide Autoren entwickelten eine Vorstellung von drei Vergletscherungen. SCHNEIDER kam für den Batura-Gletscher zu der Vorstellung,

dass dieser im Pleistozän maximal bis nach Saret in Mittel-Hunza gereicht hat und somit 30 km lang war; der damals 8 km lange Minapin-Gletscher reichte bis nach Hindi. SCHNEIDER sowie PAFFEN et al. und auch HASERODT (1989b) verneinten einen durchgehenden letztglazialen Hunza-Haupt-

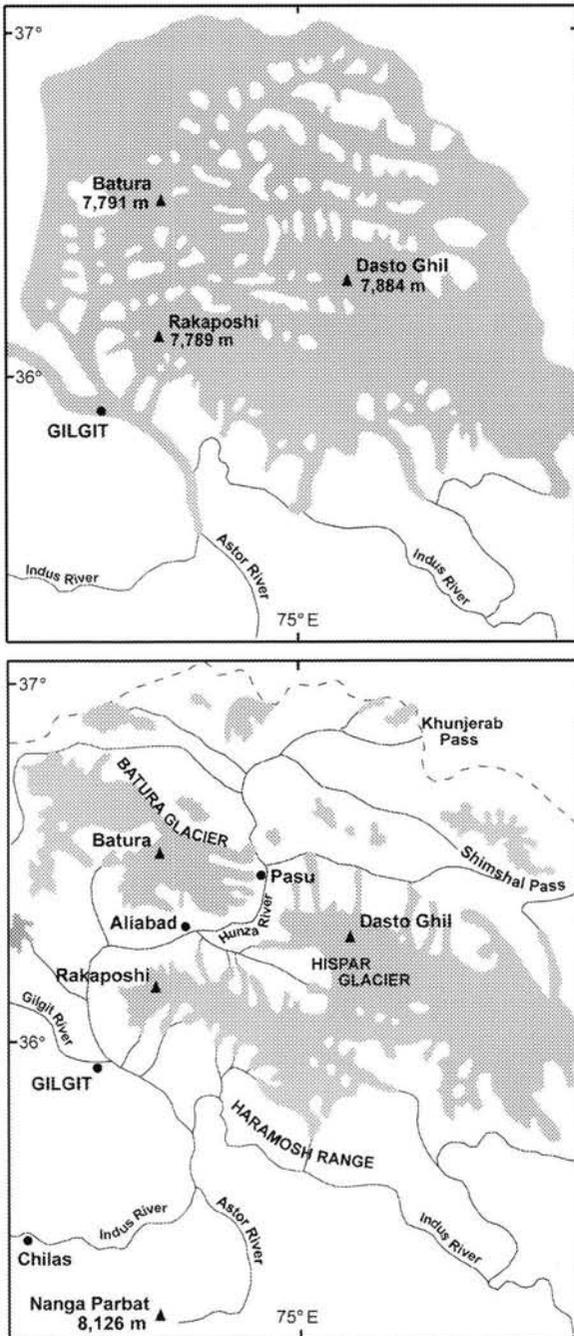


Abb. 7: Heutige Gletscher und letztes (Borit Jheel) Glazial (s. o.) im Hunza-Karakorum nach DERBYSHIRE et al. (1984, Neuzeichnung).

Fig. 7: Present glaciation and last (Borit Jheel) glaciation (s. above) in the Hunza-Karakoram after DERBYSHIRE et al. (1984, new drawing).

talgletscher bis hinab nach Gilgit. Vielmehr interpretierten sie die z. B. bei Chalt, Nager und Khaibar (2680 m ü.M.) liegenden Moränenwälle als Hinterlassenschaften ehemaliger Seitentalgletscher, wobei Paffen et al. diese ins Spätglazial stellten und eine Schneegrenzdepression von 1000 m an (Tab. 3) annahmen; Haserodt sah sie als Maximalstand des Letztglazials an. Letzterer Autor machte weitere Ausführungen zu der Vergletscherung in diesem Raum (Abb. 2): Der Shimshal-Gletscher in Ober-Hunza z. B. endete bereits im mittleren Seitental und stieß nicht bis in das Hunza-Haupttal vor. Das Becken von Sost (2765 m ü.M.) war ein Sammelbecken für zahlreiche Gletscher, die sich hier vereinigten und noch 8 km talabwärts reichten. Einen durchgehenden Talgletscher im oberhalb von Sost gelegenen Kunjerab-Tal hielt der Autor für eher unwahrscheinlich, auch wenn der Kunjerab-Paß (4748 m ü.M.) selbst vergletschert gewesen sein muß. Im nordwestlich von Gilgit gelegenen Naltar-Kal endete der spätglaziale Gletscher 30 km talabwärts des heutigen Gletschers in 2300 m ü.M. Für das Spätglazial nannte die Batura Glacier Investigation Group (1979) am Batura-Gletscher eine Schneegrenzdepression von 700-800 m gegenüber der rezenten Schneegrenze, die im Mittel bei 5000 m ü.M. liegt. Den gleichen Wert für die rezenten Schneegrenze bestimmten auch Shi Yafeng & Zhang Xiangsong (1984), während Visser (1928) mit 4800-5200 m ü.M. genauere Angaben machte.

Dieser Auffassung einer weniger intensiven Vergletscherung widersprachen Derbyshire et al. (1984), die für Hunza drei intensive Glaziale rekonstruierten, wobei für das Letztglazial drei Stadiale ausgewiesen wurden (Tab. 1, Abb. 4). Ein frühes Glazial (Shanoz) war durch eine ausgedehnte Vergletscherung geprägt. Das folgende mittlere Glazial (Yunz) wurde auf > 139 ky datiert (Tab. 2). Das Letztglazial ist zweigeteilt: Seine maximale Ausdehnung hat der Hunza-Gilgit-Indus-Talgletscher in einem frühen Stadal (Borit-Jheel, 65 ky) erreicht und war bis auf 1300 m ü.M. hinab zur Astar-Taleinmündung in das Indus-Tal vorgestoßen (Abb. 7). Im zweiten Stadal (Gulkin I, < 47 ky) war die Vergletscherung bereits weniger ausgedehnt. Das Spätglazial (Gulkin II) war schließlich geprägt von Vorstößen der Seitentalgletscher in ein eisfreies

Gilgit-Indus-Tal, wobei letzteres oft blockiert wurde, und sich infolgedessen Seen aufstauten. Für das Holozän stellten die Autoren einen neoglazialen Stand (Batura), einen LIA-Stand (Pasu I) sowie einen rezenten Stand (Pasu II) fest.

OWEN (1989), SHRODER (1984) und SHRODER et al. (1989, 1993) griffen diese glaziale Chronologie auf (Tab. 1). Sie rekonstruierten einen Batura-Gletscher, der im frühen Glazial (Shanoz) 250 km weit durch das Hunza- und Gilgit-Tal bis Chilas, also weit in das Indus-Tal hinab, reichte. Im Gegensatz zu DERBYSHIRE et al. (1984) sahen sie den vorletzeglazialen Indus-Tal-gletscher (Yunz) jedoch noch weiter talabwärts bis Shatial (850 m ü.M.) reichen (s. Kap. 6), womit dieses mittlere Glazial die ausgedehnteste Vergletscherung repräsentiert. OWEN (1988) lieferte zusätzlich eine Vorstellung von der Vergletscherung im Raum Gilgit (Abb. 6): Während sich Hunza- und Gilgit-Gletscher hier im mittleren Yunz-Glazial vereinigten, reichte im Borit-Jheel-Stadial lediglich der Hunza-Gletscher hinab, der das Gilgit-Tal blockierte und einen See aufstaute. Alle hier genannten Autoren stellten darüber hinaus die beiden Gulkhin-Stadiale ins

Holozän, wobei das Gulkhin-II-Stadial einen Stillstand des Gulkhin-I-Stadials darstellt.

RICHARDS et al. (2000) schließlich verbesserten diese Chronologie aufgrund ihrer OSL-Daten (Tab. 2): Der bisher als mittleres Glazial bestimmte Yunz-Stand, dessen Gletscher bis hinab nach Shatial reichte, hat demnach ein Alter von 60 ky und muß daher als „regionales LGM“ angesehen werden. Des weiteren repräsentiert das bislang als rLGM interpretierte Borit-Jheel-Stadial mit 27 ky ein regionales spätglaziales Stadial, währenddessen der Indus-Gletscher in Chilas endete.

Holozäne Gletscherstände wurden von HASERODT (1989b) beschrieben. So kann die Große Lateral-Moräne („GLM“ nach HASERODT 1984) des Mulungutti-Gletschers in Shim Shal als historische Form mit neoglazialen Anteilen angesehen werden. Morphologisch ähnliche GLM wurden für andere Gebiete auf ca. 280 Jahre vor heute datiert (s. Kap. 4.2). Ein allgemeiner Gletscherrückgang seit etwa 1910-1920 gilt nach Untersuchungen an zahlreichen Gletschern, wie z. B. Biafo, Chogo-Lungma, Hispar, Minapin und Hoppa, mittlerweile als erwiesen (KICK 1985).

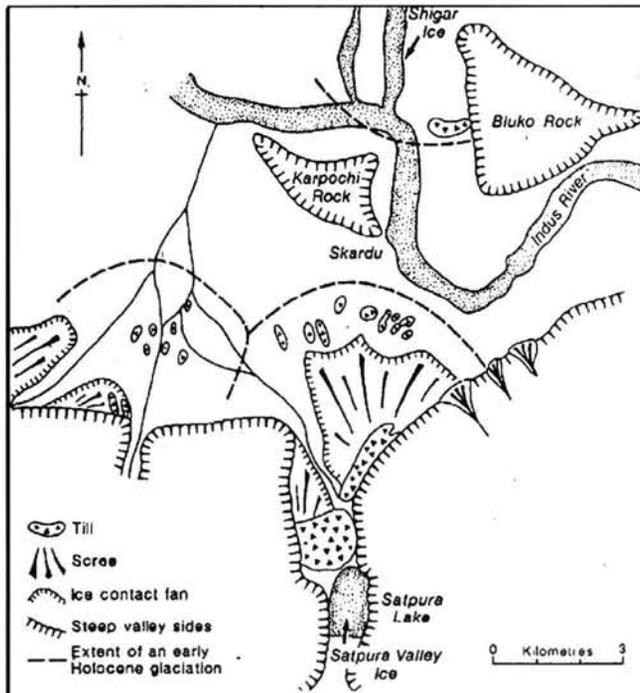


Abb. 8: Frühholozäne Gletschervorstöße im Skardu-Becken, Karakoram, nach OWEN (1988).

Fig. 8: Early Holocene glacier advances in the Skardu basin, Karakoram, after OWEN (1988).

## 4.2 Rakaposhi und Haramosh

Nach HASERODT (1989b) stießen vom Rakaposhi-Massiv im Hochletztglazial zahlreiche Gletscher die Seitentäler hinab (Abb. 2). So querte im Westen der Jaglot-Gletscher sogar das Hunza-Tal bei 1750 m ü.M. und reichte bis an die gegenüberliegende Talflanke. Ein spätglazialer Gletscherstand ist im Jaglot-Tal noch in 2550 m ü.M. zu erkennen. Ähnliches gilt für den Bagrot-Gletscher, der im Hochletztglazial mit 25 km Länge bis nach Oshikandaz (1600 m ü.M.) in das Gilgit-Tal hinabreichte. Neoglaziale Anteile stellten RÖTHLISBERGER (1986) sowie RÖTHLISBERGER & GEYH (1985) in der GLM des Burchee-Gletschers in Ober-Bagrot fest. Die Autoren postulierten deshalb einen markanten Gletschervorstoß zwischen 3600 und 3200 Jahren vor heute. Tieferliegende GLM-Bereiche wurden auf um 585 bzw. 190 Jahre vor heute datiert und entsprechen damit einem historischen Alter. HASERODT (1989b) datierte dieselbe GLM durch Baumringauszählungen auf mindestens 260-290 Jahre vor heute; ein vergleichbares Alter kann für

die GLM der Gletscher Barpu, Jaglot und Hoppargelten. Die an die GLM des Burchee-Gletschers innen anlagernden Moränen interpretierte der Autor als Hochstand zwischen 1880 und 1920. SCHNEIDER (1969) gab für das Rakaposhi-Massiv einen rezenten Schneegrenzwert von 4500-5400 m ü.M. je nach Exposition an.

Auch am steilwandigen Haramosh-Massiv nahm HASERODT (1989b) solche Vorstöße an (Abb. 2). Ein vereinigter Mani-Baskei-Khaltoro-Gletscher stieß im Hochletztglazial bis fast in das eisfreie Indus-Tal bei Sassi (1500 m ü.M.) vor, wo markante Seitentalmoränen liegen. Der Mani-Gletscher war dabei 12 km länger als der rezente. Im Spätglazial reichte dieser Gletscher noch bis auf 2100 m ü.M. hinab. WICHE (1958) nahm hingegen die pleistozänen Endlagen von Mani- und Baskei-Gletscher nur 3-4 km unterhalb der heutigen liegend an. Und während WICHE (1959) die GLM des Mani-Gletschers, die den Kutual-See (3260 m ü.M.) umkränzen, noch ins Spätglazial stellte, sah HASERODT (1989b) sie als holozäne Formen an. Gleiches gilt für die GLM des nahen Baskei-Gletschers.

#### 4. 3 Baltistan

Schon DAINELLI (1922) hielt das Skardu-Becken und einige Haupttäler Baltistans für ehemals intensiv und mehrfach vergletschert. OWEN (1988) bemerkte eine Reihe von Planationsoberflächen, wovon er diejenige in Höhen von 5000-5400 m ü.M. als präpleistozän hielt. HASERODT (1989b) beschrieb Moränen auf dem sogenannten Skardu-Berg, die wahrscheinlich einem älteren Glazial entstammen. An der Westflanke des Skardu-Bekens bei Ponedas wird der Kachura-See (2319 m ü.M.) durch Wallmoränen abgedämmt. Sie wurden im LGM von einem 35 km langen Shigar-Gletscher abgelagert, der in den äußersten NW-Bereich des Skardu-Beckens einschwenkte (Abb. 2). 7 km südlich von Skardu verbaute ein spätglazialer Seitentalgletscher das damals eisfreie Indus-Tal und staute den Satpara-See auf. Und auch bei Skardu selbst liegen spätglaziale Wallmoränen. HASERODT hielt das Indus-Tal zwischen Skardu und Gilgit-Taleinmündung für - von Seitentalvorschüben abgesehen - im gLGM weitgehend eisfrei. Moränen solcher tributären Gletscher beschreibt er für Shengus (1800-1950 m ü.M.) und in der Talweitung von Rondu (2050-2150 m ü.M.). Ob dieser Engtalabschnitt des Indus zu jener Zeit jedoch tatsächlich eisfrei gewesen ist, muß heute bezwei-

felt werden. Für das Holozän konnte OWEN (1988) Gletschervorstöße aus den Seitentälern beschreiben, die im Skardu-Becken endeten (Abb. 8).

#### 4. 4 K2-Region

In der nördlich des K2 gelegenen Karakorum-Nordabdachung fand KUHLE (1989, 1998) auf mehreren Transfluenzspässen Anzeichen einer ausgedehnten Vergletscherung, so z. B. auf dem Shimshal-Paß oder auf dem das Muztagh- mit dem Shaksgam-Tal verbindenden Paß. Der Autor rekonstruierte eine mindestens 250 m mächtige Eisdecke auf den Pässen selbst, weshalb er ein ausgedehntes Karakorum-Aghil-Kunlun-Eisstromnetz postulierte.

#### 5 West-Himalaya

Wie für den Karakorum kann auch für den pakistanischen West-Himalaya auf eine lange glazial-morphologische und glaziologische Forschungstradition zurückgeblückt werden (BISHOP et al. 1995, 1998; HASERODT 1989b; FINSTERWALDER 1937; HOLMES 1993; HOLMES & STREET-PERROT 1989; KICK 1996; LOEWE 1924; OESTREICH 1906; OWEN et al. 1998; PHILLIPS et al. 2000; RICHARDS et al. 2000; SHRODER 1993; SHRODER et al. 1989, 2000; DE TERRA 1938; TROLL 1938; WADIA 1932/33).

#### 5. 1 Nanga Parbat

Für den Nanga Parbat stellte SCOTT (1992) zwei Hauptvergletscherungen im mittleren und letzten Glazial, während dessen die Gletscher 15 bzw. 12 km länger waren als heute, und einen weiteren kleineren Vorstoß im Astor-Tal fest (Abb. 9). Die Autorin verglich dabei die Gletscherstände mit Phasen im Hunza-Karakorum (vgl. Kap. 4.1): Zwei Stillstände im mittleren Astor-Tal entsprechen dem Yunz-Glazial (mittleres Glazial) und dem Borit-Jheel-Stadial (letztes Glazial); ein Stillstand in den unteren Abschnitten der größeren Seitentäler Rupal, Rhakiot und Rama kennzeichnet das Gulkhin-I-Stadial (letztes Glazial); das Gulkhin-II-Stadial wird durch in diesen Tälern weiter talaufwärts liegende Sedimente belegt; Eiskontaktsedimente nahe den heutigen Gletscherenden datieren in das Batura-Stadial (frühes Holozän); schließlich verkörpert die GLM die historischen Stände Pasu I und II. Während all dieser Vorstöße hat nach SCOTT der Astor-Talgletscher niemals bis in das - im gLGM vergletscherte - Indus-Tal hinabgereicht.

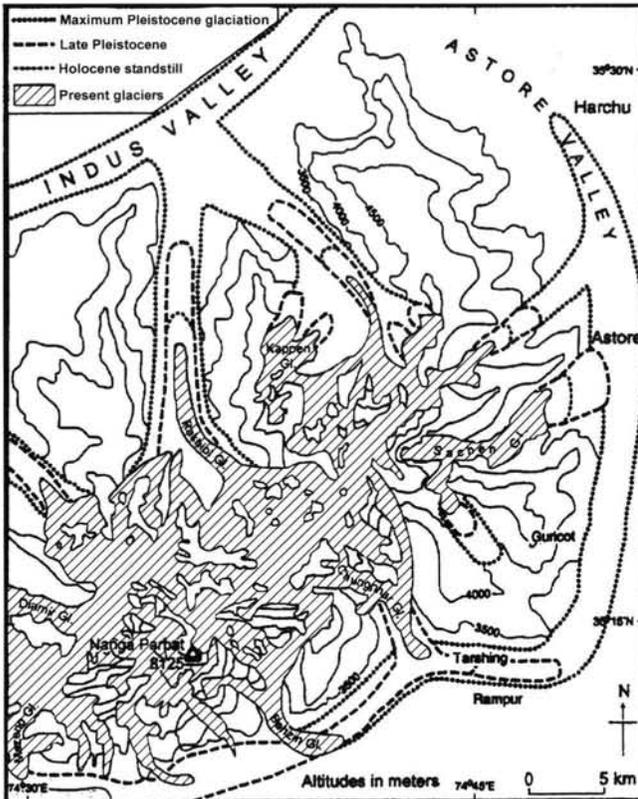


Abb. 9: Ehemalige Gletschervorstöße am Nanga Parbat, Himalaya, nach SCOTT (1992, publiziert in OWEN et al., 2000:78, verändert).

Fig. 9: Former glacier advances at Nanga Parbat, Himalaya, after SCOTT (1992, published in Owen et al., 2000:78, revised).

SLOAN et al. (1998) und PHILLIPS et al. (2000) interpretierten zwei letztglaziale Stadiale, die laut kosmogener ( $^3\text{He}$ ) Datierungen um 56 ky und 35 ky stattfanden (Tab. 2). Der letzte Gletscherrückzug aus dem Mündungsbereich des Astors in das Indus-Tal nahe der Lichar-Verwerfung erfolgte nach OSL-Datierungen von RICHARDS et al. (2000) um 27 ky (Tab. 2), womit diese Autoren die letzte große Indus-Haupttalvergletscherung angezeigt sahen. PHILLIPS et al. (2000) argumentierten jedoch dagegen, dass aufgrund der während des OIS-2-Stadiums vorherrschenden ariden Klimas ein solcher spätglazialer Gletschervorschub ausgeschlossen sei.

OWEN et al. (2000) zeigten, dass im Anschluß an das rLGM noch während des Spätglazials mindestens zwei Gletschervorstöße oder Stillstandsphasen sowie im Holozän mindestens drei begrenzte Vorstöße stattfanden. Auch PHILLIPS et al. (2000) beschrieben und datierten mehrere holo-

zäne Vorstöße in verschiedenen Seitentälern am Nanga Parbat (Abb. 10, Tab. 2).

KUHLE (1989, 1996a u. b) untersuchte ausführlich das Nanga Parbat Massiv und rekonstruierte ein ausgedehntes Eisstromnetz im letzten Hochglazial. Nach ihm hat die damalige Schneegrenze bei 3400-3700 m ü.M. gelegen, während sie heute bei 4600-5300 m ü.M. zu finden ist (Tab. 3).

## 5. 2 Kaghan-Gebiet

Im Kaghan-Gebiet zog HASERODT (1989b) insbesondere die ausgedehnten Hochtalböden, wie z. B. um Gittidas, als pleistozäne Nährgebiete nach Plateaugletschertyp zur Rekonstruktion der Gletscherausdehnung heran (Abb. 2). Im Kaghan-Kunhar-Tal selbst bei Battakundi (2620 m ü.M.) konnte der Autor Zeugen älterer Glaziale entdecken, die er aufgrund ihrer Lage und Morphologie mit ähnlichen Relikten in Chitral (HASERODT 1989b) und Ober-Hunza (SCHNEIDER 1959; PAFFEN et al. 1956; DERBYSHIRE et al. 1984) verglich. Sie liegen hier in 2950-3100 m ü.M., d. h. 300-450 m oberhalb der letztglazialen Moränen. Die letztglaziale Eisbefüllung des Tals nahm HASERODT bis in den mittleren Talabschnitt an. Talabwärts bei Kaghan-Ort (2022 m ü.M.) stießen lediglich noch mehrere Seitentalgletscher in das hier eisfreie Haupttal

vor. Talaufwärts bei Battakundi (2620 m ü.M.) sind dagegen in der Dadar-Nar-Seitentaleinmündung gestaffelte hoch- bis spätglaziale Wallmoränen erhalten. Zu dieser Zeit hatte der Dadar-Nar-Gletscher somit eine Länge von 16 km. In dem Saif-ul-Muluk-Seitentale liegt bei 3214 m ü.M. ein See, der durch spätglaziale Moränen abgedämmt worden ist. HASERODT nahm bei einer rezenten Schneegrenze von 4600 m ü.M. eine letztglaziale Depression auf 3500-3600 m ü.M. an (Tab. 3).

## 5. 3 Deosai-Plateau

Nach DAINELLI (1922) waren das ausgedehnte Deosai-Plateau und die Deosai-Kette mit ihren 5000-5600 m hohen Gipfeln gänzlich vergletschert. Aus der Kette reichte ein 25 km langer Tukshan-Gletscher bis in das nördlich liegende, im Hochglazial eisfreie Indus-Tal hinein. Dieser Auffassung schloß sich HASERODT (1989b) an (Abb. 2).

### 6 Indus-Tal

Seit langer Zeit gibt es eine Kontroverse zu der Frage, ob, wann und wie intensiv das untere und mittlere Indus-Tal vergletschert war, d. h. also vor allem auch, wie weit ein Haupttalgletscher vorrang. Die Existenz von Moränen und lakustrischen Stauseesedimenten wurde dabei von keinem Autor negiert, doch während die einen das Indus-Tal selbst im Mittel- und/oder Letztglazial tief hinab und hoch vergletschert sahen, interpretierten die anderen die glazialen Sedimente zumindest für das Letztglazial als von Seitentalgletschern abgelagert. Früh verwarf man allerdings die Vorstellung von TRINKLER (1932) von einem sogar bis ins Gebirgsvorland reichenden Indus-Gletscher; bereits LOEWE (1924) hatte für ein im Letztglazial

völlig eisfreies Indus-Tal argumentiert. Auch HASERODT (1989b) sah das mittlere Indus- sowie das untere Gilgit-Tal, ja sogar das untere Hunza-Tal bis oberhalb von Chalt im Letztglazial als ehemals völlig bzw. streckenweise eisfrei an (Abb. 2). Letztglaziale Seitentalgletscher haben ihm zufolge nur in den Fällen des Astor-Tals und des Rakhiot-Tals am Nanga Parbat und der Täler bei Shatial (850 m ü.M.) bis hinab in das Indus-Tal gereicht und Endmoränen hinterlassen.

Die Vorstellung einer letztglazialen Vergletscherung des mittleren Indus scheint mittlerweile jedoch eher gesichert - lediglich über die Lage des maximalen Eisrandes besteht noch Uneinigkeit (DERBYSHIRE et al. 1984; DESIO & OROMBRELLI 1971; KUHLE 1996a u. b; NORIN 1925; OWEN 1989; SHRODER et al. 1989, 1993). Nach den jüngsten Geländebeobachtungen und OSL-Datierungen nach RICHARDS et al. (2000) hat der Indus-Gletscher - vom Hunza- über das Gilgit-Tal in das Indus-Tal hineinreichend - dabei wahrscheinlich bei Shatial geendet (s. Kap. 4.1). Die kosmogenen Datierungen von PHILLIPS et al. (2000) stehen mit dieser Vorstellung einer ausgedehnten Vereisung während des OIS-2 allerdings in Konflikt; die Autoren beschrieben vielmehr zwei Hauptvergletscherungen im OIS-3.

KUHLE (1989, 1996a u. b) rekonstruierte ein ausgedehntes Eisstromnetz und kalkulierte im Bereich der Rakhiot-Brücke eine Eismächtigkeit von 1800-1900 m. Die ausgiebigste Eisausweitung postulierte jedoch XU DAOMING (1991), der einen vorletztglazialen Eisschild mit dem Karakorum als Zentrum und eine letztglaziale Eiskappe in Höhen oberhalb von 4600 m ü.M. mit mächtigen Talgletschern für möglich hielt, obschon seine errechnete Schneegrenzdepression nicht größer als die anderer Autoren ist (Tab. 3).

### 7 Fazit

Der Vergleich der Verhältnisse im östlichen Hindukusch, im Karakorum und im West-Himalaya Pakistans hält folgende Hauptergebnisse fest:

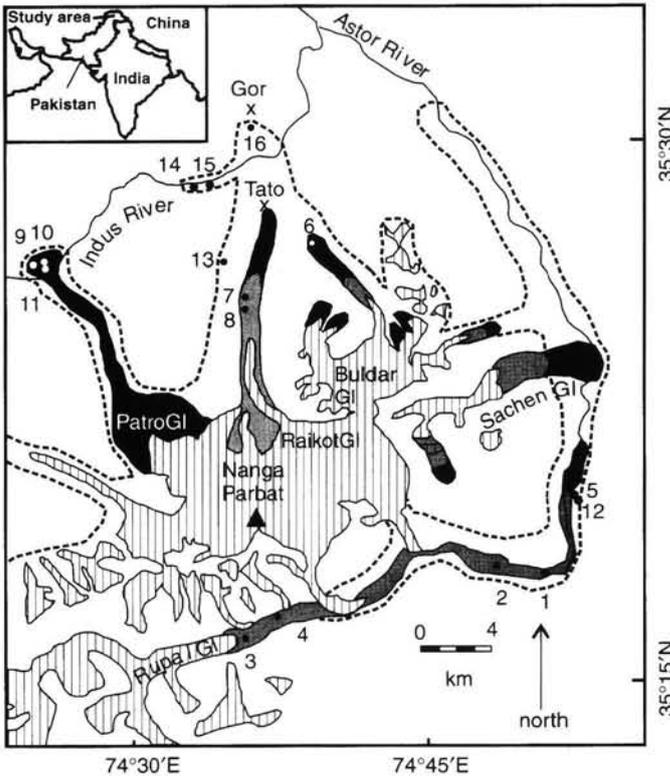


Abb. 10: Ehemalige Gletschervorstöße am Nanga Parbat, West-Himalaya nach PHILLIPS et al. (2000). Gestreift: Rezente Gletscher; Schwarz: maximale Ausdehnung im Holozän; Schattiert: mittelholozäner Vorstoß und/oder Stillstand; Gestrichelte Linie: maximale Ausdehnung während des Sauerstoff-Isotopen-Stadiums 3 (OIS-3).

Fig. 10: Former glacier advances at Nanga Parbat, West-Himalayas after PHILLIPS et al. (2000). Ruled pattern: modern glaciers; black: maximal extent during Holocene; shaded: mid-Holocene readvance and/or stillstand; dashed line: maximal extent of glaciers during Oxygen Isotope Stage 3 (OIS-3).

- (1) Mit dem Einsatz der neusten Datierungsmethoden und deren ständiger Präzisierung können zunehmend exaktere Alterseingrenzungen vorgenommen werden. Im allgemeinen scheint sich dabei abzuzeichnen, dass viele vorliegende Chronologien der glazialen Geschichte der Region sehr viel jünger einzustufen sind als bisher angenommen. SHRODER (pers. Mitteilung) favorisiert mittlerweile das Modell dreier Hauptvergletscherungen zwischen ~60-50 ky, ~40-30 ky und ~9-5 ky. Im Lichte der extremen Hebung und der höchsten heute bekannten Erosionsraten der Erde überhaupt erscheinen ihm die oben beschriebenen ausgedehnten Vergletscherungen des Letztglazials allerdings plausibel.
- (2) Die glaziale Geschichte mit ihren verschiedenen Phasen und Ereignissen verlief in den drei nordpakistanischen Hochgebirgen Hindu-kusch, Karakorum und West-Himalaya während des frühen und mittleren Letztglazials *synchron*. Darüber hinaus scheint das Letztglazial in diesem Raum jedoch *asynchron* zu dem in der restlichen Nordhemisphäre und dem restlichen Hochasien, wie z. B. dem östlichen Himalaya, verlaufen zu sein. Insbesondere muß das „regionale“ *Last Glacial Maximum* (rLGM) in das frühe bzw. mittlere letzte Glazial zwischen 70 und 30 ky gestellt werden. Während der „globalen“ Maximalausdehnung (gLGM) waren die nordpakistanischen Hochgebirge aufgrund von Aridität lediglich minimal vergletschert. Erst im Spätglazial/Frühholozän erfolgte ein erneuter Gletschervorstoß, doch war dieser weitaus unbedeutender, denn es handelte sich vornehmlich um Seitentalvergletscherungen. Insgesamt scheint das Holozän relativ synchron zum Geschehen in der übrigen nördlichen Hemisphäre verlaufen zu sein.

Als Ursachen der diagnostizierten Vergletscherungsphasen müssen veränderte Klimabedingungen und hierbei insbesondere veränderte hygrische Verhältnisse angesehen werden. Selbstverständlich üben auch tektonische Bewegungen durch die Erhöhung bzw. Erniedrigung der Reliefenergie auf lokale und vielleicht auch regionale klimatische Verhältnisse Einfluß aus, doch reichen sie als Erklärungsmodell allein nicht aus. Vielmehr scheint es auch zu Verlagerungen des sensiblen asiatischen Monsun-Systems gekommen zu sein, was die asynchronen glazialen Verläufe im westlichen Himalaya-Karakorum-Hindukusch-System auf der einen

Seite und dem östlichen Himalaya und Tibet auf der anderen Seite erklären kann (BENN & OWEN 1998; CLEMENS et al. 1991; EMEIS et al. 1995; RICHARDS et al. 2000). Schon AN ZHISHENG et al. (1991) leiteten Schwankungen des ostasiatischen Monsunklimas aus Profilen des chinesischen Löß-plateaus ab.

## 8 Ausblick

Es bestehen in allen Untersuchungen nach wie vor Unsicherheiten bzgl. der Ausmaße und der Zeiträume der einzelnen Glaziale bzw. Stadiale in dem Gesamttraum. Es bleibt zu überprüfen, inwieweit den in jüngerer Zeit immer häufiger durchgeführten absoluten Datierungen Vertrauen geschenkt werden kann. Dies gilt um so mehr, wenn zuvor mittels relativer Korrelationen aufgestellte Strati-graphien aufgrund einzelner absoluter Datierungen eine neue Einordnung erfahren sollen. Die Methoden der absoluten Altersdatierung stellen jedoch ein wichtiges Instrument in der Landschafts- und Klimarekonstruktion dar, das nur durch seinen Einsatz perfektioniert werden kann. Weitere Datierungen, vor allem an unsicheren Lokalitäten, sollten daher folgen. Auch andere Methoden wie die Satellitenbildinterpretation mit multitemporalem Ansatz zur Schnee- und Eisbedeckung sowie der Einsatz von digitalen Höhenmodellen können sowohl das rezente glaziale System als auch das Niederschlagssystem besser zu verstehen helfen (BISHOP et al. 1995, 1998; BISHOP & SHRODER 1999). Die Ergebnisse solcher Untersuchungen sollten Eingang finden in Modellrechnungen zur glazialen Vergangenheit und zum Klimageschehen, so wie sie z. B. von BÖHNER (1996) durchgeführt wurden oder zur Zeit im Rahmen des *International Geological Correlation Programme (IGCP) 415* angestellt werden.

## 9 Schriftenverzeichnis

- AN ZHISHENG, KULKA, G. J., PORTER, S. & XIAO, J. (1991): Magnetic susceptibility evidence of monsoon variations on the loess plateau of Central China during the last 130.000 years. - *Quat. Res.*, **36**: 29-36.
- Batura Glacier Investigation Group (1976): Investigation report on the Batura Glacier in the Karakoram Mountains, the Islamic Republic of Pakistan (1974-1975). - Batura Investigation Group, Engineering Headquarters, Beijing.
- Batura Glacier Investigation Group (1979): The Batura Glacier in the Karakoram Mountains and its variations. - *Sci. Sinica*, **22**: 959-974.
- BENN, D. & LEHMKUHL, F. (2000): Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. - *Quat. Int.*, **65/66**: 15-29.

- BENN, D. & OWEN, L. A. (1998): The role of the Indian summer monsoon and the mid-latitude westerlies in Himalayan glaciation: Review and speculative discussion. - *J. Brit. Geol. Soc.*, **155**: 353-363.
- BISHOP, M. P. & SHRODER, J. F. (1999): SPOT panchromatic imagery and neural networks for information extraction in a complex mountain environment. - *Geocarto Int.*, **14**: 17-26.
- BISHOP, M. P., SHRODER, J. F., HICKMAN, B. L. & COPLAND, L. (1998): Scale-dependent analysis of satellite imagery for characterization of glacier surfaces in the Karakoram Himalaya. - *Geomorphology*, **21**: 217-232.
- BISHOP, M. P., SHRODER, J. F. & WARD, J. L. (1995): SPOT multispectral analysis for producing supraglacial debris-load estimates for Batura Glacier, Pakistan. - *Geocarto Int.*, **10**: 81-90.
- BÖHNER, J. (1996): Säkulare Klimaschwankungen und rezente Klimatrends Zentral- und Hochasiens. - *Göttinger Geogr. Abh.*, **101**; Göttingen.
- BROOKFIELD, M. E. (1993): Miocene to Holocene uplift and sedimentation in the northern Himalaya and adjacent areas. - In: SHRODER, J. F. [Ed.]: *Himalaya to the Sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary*: 43-71, London.
- BUCHROITHNER, M. F. (1985): Geological map of the Tirich Mir (Hindu Kush - Pakistan), scale 1:50.000. - *Jb. Geol., B-A*.
- BURBANK, D. W. & CHENG, K. J. (1991): Relative dating of Quaternary moraines, Rongbuk Valley, Mount Everest, Tibet: Implications for an ice sheet on the Tibetan Plateau. - *Quat. Res.*, **19**: 1-18.
- BURBANK, D. W. & JOHNSON, G. D. (1982): Intermontane basin development in the past 4 myr in the north-west Himalaya. - *Nature*, **298**: 432-436.
- CLEMENS, S., PRELL, W., MURRAY, D., SHIMMELD, G. & WEEDON, G. (1991): Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. - *Nature*, **353**: 720-725.
- DAINELLI, G. (1922): Studi sul glaciale. Spedizione Italiana de Filippi nell' Himalaia, Caracorum e Turchestan Cinese (1913-1914). - *Serie II*, **5.3**.
- DERBYSHIRE, E. (1984): Sedimentological analysis of glacial and proglacial debris: a framework for the study of Karakoram glaciers. - In: MILLER, K. J. [Ed.]: *The International Karakoram Project*, **1**: 347-364; Cambridge.
- DERBYSHIRE, E., LI JIJUN, PERROT, F. A., XU SHUYING & WATERS, R. S. (1984): Quaternary glacial history of the Hunza Valley, Karakoram Mountains, Pakistan. - In: MILLER, K. J. [Ed.]: *The International Karakoram Project*, **2**: 456-495; Cambridge.
- DERBYSHIRE, E. & OWEN, L. A. (1990): Quaternary alluvial fans in the Karakoram Mountains. - In: RACHOCKI, A. H. & CHURCH, M. [Ed.]: *Alluvial fans: A field approach*: 27-53; Chichester.
- DESIO, A. (1975): Notes on the Pleistocene of central Badakhshan. - *Geology of Central Badakhshan, Italian Expedition to the Karakorum and Hindu Kush*, **3**: 339-409; Leiden.
- DESIO, A. & OROMBELLI, G. (1971): Preliminary note on the presence of a large valley glacier in the middle Indus Valley (Pakistan) during the Pleistocene. - *Atti Accad. Nazionale Lincei*, **51**: 387-392.
- E MEIS, K.-C., ANDERSON, D. M., DOOSE, H., KROON, D. & SCHULZBULL, D. (1995): Sea-surface temperatures and the history of monsoon upwelling in the north-west Arabian Sea during the last 500.000 years. - *Quat. Res.*, **43**: 355-361.
- FINSTERWALDER, R. (1936): Die Formen der Nanga-Parbat-Gruppe. - *Z. Ges. Erdk. Berlin*; **71**: 321-341.
- FINSTERWALDER, R. (1937): Die Gletscher des Nanga Parbat. Glaziologische Arbeiten der Deutschen Himalaya-Expedition 1934 und ihre Ergebnisse. - *Z. Gletscherk.*, **25**: 57-108.
- GARDNER, J. S. & JONES, N. K. (1993): Sediment transport and yield at the Raikot Glacier, Nanga Parbat, Punjab Himalaya. - In: SHRODER, J. F. [Hrsg.]: *Himalaya to the sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary*: 184-197; London.
- GOUDIE, A. S., JONES, D. K. C. & BRUNSDEN, D. (1984): Recent fluctuations in some glaciers of the western Karakoram mountains, Pakistan. - In: MILLER, K. J. [Hrsg.]: *The International Karakoram Project*, **2**: 411-455; Cambridge.
- GRÖTZBACH, E. & RATHJENS, C. (1969): Die heutige und die jungpleistozäne Vergletscherung des afghanischen Hindukusch. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.*, **8**: 58-75.
- HASERODT, K. (1968): Zur quartären Vergletscherung des pakistanischen Hindukusch (Chitral). - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 302-303.
- HASERODT, K. (1982): Die quartäre Vergletscherung am pakistanischen Hindukusch (Chitral). - *Sitzungsber. Mitt. Braunschweiger Wiss. Ges., Sonderbd.*, **6**: 25-27 (und Karte).
- HASERODT, K. (1984): Aspects of the actual climatic conditions and historic fluctuations of glaciers in Western Karakoram. - *J. Central Asia*, **7**: 77-94.
- HASERODT, K. (1989a): Chitral (pakistanischer Hindukusch). Strukturen, Wandel und Probleme eines Lebensraumes im Hochgebirge zwischen Gletschern und Wüste. - In: HASERODT, K. [Hrsg.]: *Hochgebirgsräume Nordpakistans im Hindukusch, Karakorum und Westhimalaya*, *Beitr. Mat. Reg. Geogr.*, **2**: 43-180; Berlin.
- HASERODT, K. (1989b): Zur pleistozänen und postglazialen Vergletscherung zwischen Hindukusch, Karakorum und Westhimalaya. - In: HASERODT, K. [Hrsg.]: *Hochgebirgsräume Nordpakistans im Hindukusch, Karakorum und Westhimalaya*, *Beitr. Mat. Reg. Geogr.*, **2**: 181-233; Berlin.
- HEUBERGER, H. (1980): Die Schneegrenze als Leithorizont in der Geomorphologie. - In: JENTSCH, C. & LIEDTKE, H. [Hrsg.]: *Höhengrenzen in Hochgebirgen*, *Arb. Geogr. Inst. Univ. Saarlandes*, **29**: 35-48; Saarbrücken.
- HEWITT, K. (1961): Karakoram glaciers and the Indus. - *Indus*, **2**: 4-14.
- HOLMES, J. A. (1993): Present and past patterns of glaciation on the northwest Himalaya: Climatic, tectonic and topographic controls. - In: SHRODER, J. F. [Hrsg.]: *Himalaya to the Sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary*: 72-90; London.

- HOLMES, J. A. & STREET-PERROTT, F. A. (1989): The Quaternary glacial history of Kashmir, north-west Himalaya: A revision of de Terra and Paterson's Sequence. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.*, **76**: 195-212.
- JANOTTA, A. (1991): Thermolumineszenzdatierungen als chronometrischer Beitrag zur stratigraphischen Beschreibung von Lößprofilen. - *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **30**; Düsseldorf.
- JANOTTA, A. & BRUNOTTE, E. (1995): Thermoluminescence dating - methodical deficits and insufficient landform analysis. - *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **99**: 29-39.
- KAMP, U. (1999): Jungquartäre Geomorphologie und Vergletscherung im östlichen Hindukusch, Chitral, Nordpakistan. - *Berliner Geogr. Stud.*, **50**; Berlin.
- KAMP, U. (2001a): Die jungquartäre Vergletscherung Chitrals im östlichen Hindukusch, Pakistan. - *Z. Gletscherk. Glazialgeol.*, **36**: 81-106.
- KAMP, U. (2001b): Jungquartäre Terrassen und Talentwicklung in Chitral, östlicher Hindukusch. - *Z. Geomorph. N.F.*, **45**, (im Druck).
- KERSCHNER, H. (1990): Methoden der Schneegrenzbestimmung. - In: LIJDTKE, H. [Hrsg.]: *Eiszeitforschung*: 299-311; Darmstadt.
- KICK, W. (1985): Geomorphologie und rezente Gletscheränderungen in Hochasien. - In: HARTL, W. & ENGELSCHALK, W. [Hrsg.]: *Geographie, Naturwissenschaft und Geisteswissenschaft, Regensburger Geogr. Schr.*, **19/20**: 53-77; Regensburg.
- KICK, W. (1996): Forschung am Nanga Parbat. Geschichte und Ergebnisse. - In: KICK, W. [Hrsg.]: *Forschung am Nanga Parbat, Geschichte und Ergebnisse*, Beitr. Mat. Reg. Geogr., **8**: 1-134; Berlin.
- KUHLE, M. (1986): The upper limit of glaciation in the Himalayas. - *Geo J.*, **13**: 331-346.
- KUHLE, M. (1989): Die Inlandvereisung Tibets als Basis einer in der Globalstrahlungsgeometrie fußenden, reliefspezifischen Eiszeittheorie. - *Petermanns Geogr. Mitt.*, **133**: 265-285.
- KUHLE, M. (1991): Observations supporting the Pleistocene inland glaciation of High Asia. - *Geo J.*, **25**: 133-231.
- KUHLE, M. (1993): Eine Autozyklentheorie zur Entstehung und Abfolge der quartären Kalt- und Warmzeiten auf der Grundlage epirogener und glazialisostatischer Bewegungsinterferenzen im Bereich des tibetischen Hochlandes. - *Petermanns Geogr. Mitt.*, **137**: 133-152.
- KUHLE, M. (1996a): New findings concerning the ice age (Last Glacial Maximum) glacier cover of the East-Pamir, of the Nanga Parbat up to the Central Himalaya and of Tibet, as well as the age of the Tibetan inland ice. - *Geo J.*, **42**: 87-257.
- KUHLE, M. (1996b): Rekonstruktion der maximalen eiszeitlichen Gletscherbedeckung im Nanga-Parbat-Massiv (35°05'-40'N/74°20'-75°E). - In: KICK, W. [Hrsg.]: *Forschung am Nanga Parbat*, Beitr. Mat. Reg. Geogr., **8**: 135-156; Berlin.
- KUHLE, M. (1998): Reconstruction of the 2.4 million km<sup>2</sup> Late Pleistocene ice sheet on the Tibetan plateau and its impact on the global climate. - *Quat. Int.*, **45/46**: 71-108.
- LOEWE, F. (1924): Die Eiszeit in Kaschmir, Baltistan und Ladakh. - *Z. Gesell. Erdk. Berlin*: 42-53.
- LOUIS, F. (1955): Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. - *Geogr. Taschenbuch 1954/1955*: 414-418; Wiesbaden
- MEINERS, S. (1995): Exemplary observations concerning historical to neoglacial glacier stades in the catchment area of the NW-Karakoram (Hispar Muztagh, Batura Muztagh, Rakaposhi Range) and the boundary of ecumene. - Abstracts for the International Symposium on "Karakoram-Hindukush-Himalaya: Dynamics of change", 29.9.-2.10.1995, Islamabad, Pakistan: 28; Islamabad.
- MEINERS, S. (1997): Historical to Post Glacial glaciation and their differentiation from the Late Glacial period on examples of the Tian Shan and the N.W. Karakoram. - *Geo J.*, **42**: 259-302.
- MERCER, J. H. (1975): Glaciers of the Karakoram. - In: FIELD, W. W. [Hrsg.]: *mountain Glaciers of the Northern Hemisphere*, 103 S.; Hannover, New Hampshire.
- MILLER, K. J. [Hrsg.] (1984): *The International Karakoram Project (Volume 1 and 2)*. - Cambridge.
- MIRWALD, P. & ROEMER, H. (1967): Beobachtungen im Wakhan (NE-Afghanistan). - *Erdk.*, **21**: 48-57.
- NORIN, E. (1925): Preliminary notes on the Late Quaternary glaciation of the North Western Himalaya. - *Geogr. Annaler*, **7**: 165-194.
- OESTREICH, K. (1906): Die Täler des nordwestlichen Himalaya. - *Petermanns Geogr. Mitt.*, **155**: 12-42.
- OWEN, L. A. (1988): Terraces, uplift and climate, Karakoram mountains, Northern Pakistan. - Unveröffentlichte PhD-Thesis, University of Leicester.
- OWEN, L. A. (1989): Terraces, uplift and climate in the Karakoram Mountains, northern Pakistan: Karakoram intermontane basin evolution. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.*, **76**: 117-146.
- OWEN, L. A. & DERBYSHIRE, E. (1989): The Karakoram glacial depositional system. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.*, **76**: 33-73.
- OWEN, L. A., DERBYSHIRE, E. & FORT, M. (1998): The Quaternary glacial history of the Himalaya. - *Quat. Proc.*, **6**: 91-120.
- OWEN, L. A., SCOTT, C. H. & DERBYSHIRE, E. (2000): The Quaternary glacial history of Nanga Parbat. - *Quat. Int.*, **65/66**: 63-79.
- OWEN, L. A., WHITE, B. J., RENDELL, H. & DERBYSHIRE, E. (1992): Loessic silt deposits in the western Himalayas: Their sedimentology, genesis and age. - *Catena*, **19**: 493-509.
- OWEN, L., KAMP, U., SPENCER, J. & HASERODT, K. (2002): Timing and style of Late Quaternary glaciation in the eastern Hindu Kush, Chitral, northern Pakistan: a review and revision of the glacial chronology based on new optically stimulated luminescence dating. - *Quat. Int.*, (in Druck).
- PAFFEN, K.-H., PILLEWITZER, W. & SCHNEIDER, H.-J. (1956): *Forschungen im Hunza-Karakoram*. - *Erdk.*, **10**: 1-33.
- PHILLIPS, W. M., SLOAN, V. M., SHRODER, J. F., SHARMA, P., CLARKE, M. L. & RENDELL, H. M. (2000): Asynchronous glaciation at Nanga Parbat, northwest-

- ern Himalaya Mountains, Pakistan. - *Geology*, **28**: 431-434.
- PILLEWIZER, W. (1962): Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien. - *Petermanns Geogr. Mitt.*, **106**: 186-187.
- PORTER, S. C. (1970): Quaternary glacial record in Swat Kohistan, West Pakistan. - *Bull. Geol. Soc. America*, **81**: 1421-1446.
- RICHARDS, B. W., OWEN, L. A. & RHODES, E. J. (2000): Timing of Late Quaternary glaciations in the Himalayas of northern Pakistan. - *J. Quat. Sci.*, **15**: 283-297.
- RÖTHLISBERGER, F. (1986): 10.000 Jahre Gletschergeschichte der Erde, Teil 1 und 2. - Frankfurt a. M.
- RÖTHLISBERGER, F. & GEYH, M. A. (1985): Glacier variations in Himalayas and Karakorum. - *Z. Gletscherk. Glazialgeol.*, **21**: 237-249.
- SCHNEIDER, H. J. (1959): Zur diluvialen Geschichte des NW-Karakorum. - *Mitt. Geogr. Ges. München*, **44**: 201-216.
- SCHNEIDER, H. J. (1969): Minapin - Gletscher und Menschen im NW-Karakorum (Erläuterungen zur Expeditionskarte 1 : 50.000). - *Die Erde*, **100**: 266-286.
- SCOTT, C. H. (1992): Contemporary sediment transfer in the Himalayan glacial system: Implications for the interpretation of the Quaternary record. - Unveröffentlichte PhD-Thesis, University of Leicester.
- SEARLE, M. P. (1991): Geology and tectonics of the Karakoram mountains. - Chichester.
- SEARLE, M. P. & KHAN, M. A. [Hrsg.] (o. A.): Geological map of northern Pakistan and adjacent areas of northern Ladakh and western Tibet (Western Himalaya, Salt Ranges, Kohistan, Karakoram, Hindu Kush) 1 : 650 000.
- SHAKLETON, N. J. & OBDYKE, N. D. (1973): Oxygene isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238. - *Quat. Res.*, **3**: 39-55.
- SHI YAFENG & ZHANG XIANGSONG (1984): Some studies of the Batura Glacier in the Karakoram mountains. - In: MILLER, K. J. [Hrsg.]: *The International Karakoram Project*, **1**: 51-63; Cambridge.
- SHI YAFENG, ZHENG, B. & LI, S. (1992): Last glaciation and maximum glaciation in the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau: A controversy to M. Kuhle's ice sheet hypothesis. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.*, **84**: 19-35.
- SHRODER, J. F. (1984): Batura glacier terminus, 1984, Karakorum Himalaya. - *Geol. Bull. Univ. Peshawar*, **17**: 119-126.
- SHRODER, J. F. (1993): Himalaya to the sea: Geomorphology and the Quaternary of Pakistan in the regional context. - In: SHRODER, J. F. [Hrsg.]: *Himalaya to the sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary*: 1-42; London.
- SHRODER, J. F., BISHOP, M. P., COPLAND, L. & SLOAN, V. F. (2000): Debris-covered glaciers and rock glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. - *Geogr. Annaler*, **82A**: 1-10.
- SHRODER, J. F., KHAN, M. S., LAWRENCE, R. D., MADIN, I. P. & HIGGINS, S. M. (1989): Quaternary glacial chronology and neotectonics in the Himalaya of northern Pakistan. - In: MALINCONICO, C. [Hrsg.]: *Geology of the Western Himalayas*, *Geol. Soc. America Spec. Pap.*, **232**: 275-294; Boulder.
- SHRODER, J. F., OWEN, L. A. & DERBYSHIRE, E. (1993): Quaternary glaciation of the Karakoram and Nanga Parbat Himalaya. - In: SHRODER, J. F. [Hrsg.]: *Himalaya to the Sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary*: 132-158; London.
- SLOAN, V., PHILLIPS, W. M., SHRODER, J. F. & SHARMA, P. (1998): Asynchronous maximum advances of mountain glaciers in the Pakistan Himalaya. - *GSA Abstr. Progr.*, **30**: A-229.
- TERRA, H. DE (1938): Der eiszeitliche Zyklus in Südasien und seine Bedeutung für die menschliche Vorgeschichte. - *Z. Ges. Erdk. Berlin*: 285-296.
- TRINKLER, E. (1932): Geographische Forschungen im westlichen Zentralasien und Karakorum-Himalaya. - *Wissenschaftliche Ergebnisse der Dr. Trinklerschen Zentralasien-Expedition*: **1**; Berlin.
- TROLL, C. (1938): Reliefenergie und Vergletscherung in der Nanga Parbat-Gruppe. - *Z. Gletscherk.*, **26**: 303-307.
- VISSER, P. C. (1928): Von den Gletschern am obersten Indus. - *Z. Gletscherk.*, **16**: 169-229.
- WADIA, D. N. (1932/33): Note on the geology of Nanga Parbat (Mt. Diamir), and adjoining portions of Chilas, Gilgit District, Kashmir. - *Rec. Geol. Survey India*, **66**: 212-234.
- WICHE, K. (1958): Die österreichische Karakorum-Expedition 1958. - *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, **10**: 280-294.
- WICHE, K. (1959): Klimamorphologische Untersuchungen im westlichen Karakorum. - *Verh. Dt. Geographentages*, **32**: 190-203.
- WISSMANN, H. VON (1959): Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien mit Hinweisen auf die Vergletscherung der letzten Eiszeit. - *Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. Math.-Nat. Kl.*, **14**: 1103-1407.
- XU DAOMING (1991): Quaternary glaciation of the north slope of Karakorum mountains. - *Geo J.*, **25**: 233-242.
- ZEITLER, P. K., JOHNSON, N. M., NAESER, C. W. & TAHIRKHELI, R. A. K. (1982): Fission-track evidence for Quaternary uplift of the Nanga Parbat region, Pakistan. - *Nature*, **298**: 255-257.
- ZEITLER, P. K., JOHNSON, N. M., TAHIRKHELI, R. A. K. & NAESER, C. W. (1981): Nanga Parbat massif rates and uplift. - *GSA Abstr. Progr.*, **13**: 587.
- ZHANG XIANGSONG (1984): Recent variations of some glaciers in the Karakoram mountains. - In: MILLER, K. J. [Hrsg.]: *The International Karakoram Project*, **1**: 39-50; Cambridge.
- ZHANG XIANGSONG & SHI YAFENG (1980): Changes of the Batura Glacier in the Quaternary and recent times. - *Professional Papers on the Batura Glacier, Karakoram Mountains*: 173-190; Beijing.
- ZHENG BENXING (1989): Controversy regarding the existence of a large ice sheet on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau during the Quaternary period. - *Quat. Res.*, **32**: 121-123.

## Loess stratigraphy in Dutch and Belgian Limburg

ERIK P. M. MEIJS\*

MEIJS, E. P. M. (2002): Loess stratigraphy in Dutch and Belgian Limburg. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **51**: 115–131; Hannover 2002.

**Keywords:** Loess stratigraphy, quaternary paleopedology, heavy mineral analysis, Belgium, Netherlands.

**Abstract:** Purpose of this paper is constructing a loess-stratigraphical framework for a small region along the Albert Canal in Dutch and Belgian Limburg. Field observation and heavy mineral analysis are central focus of this study.

The large-scale sediment trap environment, at scarpe foots or between river-terraces led to the conservation of thick and differentiated loess sequences. The exposed walls of the widened Albert Canal, loess sections in the adjacent loess-exploitation zone and excavations at four major archeological sites did provide important data. By means of characteristic lithological and paleopedological “marker” horizons, mineralogical and chronological data and correlation with loess sections in Germany, a reliable loess-stratigraphical framework has been constructed. Beginning with the Holsteinian, it is matching marine/ice isotope records and terrestrial lacustrine pollen records. It contains four glacial loess cycles with five intercalated interglacial paleosols on top of the Rothem river terrace of the Maas.

### [Lössstratigraphie in Niederländisch und Belgisch Limburg]

**Kurzfassung:** Ziel dieser Veröffentlichung ist es, für einen Abschnitt entlang des Albert Kanals in Niederländisch und Belgisch Limburg eine Übersicht zur Lössstratigraphie zu erstellen.

Die Arbeit gründet sich vor allem auf Feldaufnahmen und Schwermineralanalysen.

An Talhängen und zwischen Flussterrassen kam es zur Sedimentation und Erhaltung mächtiger, reich gegliederter Lössablagerungen.

Die Wände des Albert Kanals, Lössaufschlüsse im angrenzenden Gebiet und vier große archäologische Ausgrabungen wurden untersucht. Auf Grund von charakteristischen lithologischen und paläopedologischen Leithorizonten, mineralogischen und chronologischen Daten und deren Korrelation mit Lössaufschlüssen in Hessen wurde eine lössstratigraphische Übersicht für die Zeit seit dem Holstein-Interglazial erstellt, welche sich mit Ozean- und Eisisotopenabfolgen sowie mit

festländischen Pollenzonen korrelieren lassen. Es lassen sich vier glaziale Lösszyklen und fünf interglaziale Paläoböden auf der Rothem Terrasse der Maas ausmachen.

### Introduction

Stratigraphical frameworks for loesses have had to be revised frequently over the past 40 years (see HAESAERTS et al. 1981 and JUVIGNÉ et al. 1996). Because of the similarity of the sediments, sedimentological and cryogenic structures and paleosols originating from the different warm and cold stages of the Upper Pleistocene, few convincing stratigraphical “marker”-horizons can be detected. This is especially the case with regards to the pre-Weichselian loess-sediments, which until now, have been difficult to subdivide stratigraphically. In volcanic regions tephra layers can provide extensive lithostratigraphical markers. They often show a distinct mineral suite and are directly or indirectly dated by means of absolute dating methods.

Apart from  $^{14}\text{C}$ -dating on humic sediments, charcoal or molluscs, different forms of TL-dating have been developed over the past decades. However, for both of the last-mentioned dating methods many methodological problems still exist, especially in loesses, leading to different chronostratigraphical interpretations.

Since 1945 several researchers demonstrated the importance of heavy mineral analysis for lithostratigraphical studies on loess sediments.

Over the past years intensified investigations have taken place in new and enlarged quarries in the study area. The results of heavy mineral analysis, in combination with lithological, paleopedological and chronological data from the extreme long loess sequences along the widened Albert Canal and in adjacent loess-pits, give new insight into the loess stratigraphy of the study area.

### Research area

The research area is shown in Fig. 1. It is located in a part of the drainage basin of the river Maas. Since the middle Pliocene (4 ma) the Maas met

\*)Anschritt des Verfassers: Drs. E. P. M. MEIJS, Archeogeolab, Veulenerbank 33, NL-6213 JR Maastricht, The Netherlands.

the Rhine near Aachen (Germany). Afterwards the Maas moved westwards and started around 800 ka to erode the Cretaceous and Paleocene limestones and Oligocene sands in the study area (VAN DEN BERG 1996). The continuous uplift of the area, the alternation of glacial and interglacial periods and the lateral westward shifting of the Maas were responsible for the preservation of an extraordinary extended and complete river terrace sequence. Transition periods between interglacial and glacial times were favourable for river-erosion and incision, while gravel-accumulation took place under cold and severe conditions, on the base of widely observed cryogenic features within the gravel beds

(VAN DEN BERG 1996). Interglacial regimes favoured the formation of river floodloams and lateral erosion. After the retreatment of the Maas from the research area, the preserved river terraces were alternately eroded by wind- and water-action and covered by eolian sands and loesses. The boundary between the coversand area in the north and the loess belt in the south is located near Gellik (Fig. 1). The present landscape is smoothly undulating, with SW-NE orientated valleys, draining to the rivers Jeker and Maas in the east.

Several brickyards are exploiting loess-pits near Kesselt and Veldwezelt (Nelissen pit "Kesselt" and Vandersanden pits "Veldwezelt-Hezerwater" and

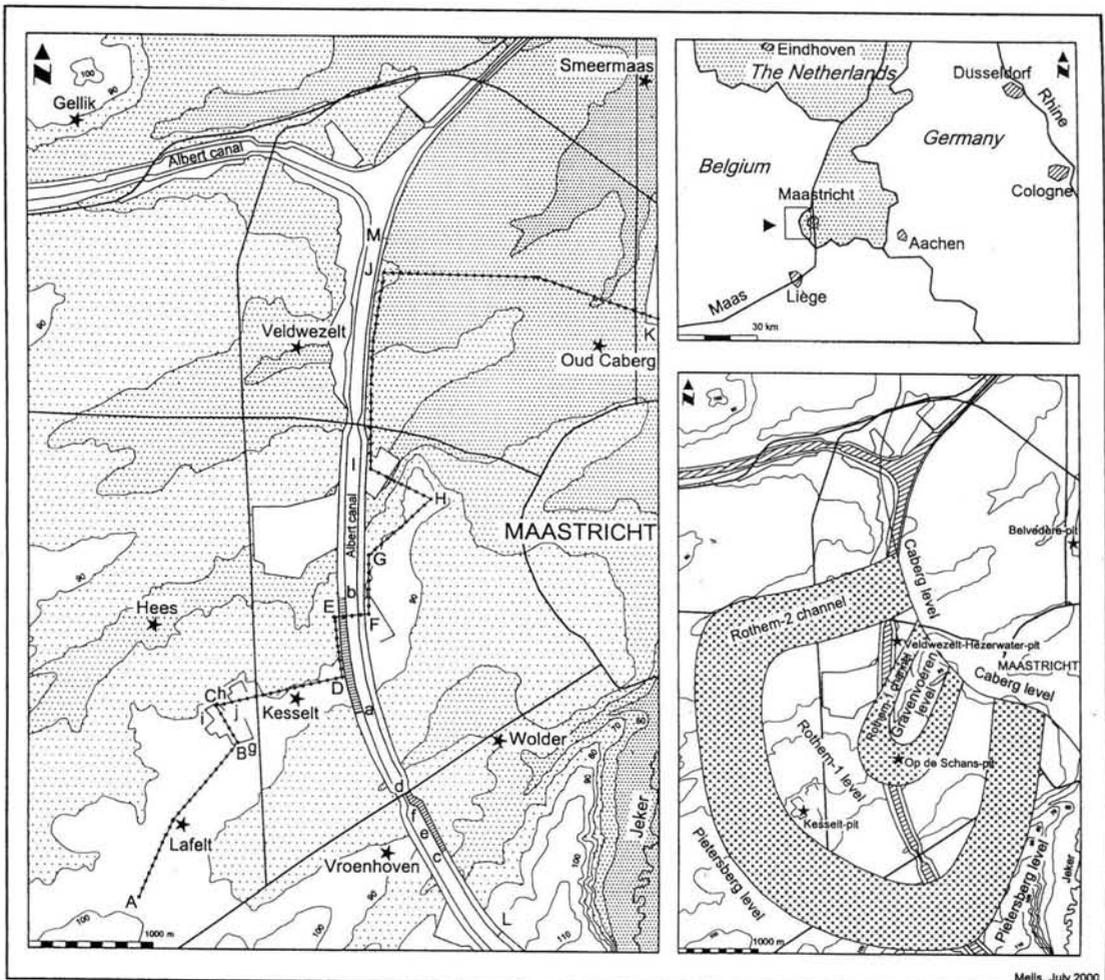


Fig. 1: Location of the study area and position of the cross sections L-M, A-K, a-b, d-c, f-e, g-h and i-j, which are shown in Fig. 2, 4, 5 and 6. At the right bottom: two fossil meander channel-beds from Rothem-1 and Rothem-2 river-terraces are indicated on the base of outcrop and drilling information.

Abb. 1: Lage des Forschungsgebietes und Lokalisierung der Aufschlüsse L-M, A-K, a-b, d-c, f-e, g-h und i-j in Fig. 2, 4, 5 und 6. In der rechten unteren Ecke sind, basierend auf Bohrungen und Aufschlüssen, zwei fossile Mäanderbögen der Rothem-1 und Rothem-2 Flussterrasse wiedergegeben.

“Op de Schans”). In fact the area along the Albert Canal is an important loess-exploitation zone which will be further investigated in the future. The Nelissen pit “Kesselt” was, until 1996, the type-location for the so-called Hesbaye loess, which induced research by several universities. In the future this site will possibly be assigned as the type-location for the rare Upper Saalian “B-loess” (see chapter chronostratigraphy). The Vandersanden company started exploiting the loess-pit “Op de Schans” in March 2000 (Fig. 1). For the study of pre-Weichselian loesses, it is a promising location because it is situated in line with the most complete and differentiated pre-Weichselian outcrop along the widened Albert Canal (Fig. 2). Between 1975 and 1985 the Albert Canal was widened and detailed research of the exposed walls led to a thorough understanding of the geological and geomorphological genesis of this area. Exposed sediments in neighbouring loess-pits were then correlated to the Albert Canal sequences. The discovery of four major archeological sites (Maastricht-Belvédère, Kanne, Kesselt and Veldwezelt-Hezerwater) in the research area led to additional stratigraphical and chronological research. In conclusion, the research area could be considered as a key-region for present and future loess-stratigraphical research.

### Terrace sequence of the river Maas

In Fig. 2 the roughly SW-NE and S-N orientated cross-sections clearly show the strong influence of river erosion and aggradation processes in the area. The cross-section Lafelt-Oud Caberg (A-K; Fig. 2 bottom) is constructed on recorded sections along the Albert Canal and adjacent loess-pits and additional drilling information (HALET 1932, FELDER & BOSCH 1989 and GEOLAB 1996), while the Vroenhoven-Veldwezelt cross-section (L-M; Fig. 2 top) is based on outcrop-information along the widened wall of the eastern side of the Albert Canal. Four distinct river terrace sequences can be distinguished. According to gravel-base heights the Rothem terrace-level seems to be divided into two sublevels; representing an outward sliding meandercurve-complex (Fig. 1). In a wider context, FELDER & BOSCH (1989) deduced from the presence of different gravel-bases and two distinct floodloam generations, the existence of two Rothem sub-levels: Rothem-1 and Rothem-2. As well for the Gravenvoeren level, a distinction between Gravenvoeren 1 and 2 seems justified, although section F-H in Fig. 2 is the only example

of a terrace-division in the Gravenvoeren sequence throughout the Maas terrace area between Liège in Belgium and Roermond in The Netherlands (FELDER & BOSCH 1989 and VAN DEN BERG 1996). According to FELDER & BOSCH (1989) the Pietersberg and Maarland terrace levels are present over a distance of 100 meters, in a SW direction from point A and in a NE direction from point K seen in the cross-section Lafelt-Oud Caberg, with gravel bases at about 98 m ASL and 38 m ASL (Fig. 1, Fig. 2).

It is clear that during long periods a sediment-trap existed between the heights of the Pietersberg and Gravenvoeren terraces, which resulted in an extremely thick loess cover in between.

### Heavy mineral analysis

As stated above, lithological, sedimentological and paleopedological analyses of loesses are rarely able to discriminate between the different warm and cold stages of the Upper Pleistocene. However, correlations between different loess sections can be strengthened and stratigraphical conclusions can be drawn by means of heavy mineral analysis. In combination with micromorphological and lithological research, the content of the green amphibole and volcanic minerals are used to correlate individual loess sections and to construct a loess-stratigraphical framework for the research area.

#### Methods

##### Loess minerals:

The investigation of the mineralogical composition of the loess fraction (30–63  $\mu\text{m}$ ) in relation to the loess stratigraphy began in The Netherlands (VAN DOORMAEL 1945). This research was continued by GULLENTOPS (1954), LAUTRIDOU (1968), JUVIGNÉ (1978,1985), BALESCU & HAESAERTS (1984), MEIJS (1985), JANUS (1988) and HENZE (1998) in the loess-belt of France, Belgium, The Netherlands and Germany. JUVIGNÉ (1978) proposed the ratio between “green amphibole + garnet / zircon + rutile” to distinguish Weichselian loess from pre-Weichselian loess. This approach was adopted in Germany by HENZE (1998). Both GULLENTOPS (1954) and MEIJS (1985) mentioned the importance of green amphibole as a discriminating heavy mineral in stratigraphical research. According to BALESCU et al. (1986) the West-European loess-belt is divided into separate regions with specific mineralogical properties. This implies that green amphibole percentages may differ slightly between these regions. The overall tendencies how-

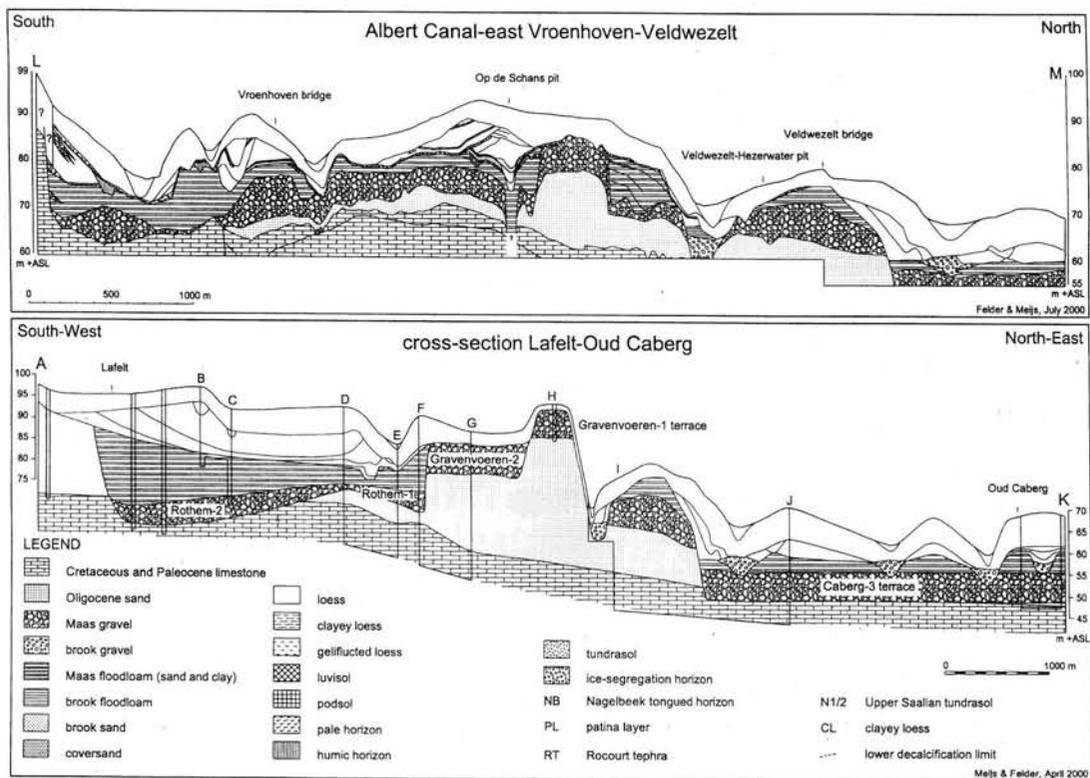


Fig. 2: SW-NE and S-N cross-section showing the geomorphological and geological structure of the study area. The role of fluvial/colian erosion and aggradation processes are pointed out.

Abb. 2: SW-NO und S-N Querschnitte, welche die geomorphologische und geologische Struktur des Gebietes darstellen. Auffallend sind die Hinweise auf fluviale und äolische Abtragungs- und Sedimentationsprozesse.

ever are the same. Even in northern Germany drilling data from HENNINGSSEN & STEPHAN (2000) showed that the amount of green amphibole increases from the Elsterian to the younger Saalian and Weichselian sediment series.

Requiem for this kind of stratigraphical research however, is that the samples should be of "real" eolian loess, as loess may have been re-deposited and may be contaminated with older underlying material, mixing the green amphibole content.

Wet sieving of chemically untreated samples was carried out to obtain the fraction 30-63  $\mu\text{m}$ . The heavy and light minerals were separated in bromoform by using a centrifuge and the heavy mineral fraction was sucked up using a micropipet. From each sample about 300 transparent heavy minerals were counted, using the ribbon-counting method as described by VAN HARTEN (1965). The percentage of green amphibole in the frac-

tion 30-63  $\mu\text{m}$  was calculated based on the total amount of all counted transparent heavy minerals.

#### Volcanic minerals:

Until now only three volcanic tephra layers have been found in the research area, all originating in the volcanic Eifel in Germany.

Minerals from the Laacher See tephra have been detected on the archeological site of Kanne by PAULISSEN et al. (1981), just on top of the Holocene soil, that was buried by colluvium. The Laacher See tephra, 12,250 calibrated years BP, occurs in more than 50 pollen diagrams (Germany, Belgium, France and Italy) in the final phase of the Allerød oscillation (JUVIGNÉ 1993).

The Eltville tephra is the only tephra-layer visible by eye. It lies just beneath the Nagelbeek tongued horizon (NB) and is dated by  $^{14}\text{C}$  and TL methods between 16 and 30 ka (JUVIGNÉ 1993).

Like the Laacher See tephra, the Rocourt tephra is only detectable by using microscopical equipment and occurs in secondary position in colluviated humic material, just above the Rocourt pedocomplex of the last interglacial (GULLENTOPS 1954, JUVIGNÉ 1977, MEES & MEIJS 1984). The estimated age on the base of indirect  $^{14}\text{C}$  and  $^{230}\text{Th}$ - $^{234}\text{U}$ -datings lies between 61.5 and 106 ka (JUVIGNÉ 1993).

Stratigraphically the Eltville tephra is less interesting than the Rocourt tephra because the Nagelbeek tongued horizon (NB), which lies in the same stratigraphical position as the Eltville tephra, is a very characteristic and almost always present marker horizon from the French coast to eastern Europe (HAESAERTS et al. 1981, MEIJS et al. 1983). For the mineralogical research of tephra-material, the sediment-fractions 63-106 mm (Laacher See tephra) and 106-300 mm (Rocourt tephra) were used. The further preparation and counting is similar to the above-mentioned methods used for the green amphibole analysis.

### Description and results

In this chapter four major litho-pedological units are described separately; namely "A-loess", "B-loess", "C-loess" and "D-loess" (Fig. 3). From each unit samples were taken for heavy mineral and/or micromorphological analysis. The results are presented and discussed beneath.

**Loess cycle A** (max. thickness at location "Veldwezelt-Hezerwater": 24 meter)

In lower topographical positions and in shallow paleovalleys this sequence often starts with the presence of white-greyish (10YR5/4) pale sediment, followed by darkbrown (10YR4/3) humic material, most often directly covering the redbrown coloured (10YR5/8) Rocourt pedocomplex of the last interglacial. The material predominantly consists of redeposited loess-sediment, from the Rocourt pedocomplex (JUVIGNÉ 1978, VANDENBERGHE et al. 1998). The base of both horizons, especially that of the humic horizon, is of erosive origin (Fig. 5 bottom). The lower part is heavily bioturbated, leading to the formation of a mixed zone between the humic material and the pale sediment with numerous krotovinas. The humic horizon is often divided into three sublevels (MEES & MEIJS 1984, HAESAERTS et al. 1999); the bottom and top consisting of dark brown material and the middle part of lightbrown material that may laterally merge in a downslope direction into a greyish pale horizon (Fig. 5 bottom). Just on top of

this humic horizon a yellowish loess is sometimes present ("marker-loess"), representing the first eolian loess-supply since the last interglacial period.

Just after the outburst of the Eltville tephra, the climate was extremely cold and dry. As a result, a polar desert pavement (PL: patina layer) formed, discordantly lying upon the older deposits with windblown gravels at its base. The term "patina layer" has been chosen because of the clearly visible wind varnish (patina) present on the recovered paleolithic artefacts from this horizon. The wind erosion created a totally new landscape, disregarding the underlying valleys and ridges (Fig. 4 and 6). In fact it formed more or less the present landscape, because only a blanket of pure eolian loess was deposited on top of it afterwards, with no erosion phases in between (Brabant loess). The most important soil-formation phase which took place after the formation of the desert pavement resulted in the formation of the Nagelbeek tongued horizon (NB), lying just on top of the desert pavement and showing characteristic cryoturbation features at its base (HAESAERTS et al. 1981).

In general the underlying Eltville tephra is eroded during this wind erosion phase. Only in exceptional topographical positions, such as sediment-traps, the tephra is preserved.

The present study and earlier studies (VAN DOORMAEL 1945, GULLENTOPS 1954, LAUTRIDOU 1968, JUVIGNÉ 1978, BALESCU & HAESAERTS 1984, MEIJS 1985, JANUS 1988 and HENZE 1998) reveal that the green amphibole percentages in Weichselian loess deposits range from 8 to 40%. In the study area the mean percentage for the loesses deposited, just above the humic horizon, is around 10%. Above these first loesses the percentage quickly reaches the mean values for the "A-loess" in this region, around 20% (Fig. 5 middle part).

As seen before, volcanic minerals of the Rocourt tephra have been microscopically traced in the above-mentioned humic horizon. The minerals occur in secondary position throughout the humic material but often show a distinct concentration peak on top of the lower humic sublevel (MEES & MEIJS 1984, MEIJS & GROENENDIJK 1999, personal communication GULLENTOPS 1999; Fig. 5 bottom).

Apart from the serrated appearance of the clinopyroxines, the presence of enstatite is very diagnostic for the Rocourt tephra (GULLENTOPS 1954, JU-

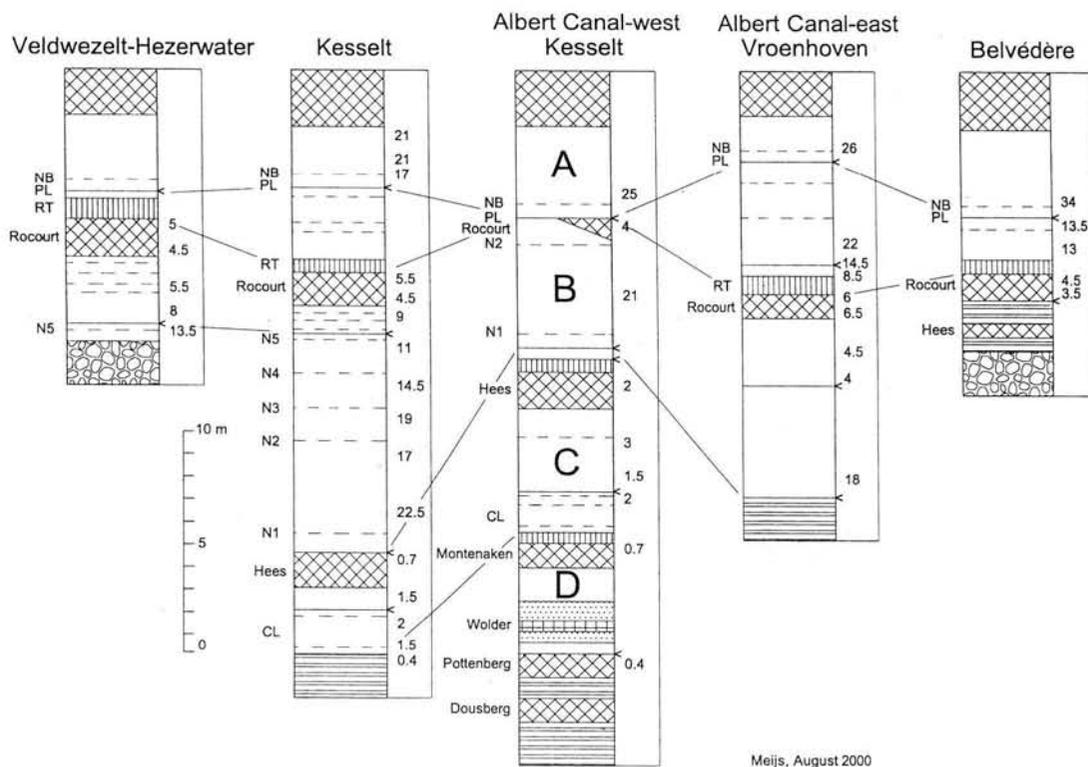


Fig. 3: Model, showing the proposed litho-pedological relations between the most important loess sections. The numbers are indicating the percentages of green amphibole from loess-samples in the fraction 30-63µm. In this figure the tundra soils are indicated by dashed lines. For legend see Fig. 2.

Abb. 3: Sammelprofile für das Untersuchungsgebiet, welche die litho-pedologischen Zusammenhänge zwischen den wichtigsten Lössaufschlüssen andeuten. Die Zahlen geben den Anteil von grünen Amphibolen [in %] am Schwermineralspektrum (Fraktion 30-63µm) wieder. Tundrenböden sind durch punktierte Linien angedeutet. Legende siehe Fig. 2.

VIGNÉ 1977). Through microprobe analysis JUVIGNÉ et al. (1996) were able to detect the presence of volcanic glass shards in the heavy mineral section.

Recent mineralogical research reveals the presence of the Rocourt-tephra at three locations in the research area (Fig. 3, 5 and 6). Concentration values can decline dramatically in downslope as well in upslope directions in the same stratigraphical position (Fig. 5 bottom; see also Juvigné 1977). Fig. 5 shows that in extreme cases percentages are tending towards zero. The weakly developed humic horizon on the northern side of this section does not show any volcanic minerals at all.

**Loess cycle B** (max. thickness at location "Kesselt": 12 meter)

Thick loess sequences situated beneath the Rocourt pedocomplex are very rare. The relative abundance

of these deposits in the research area is explained by the presence of geomorphologically defined sediment-traps between the different river terraces of the Maas. The most impressive "B-loess"-sequence is present in the Nelissen pit "Kesselt" which has been issue of studying by several universities during the past 50 years (Fig. 6). Here, even calcareous "B-loess" is found which has not been influenced by the soil-formation processes of the last interglacial. In the Nelissen pit, the so-called "B-loess" sequence has been interpreted as middle Weichselian from the first description of the section (GULLENTOPS 1954) until 1996. In 1996, the uncovering of the Rocourt pedocomplex and the presence of the Rocourt tephra on top of it allowed JUVIGNÉ et al. (1996) to put the "B-loess" sequence into the time before last glaciation (see also chapter chronostratigraphy).

The "B-loess" sequence starts with a polar desert pavement, which in general is less pronounced than that of the "A-loess" and shows more features of water activity. Locally, the influence of running water is distinct, showing large and shallow gully systems. This wind and water erosion phase is responsible for an important hiatus in the different loess sections. The sequence on top of the desert pavement is representing an alternation of loess- sedimentation and five tundra-formation phases (N1-N5). Fossil ice-wedge casts are present at three different levels, starting at about 10-20 cm above the paleo-surface of the middle three tundra- sols (MEES & MEIJS 1984). The greyish (10YR5/3) tundra- sols, especially the lower two, are well developed and have a characteristic appearance sometimes showing a whitish to greenish (10YR7/1) thin layer on top and a strong orange-like, rusty (10YR5/8) horizon at the base. They significantly differ from the over- and underlying tundra- sols, present in the "A-loess" and "C-loess". The distance between the lower two tundra- sols (N1 and N2) varies from 2 to 4 meters and occasionally a faint weak developed tundra- sol is present between them (see also MEES & MEIJS 1984 and HUIJZER 1993).

An analogue loess sequence, situated below an Eemian paleosol and containing up to six tundra- sols, has been reported by BIBUS (1974, 1980) at several locations in Germany and is indicated as the "Bruchköbeler Nassboden-Komplex". Counting from below, the first and the third tundra- sol have the most pregnant appearance. In comparison with the situation in the Nelissen pit "Kesselt" the similarity is striking, considering the fact that the second German tundra- sol matches the occasionally appearing tundra- sol of Kesselt (between the N1 and N2).

On top of this sequence the Rocourt pedocom- plex is present at times, especially in sediment-traps like paleovalleys and scarp foots (Fig. 3, 5 and 6). Here periods of colluviation alternated with sub- sequent soil-formation finally produced a complex soil-profile showing several generations of clay- illuviation, leaching and polygonal development (HAESAERTS & VAN VLIET-LANOË 1981, MESTDAGH & HAESAERTS 1998, VANMONTFORT et al. 1998, SCHIRMER 2000 and personal communication MÜCHER 1999). The issue of chronostratigraphical correlation with MIS-3 instead of MIS-5 will be discussed in the chapter dealing with chrono- stratigraphy.

The green amphibole percentages in the "B-loess" range from about 20% at its base to around 5% in

the loess-sediments deposited at the end of this period, just prior to the onset of the last interglacial. In general the "B-loess" is heavily truncated. In such a situation only the lower amphibole-rich part is preserved from erosion and the overlying tundra- sols and Rocourt pedocomplex are missing (Fig. 4). In that case distinction between "A-loess" and "B-loess" by means of their green amphibole content is not possible. Until 1984 loess sequences with high green amphibole percentages were assigned to the "A-loess". In the mid-eighties however BALESCU & HAESAERTS (1984) and JUVIGNÉ (1985) found in northern France and eastern Belgium an interglacial paleosol between loess layers with a high green amphibole content and it lasted until 1996 that JUVIGNÉ et al. (1996) discovered the same situation for the sequence in the Nelissen pit "Kesselt" (see Fig. 6). Taking into account these new insights, the stratigraphical framework had to be revised and a great part of the so-called Hesbaye loess ("A-loess") was interpreted as "B-loess" (JUVIGNÉ et al. 1996).

The consequent decrease of the green amphibole content from the older to the younger layers is striking (Fig. 6). The decrease of these percentages towards the end of the "B-loess" period has also been reported in northern France and eastern Belgium by BALESCU & HAESAERTS (1984) and JUVIGNÉ (1985). JUVIGNÉ (1985) suggests that the chemical weathering of green amphibole could provide an explanation. However, as shown in Fig. 6 green amphibole percentages already start to diminish within the calcareous loess, which has not been influenced by chemical weathering processes at all. Thin section, grain-size and sedimentological analyses all point to an upward coarsening, a decrease in mineral sorting, a diminishing soil-stability and an increasing stream power regime in an upward direction within the "B-loess"- sequence (HUIJZER 1993, VANDENBERGHE et al. 1998). This implies that the climate was changing from dry towards more moist conditions. In accordance to the study area (Fig. 6) BIBUS (1980) reported wide spread overlandflow activity in the above mentioned German loess sections, just above the sixth Bruchköbeler tundra- sol, before the onset of the last interglacial. Thus climate change seems a more plausible explanation for decreasing amphibole percentages than chemical weathering.

As proposed by JUVIGNÉ (1978), the most probable provenance area for green amphibole is the outwash zone of the Scandinavian icecap. Possibly dry climatic conditions were a dominant fac-

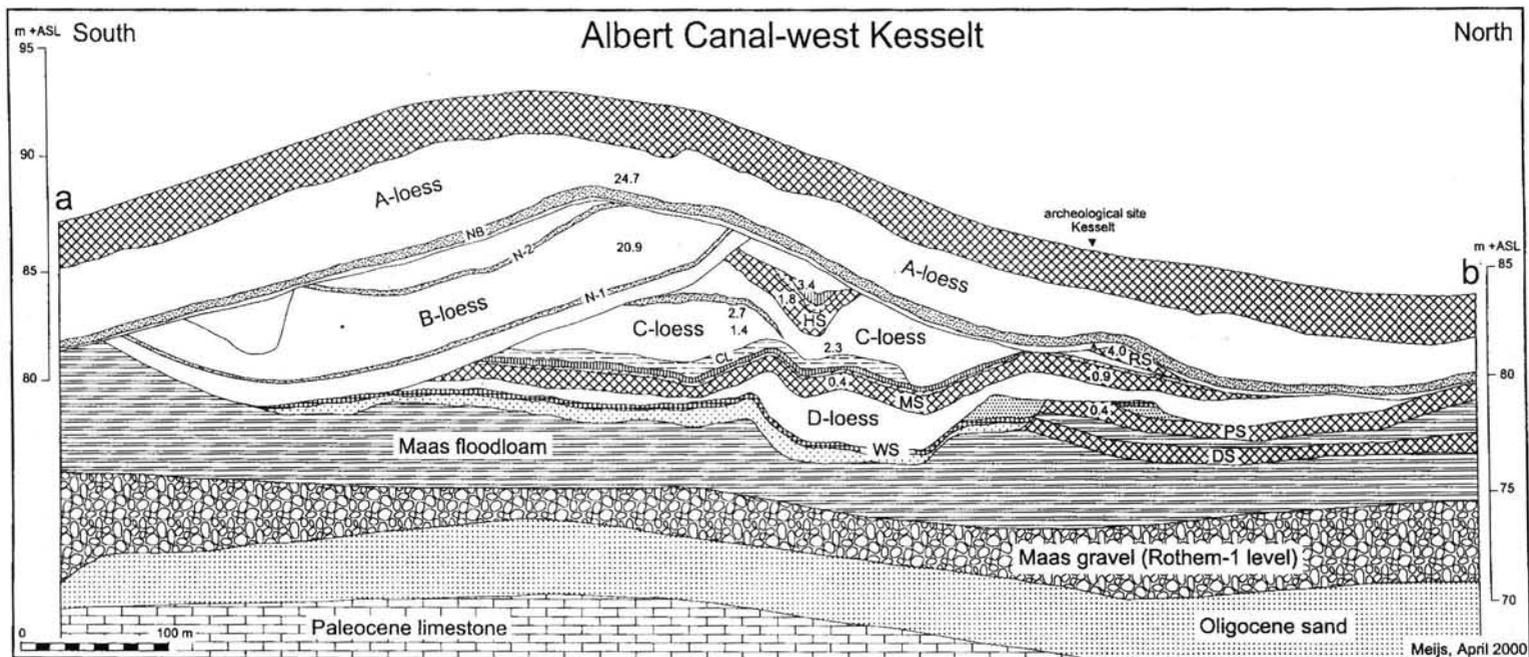


Fig. 4: Outcrop of the western side of the widened Albert Canal near Kesselt, showing a massive, almost complete loess sequence. Especially the glacial loess-covers of Middle and Lower Saalian age (C- and D-loess) and the interglacial luvisols from the marine isotope stages (MIS) 5, 7, 9, 11 and 13 are represented. The green amphibole percentages from different loess-samples in the fraction 30-63  $\mu\text{m}$  are indicated by numbers. The abbreviations RS, HS, MS, WS, PS and DS are respectively used for the Rocourt soil, the Hees soil, the Montnaken soil, the Wolder soil, the Pottenberg soil and the Dousberg soil. For legend see Fig. 2

Abb. 4: Aufschluss an der Westwand des Albert Kanals in der Nähe von Kesselt mit einer der vollständigsten Löss-Serien dieser Region. Besonders die glaziale Lössdecke der Mittel- und Alt-Saalezeit (C- und D-Löß) und die interglazialen Luvisols, die den Isotopenstadien (MIS) 5, 7, 9, 11 und 13 entsprechen, sind deutlich erkennbar. Die Abkürzungen RS, HS, MS, WS, PS und DS stehen für den Rocourt-Boden, den Hees-Boden, den Montnaken-Boden, den Wolder-Boden, den Pottenberg-Boden und den Dousberg-Boden. Die Zahlen geben den Anteil des Grünen Amphibols [in %] am Schwermineralspektrum (Fraktion 30-63  $\mu\text{m}$ ) wieder. Legende siehe Abb. 2.

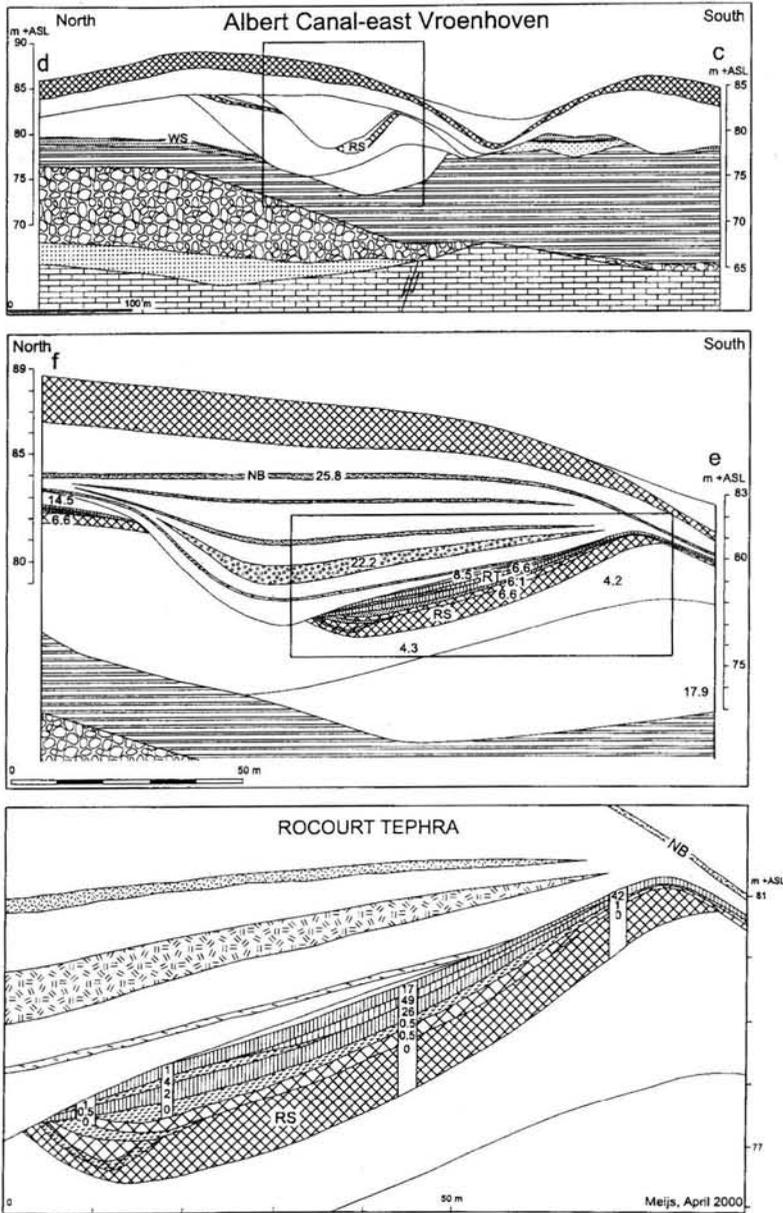


Fig. 5: Outcrop on the eastern side of the widened Albert Canal near Voerhoven showing a pedo-lithological sequence presenting the Weichselian (A-loess) and Upper Saalian (B-loess) periods. In the upper two drawings, the green amphibole percentages from the different loess-samples in the fraction 30-63  $\mu\text{m}$  are indicated by numbers. The bottom drawing shows the variation in the volcanic mineral content of the Rocourt tephra. The numbers indicate the percentages of transparent, volcanic heavy minerals in relation to all counted transparent and opaque heavy minerals in the fraction 106-300  $\mu\text{m}$ . The abbreviation RS and WS are used for the Rocourt and Wolder paleosols. For legend see Fig. 2.

Abb. 5: Aufschluss entlang der Ostwand des Albert-Kanals, in der Nähe von Vroenhoven, mit einer Abfolge von Weichsel (A) und Jung-Saale (B). Die zwei oberen Zeichnungen geben den Anteil des Grünen Amphibols [in %] am Schwermineralspektrum (Fraktion 30-63  $\mu\text{m}$ ) wieder. Die detaillierte Zeichnung unten zeigt die Variation des Gehaltes vulkanischer Minerale des Rocourt-Tuffs. Die Zahlen repräsentieren den Anteil der transparenten vulkanischen Schwerminerale an allen gezählten transparenten und opaken Schwermineralen (Fraktion 106-300  $\mu\text{m}$ ). Die Abkürzungen RS und WS bedeuten Rocourt-Boden und Wolder-Boden. Legende siehe Abb. 2.

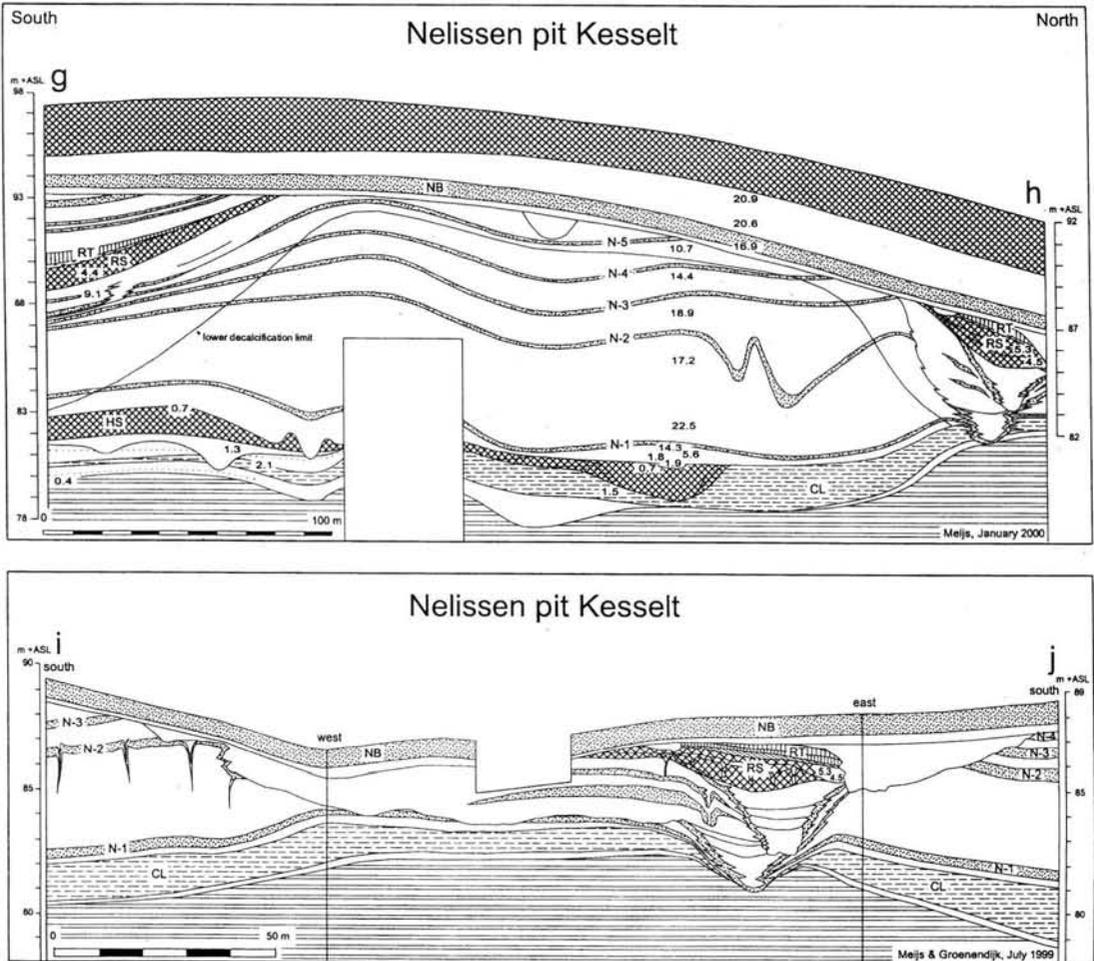


Fig. 6: S-N and W-E cross-sections in the Nelissen pit Kesselt showing the most complete Upper Saalian loess sequence (B-loess) in this region with at least five intercalated fossil tundra soils. The numbers are representing the green amphibole percentages from loess-samples in the fraction 30-63  $\mu\text{m}$ . The abbreviations RS and HS are used for the Rocourt and Hees paleosol. For the legend see Fig. 2.

Abb. 6: S-N- und W-E-Querschnitte durch die Nelissen-Grube bei Kesselt (einer der Aufschlüsse mit der vollständigsten Jung-Saale-Lössabfolge (B) der Region), gekennzeichnet durch mindestens fünf fossile Tundraeböden. Die Zahlen geben den Anteil des Grünen Amphibols [in %] am Schwermineralspektrum (Fraktion 30-63  $\mu\text{m}$ ) wieder. Die Abkürzungen RS und HS stehen für den Rocourt-Boden und den Hees-Boden. Legende siehe Abb. 2.

tor in the transport of green amphibole to the research area. During moist to wet climatic conditions a long-lasting snow-cover probably prevented large-scale deflation from the braided outwash plains.

The uniformity of the green amphibole percentages in the upper part of the "B-loess" and within the Rocourt pedocomplex (4-6%) in the different sections is striking (Fig. 3, 4, 5 and 6). This may mean that at the end of the "B-loess" period a uniform loess blanket was deposited, on which

colluvial and soil-formation processes took place later on.

Loess cycle C (max. thickness at location "Albert Canal-west Kesselt": 7 meter)

Sediments of the "C-loess" sequence are encountered at two locations in the research area (near Kesselt; see Fig. 4 and 6).

The sequence starts with a characteristic clayey loess (CL). In most cases a weak greyish tundra soil is present at the base as well as on top of this

clayey loess. Above, laminated and heavily cryoturbated loess-sediment occurs, which is overlain by more homogeneous loess with another tundra-sol transferring upwards into laminated and geliflucted sediment (Fig. 4). The sequence ends with the formation of a red-brownish (8.5YR5/6) interglacial soil and overlying pale and humic horizons. Thin section analysis clearly shows the presence of *in situ* clay-cutans within the interglacial paleosol (MEES 1984). Micromorphological research also revealed that the overlying pale and humic horizons consist of eroded and colluviated material with a lot of transported and rounded ferric nodules derived from the interglacial paleosol below (MEES 1984).

According to the mineralogical results presented in Fig. 3 and 4 and on the base of lithological and paleopedological characteristics of the over- and underlying sediments, this interglacial paleosol can no longer be correlated with the Rocourt pedocomplex. We therefore propose to name this paleosol after the neighbouring village of Hees in Belgian Limbourg; the Hees soil.

The green amphibole percentages in this sequence are rather constant, ranging from 1-3%. In the Nelissen pit "Kesselt" (Fig. 6) it seems that the percentages here also decrease up through the stratigraphy. It may be possible that, given the more laminated and sandy character of the uppermost sediments, this is due to the mixing with older sediment-material from below.

Mineralogical research of the Hees soil and overlying pale and humic horizons in cross-section Albert Canal-west Kesselt (Fig. 4) did not reveal the presence of volcanic minerals.

Loess cycle D (max. thickness at location "Albert Canal-east Op de Schans": 8 meter)

In the research area this sequence represents the first eolian cycle after the formation of the wide spread and massive (sandy) floodloams belonging to the Rothem terrace-level of the river Maas. These sediments have been recognized at two locations along the widened Albert Canal (near Kesselt and Vroenhoven; Fig. 4 and 5).

The sequence starts with two different sediment facies. In the beginning, formation of broad, shallow gullies took place, filled up by redeposited sandy floodloam material.

Later, coversand was blown out of these gully systems onto adjacent interfluvia. Locally, a greyish (8.5YR5/3) podsollic soil is present on top of both facies, the so-called Wolder soil (FELDER & BOSCH

1988). After the podsol-formation the sedimentation of coversand, continued in places (Fig. 4). Soon after however, loess-accumulation predominated. At their base the loesses have a laminated character, becoming more homogeneous, although periods of more overlandflow activity may intervene. The sequence is closed by a redbrown (10YR5/6-8) interglacial paleosol, with a subsequent grayish (10YR7/2 to 2.5YR7/4) sandy, pale horizon and a darkbrown (10YR4/4) humic horizon. The interglacial paleosol is assigned as the Montenaken soil after FELDER & BOSCH (1988) and thin section analysis revealed the presence of at least two clay-illuviation generations (MEES 1984). The large number of charcoal pieces present in the pale horizon is striking. No micromorphological indications were found for an existing erosion hiatus between the Montenaken soil and the overlying pale and humic horizons. However, glauconite grains were found within the Montenaken soil, but not in the sediments above (MEES 1984).

The percentages of green amphibole are very low (0.5-1%) in this sequence and are difficult to discriminate between the sediments from below (Fig. 3 and 4).

The Montenaken soil and the overlying pale and humic horizons, were checked for the presence of volcanic minerals. Here also the result was negative.

#### Rothem river terrace

As mentioned above the Rothem terrace is moulded in the study area as an outward bending meander-curve, with the deepest incision depth at the outside of the curve (Fig. 1 and 2). During the process of lateral and vertical river erosion huge quantities of Oligocene sand were eroded and re-deposited over short distances. The great sediment load probably led to the accumulation of an important sequence of alternating clayey and sandy floodloams.

This sequence ended with the formation of an intense red-coloured (5YR5/8) interglacial paleosol, the so-called Pottenberg soil (FELDER & BOSCH 1988). In some sections of the widened Albert-canal another redbrown coloured luvisol is present beneath the Pottenberg soil, with intercalated floodloam in between (Fig. 2, 4). Probably local river activity of the "Caberg-1" Maas gave rise to a thin floodloam cover on top of this paleosol. It is representing the equivalent of the warm period between the formation of the Rothem-2 and Caberg-1 terraces. The luvisol is assigned to

the neighbouring Dousberg and will be named Dousberg soil (Fig. 4).

The earlier results of BUSTAMENTE SANTA CRUZ (1973), which show negligible green amphibole percentages for the Maas terrace sequences, can be supported by the present study, where the percentages range from 0-0.5% (Fig. 4, 6).

### Chronostratigraphy

By means of characteristic "marker" horizons, in combination with mineralogical and chronological data and in correlation with the "Bruchköbeler" loess sections in Germany (Bibus 1974, 1980) it is attempted to construct an extended chronostratigraphical framework for the research area, which is related to the river terrace sequence of the Maas, the standard Marine Isotope Stages (MIS) of the astronomical calibrated ocean records ODP-677 and MD900963 (BASSINOT et al. 1994), the dust and temperature successions in the Vostok ice core (PETTIT et al. 1990, 1999) and the long continental pollen records from Massif Central, France (REILLE et al. 1998) (Fig. 7).

In this respect the Vostok dust record is of major importance, indicating continental aridity, dust mobilization and dust transport were most prevalent in the full glacial stages. This is also reflected by many other dust records from for instance Greenland (GRIP MEMBERS 1993), Africa (DEMENOCAL 1995) and China (VANDENBERGHE et al. 1997). It is obvious that the extreme cold oscillations at the end of interglacial stages were too short to generate large-scale loess deflation (see also SCHIRMER 1999). Both the ice core sequence (PETTIT et al. 1999) as well as the terrestrial pollen records (TZEDAKIS et al. 1997, REILLE et al. 1998) confirm the presence of four major climatic cycles during the past 400,000 years. Each climatic cycle is starting with an extreme warm and humid stage (REILLE et al. 1998; MIS 11.3, 9.5, 7.5 and 5.5; Fig. 7) and ends with an extreme cold and dry stage (PETTIT et al. 1999, BASSINOT et al. 1994, LOYER et al. 1995; MIS 10.2, 8.2, 6.2 and 2.2; Fig. 7).

### Weichselian

For the Weichselian period (MIS 2-4) recent multidisciplinary research at the archeological site Veldwezelt-Hezerwater is of great importance. Together with the standard sequences of Harmignies and Remicourt in Belgium (HAESAERTS 1974, HAESAERTS et al. 1999), this is one of the most complete Weichselian loess sequences in western Europe (GULLENTOPS et al. 1998). The present study focuses however on MIS-stages 5-12.

### Upper Saalian

TL-dating of the "B-loess" sequence, containing the characteristic tundasols beneath the (part of the) Rocourt pedocomplex with related Rocourt tephra, did provide mean ages of 130-140 ka in the Nelissen pit "Kesselt" (VAN DEN HAUTE et al. 1998, WINTLE in VAN DEN HAUTE et al. 1998). These ages are in accordance with mean TL-dating results of around 140 ka from several loess sections in middle Germany, containing tundasols of the "Bruchköbeler Nassboden-Komplex" present beneath a redbrown interglacial paleosol (ZÖLLER in FRECHEN 1991). At the archeological site Maastricht-Belvédère, TL-dating of the first eolian loesses, present above Caberg-3 floodloams and influenced by soil-formation processes of the last interglacial, gives a mean minimum age of 115 ka (DEBENHAM 1993). In fact, these results clearly demonstrate that the "B-loess", containing the characteristic tundasols and showing green amphibole percentages from 20-5%, perfectly fits into MIS-6 (Fig. 7).

However, loesses deposited during the period of strong overlandflow and gully-formation, just before the onset of the last interglacial period (see Nelissen pit "Kesselt", Fig. 6) yielded TL-ages of 50-60 ka (VAN DEN HAUTE 1998, WINTLE in VAN DEN HAUTE 1998). On the base of these TL-ages VAN DEN HAUTE et al. (1998) and MEIJS & GROENENDIJK (1999) assumed an important erosion hiatus between the gully-filling and underlying tundasol-sequence N1-N5. In contrary to JUVIGNÉ et al. (1996), VANDENBERGHE et al. (1998) did not correlate the interglacial-like paleosol to the Rocourt pedocomplex (MIS-5). On the base of numerous  $^{14}\text{C}$ -dates of the N1-N5 tundasols (30-37 ka) and the above mentioned TL-results of 50-60 ka they proposed for correlation with MIS-3 and assigned it as the Lafelt soil.

According to new chronological data from a similar sequence at the archeological site Veldwezelt-Hezerwater, it seems reasonable to accept the correlation with MIS-5 after JUVIGNÉ et al. (1996). A thorough study is prepared on this subject in cooperation with the universities of Gent (Belgium) and Amsterdam (The Netherlands). The chronological results from the archeological site Veldwezelt-Hezerwater will be published in a later paper.

### Middle Saalian

TL-dating done on burnt flints and calcareous tufa and ESR-dating of molluscs, all found in relation to interglacial soil-formation on top of the Ca-

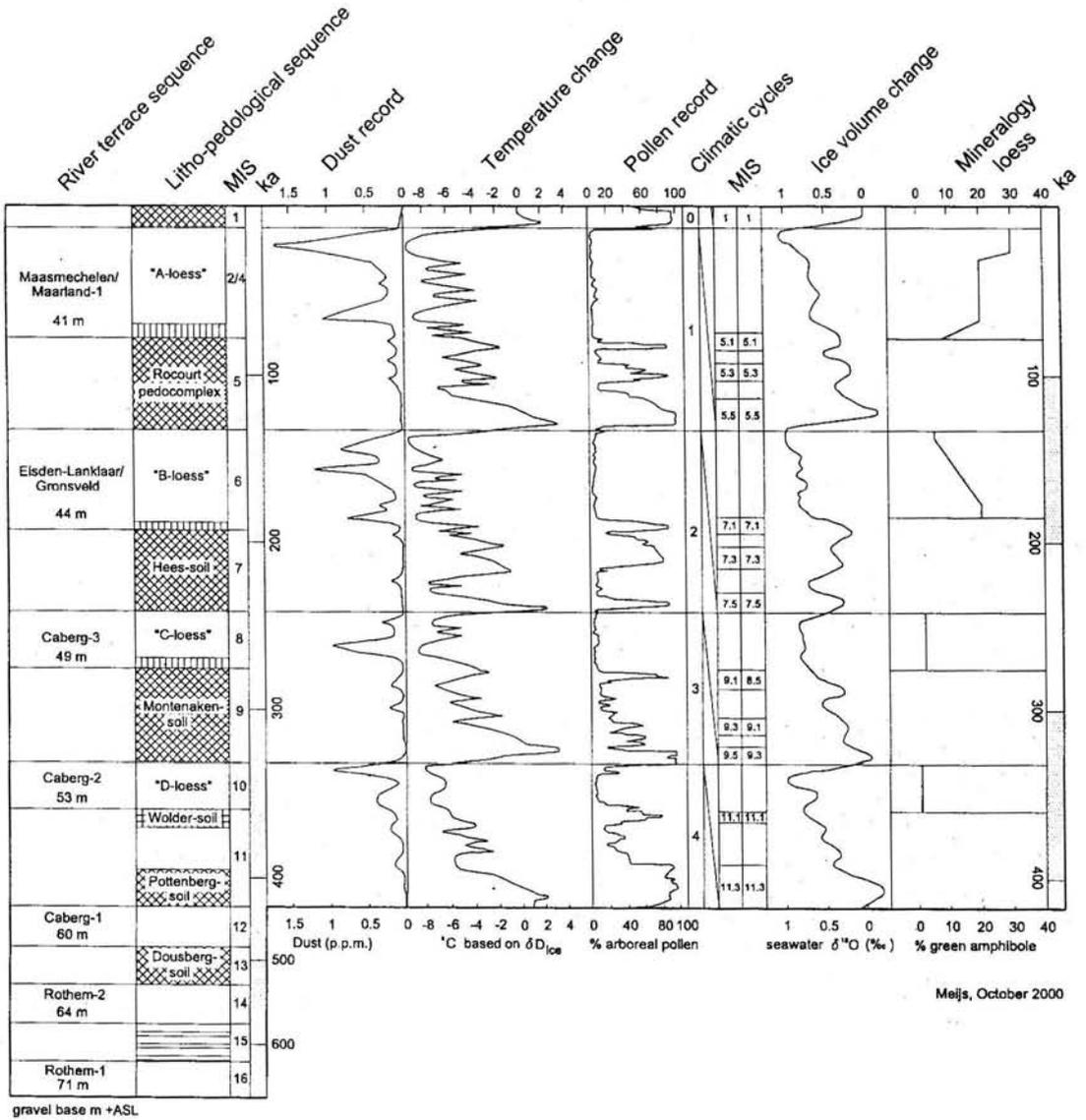


Fig. 7: Chronostratigraphical framework constructed by correlation of loess, river terrace, pollen, dust and marine/ice isotope sequences, on the base of lithological and paleopedological characteristics and mineralogical and chronological data. The dust and temperature records are adopted from PETTIT et al.(1999), while the pollen and ice-volume sequences are acquired from REILLE et al. (1998) and BASSINOT et al. (1994).

For legend see Fig. 2.

Fig. 7: Chronostratigraphische Übersicht, entwickelt auf der Basis von Daten zur Lösssedimentation, Bildung von Flussterrassen, Staubabfolge, Pollenanalytik, Mineralogie und Chronologie. Staub- und Temperaturdaten nach PETTIT et al. (1999), Pollen-daten und Daten zum Eisvolumen nach REILLE et al. (1998) und BASSINOT et al. (1994). Legende siehe Abb. 2.

berg-3 floodloams, show average ages ranging from 220 ka (ESR) to 250 ka (TL; with a minimum age of 175 ka for molluscs: VAN KOLFSCHOTEN *et al.* 1993). According to mean TL-data of around 245 ka for Middle Saalian loess sequences in middle Germany, present beneath two interglacial paleosols (ZOLLER *et al.* 1988)<sup>1</sup> and the above-indicated data for the archeological site Maastricht-Belvédère, it seems most logical to assign the gravel-aggradation phase of the Caberg-3 terrace level and the "C-loess" with green amphibole percentages ranging from 1-3%, to MIS-8 (Fig. 7, see also VAN KOLFSCHOTEN *et al.* 1993).

This implies that the Hees soil matches with MIS-7 and the Montenaken soil with MIS-9.

### Lower Saalian

For correlating the Weichselian and Saalian river terraces with the marine/ice isotopic records and the terrestrial pollen sequences, only two convincing reference points are present: the Maasmechelen terrace (first presence of Rocourt tephra; PAULISSEN 1973) and the Caberg-3 terrace (ESR and TL datings; see above). In downward direction only the Pietersberg-2 (800 ka), Geertruid-2 (1.1 ma) and Simpelveld-1 (2.1 ma) terrace levels form important fixing points by their paleomagnetic polarity and/or pollen content (VAN DEN BERG 1996). Recent studies by FELDER & BOSCH (1988, 1989), JUVIGNÉ & RENARD (1992) and VAN DEN BERG (1996) reported no further chronostratigraphical data that can support more detailed correlation. On the base of these fixing points and climo-tectonic modelling studies VAN DEN BERG (1996) found a correlation between the five lower river terraces of the Maas and the glacial marine isotopic stages 2/4, 6, 8, 10 and 12, denoting that only long-lasting full glacial stages generate major river terrace systems (see Fig. 7). According to uranium series dating and biostratigraphical research MEIJER AND PREECE (2000) discovered exactly the same situation for the lower terrace sequence of the river Thames in England. On the base of these two studies the strongly developed, reddish Pottenberg soil, which has been found in many sections along the widened Albert Canal on top of the Rothem-1, Rothem-2 and Caberg-1 floodloams, should be attributed to MIS-11. Recent chronometrical and pollen-stratigraphical research on lacustrine drilling cores in France, Italy and Greece and alluvial sediments in England, reveals strong evidence for assigning MIS-11 to the Holsteinian period (TZEDAKIS *et al.* 1997, REILLE *et al.* 1998 and MEIJER AND PREECE 2000). In plac-

es the Pottenberg soil is underlain by a redbrown luvisol (Dousberg soil), which represents the warm period (MIS-13) between the formation of the Rothem-2 and Caberg-1 river terraces (VAN DEN BERG 1996).

This implies that the "D-loess" correlates with MIS-10 and that the Pottenberg soil and Wolder soil are equivalent to respectively MIS-11.3 and MIS-11.1 (Fig. 7).

### Conclusions

Thorough lithological, mineralogical and paleopedological examinations of numerous loess sections in the study area, the application of recent chronological data and extended correlation with loess sections in middle Germany, made it possible to construct a reliable loess-stratigraphical framework, which begins with the Holsteinian and matches with the marine/ice isotopic and terrestrial pollen records. It contains four glacial loess cycles with five intercalated interglacial paleosols on top of the Rothem river terrace of the Maas.

### Acknowledgements

I wish to thank A. GROENENDIJK for his full cooperation in the exhausting leveling and drawing sessions of the numerous loess sections in the field. He was very helpful in discussing and interpreting the recorded data.

Prof. P. VAN DEN HAUTE, Prof. J. VANDENBERGHE and Prof. E. JUVIGNÉ are thanked for providing constructive comments on the manuscript.

Appreciation goes out to prof. F. GULLENTOPS, A. GROENENDIJK and J-P. DE WARRIMONT for their positive criticism and discussions in the field.

Great thanks are also due to W. FELDER and P. BOSCH who supplied data from both sides of the widened Albert Canal, which was of immense value for this study.

Appreciation is extended to H. VANNIEUWENBORG of the company of Geolab for supplying drilling data from the potential loess-exploitation zone between Kesselt and Lafelt.

SHAWN BUBEL, FREDERIC CLASSON and ELKE SCHLEPUTZ were so kind to correct the English text.

## References

- ANTOINE, P. [Ed.] (1998): Le Quaternaire de la vallée de la Somme et du littoral picard. - Exc. Assoc. Franç. pour l'Étude du Quaternaire, 21-23 mai 1998, 162 S., 72 Abb.
- ANTOINE, P., LAUTRIDOU, J., SOMMÉ, J. et al. (1998): Les formations quaternaires de la France du Nord - Ouest: Limités et corrélations. - *Quaternaire*, **9**: 227-241, 3 Abb., 2 Tab., 1 Kte.; Paris.
- BALESCU, S. & HAESAERTS, P. (1984): The Sangatte raised beach and the age of the opening of the Strait of Dover. - *Geologie en Mijnbouw*, **63**: 355-362; Utrecht.
- DUPUIS, C. & QUINIF, Y. (1986): La thermoluminescence du quartz: un marqueur stratigraphique et paléogéographique des loess saaliens et weichséiliens du NW de l'Europe. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, **302** série II, (12): 779-784; Paris.
- BASSINOT, F. C., LABEYRIE, L. D., VINCENT, E., QUIDELLEUR, X., SHACKLETON, N. J. & LANCELOT, Y. (1994): The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. - *Earth and Planetary Science Letters*, **126**: 91-108; Amsterdam.
- BERG, M. W. VAN DEN (1996): Fluvial sequences of the Maas: a 10 Ma record of neotectonics and climate change at various time-scales. - Thesis University Wageningen: 181 p.; Wageningen.
- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Risslöss. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **25**: 166-182; Stuttgart.
- (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. - *Frankfurter Geowiss. Arb.*, **D1**: 295 p.; Frankfurt a. M.
- BUSTAMANTE SANTA CRUZ, L. (1973): Les minéraux lourds des alluvions sableuses du bassin de la Meuse. - *Diss. Katholieke Universiteit Leuven*: 355 p.
- DEBENHAM, N. (1993): A short note on thermoluminescence data of sediments from the Palaeolithic site Maastricht-Belvèdère. - *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, **47**: 45-46; Maastricht.
- DOORMAEL, J. VAN (1945): Onderzoekingen betreffende de loessgronden van Zuid-Limburg. - *Dissertatie Wageningen*.
- FELDER, W. M. & BOSCH, P. W. (1988): Geologische kaart van Zuid-Limburg en omgeving: Oppervlaktekaart. - *Rijks Geologische Dienst Heerlen*.
- (1989): Geologische kaart van Zuid-Limburg en omgeving: Afzettingen van de Maas. - *Rijks Geologische Dienst Heerlen*.
- FRECHEN, M. (1991): Thermolumineszenz-Datierungen an Öffentlichtungen Geol. Inst. Univ. Köln, **79**: 137 p.; Köln.
- GEOLAB (1996): Boringen ten behoeve van ontginningsszone Kesselt voor Gewestplan Limburgs Maasland, gemeente Lanaken, kaartblad 34/2. - *Geolab b. v. b. a. Boringen-Bodemonderzoek, Planstraat 1, 9810 Eke-Nazareth, Belgium*.
- GRIP MEMBERS (Greenland Ice-core Project) (1993): Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. - *Nature*, **364**: 203-207; London.
- GULLENTOPS, F. (1954): Contributions à la chronologie du pleistocène et des formes du relief en Belgique. - *Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain*, **18**: 125-166; Louvain.
- GROENENDIJK, A. J., MEIJS, E. P. M., MÜCHER, H. J., VERMEERSCH P. M. & DE WARRIMONT, J. P. (1998): Preliminary report of an exceptional palaeosol catena of the last interglacial in the loess area of Belgian Limburg near Veldwezelt. - *The Eemian Excursion guide 1998, Local sequences, global perspectives*: 35-39.
- HAESAERTS, P. (1974): Séquence paléoclimatique du Pleistocène supérieur du bassin de la Haine (Belgique) - *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **97**: 105-139; Liege.
- & VAN VLIET-LANOË, B. (1981): Phénomènes périglaciaires et sols fossiles observés à Maisières-Canal, à Harmignies et Rocourt. - *Biuletyn Peryglacjalny*, **28**: 291-325; Wroclaw.
- JUVIGNÉ, E., KUYL, O., MÜCHER, M. & ROEBROEKS, W. (1981): Compte rendu de l'Excursion du 13 juin 1981, en Hesbaye et au Limbourg Neerlandais, consacrée à la chronostratigraphie des loess du Pleistocène Supérieur. - *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **104**: 223-240; Liege.
- MESTDAGH, H. & BOSQUET, D. (1999): The sequence of Remicourt (Hesbaye, Belgium): New insights on the pedo- and chronostratigraphy of the Rocourt soil - *Geologica Belgica*, **2/3-4**: 5-27; Brussels.
- HALET, F. (1932): La Géologie du flanc occidental de la vallée de la Meuse à l'Ouest de l'enclave de Mastricht d'après les sondages d'étude du Canal Albert. - *Bull. Soc. Belge Géol.*, **42**: 195-225; Brussels.
- HARTEN, D. VAN (1965): On the estimation of relative grain frequencies in heavy mineral slides. - *Geologie en Mijnbouw*, **44**: 357-363; Utrecht.
- HENNINGSEN, D. & STEPHAN, H. J. (2000): Die Schwermineral-Verteilung im Quartärprofil der Forschungsbohrung Tüschembek (Schlewig-Holstein). - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **50**: 50-55; Hannover.
- HENZE, N. (1998): Kennzeichnung des Oberwürmlösses der Niederrheinischen Bucht. - *Kölner Forum Geol. Paläontol.*, **1**: 212 p.; Köln.
- HUIJZER, A. S. (1993): Cryogenic microfibrils and macrostructures: Interrelations, processes and paleoenvironmental significance. - *Thesis Vrije Universiteit Amsterdam*: 245 p.
- JANUS, U. (1988): Löss der südlichen Niederrheinischen Bucht - *Kölner Geographische Arbeiten*, **49**: 174 p.; Köln.
- JUVIGNÉ, E. (1977): Zone de dispersion et age des poussieres volcaniques du tuf de Rocourt - *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **100**: 13-22; Liege.
- (1978): Les minéraux denses transparents des loess de Belgique. - *Zeitschrift für Geomorphologie*, **22**: 68-88; Berlin.

- (1985): The use of heavy mineral suites for loess stratigraphy. - *Geologie en Mijnbouw*, **64**: 333-336; Utrecht.
- (1993): Contribution à la tephrostratigraphie du quaternaire et son application à la géomorphologie. - *Toelichtende Verhandelingen voor de Geologische en Mijnkaarten van België*, **36**: 66 p.; Brussels.
- & RENARD, F. (1992): Les terrasses de la Meuse de Liege à Maastricht. - *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **115**, (1): 167-186; Liege.
- HAESAERTS, P., MESTDAGH, H., PISSART, A., & BALESCU, S. (1996): Révision du stratotype loessique de Kessel (Limbourg, Belgique). - *C. R. Acad. Sci. Paris*, **323**: 801-807; Paris.
- LAUTRIDOU, J. P. (1968): Les loess de Saint-Romain et de Mesnil-Esnard (Pays de Caux). - *Bull. C. Géomorph.*, **2**: 56 p.
- KOLFSCHOTEN, T. VAN, ROEBROEKS, W. & VANDENBERGHE, J. (1993): The Middle and Late Pleistocene sequence at Maastricht-Belvédère: the Type Locality of the Belvédère Interglacial. - *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, **47**: 81-91; Maastricht.
- LOYER, S., VAN VLIET-LANOE, B., MONNIER, J.-L., HALLEGOUET, B. & MERCIER, N. (1995): La coupe de Nantois (Baie de Saint-Brieuc, France): Datations par thermoluminescence (TL) et données paléoenvironnementales nouvelles pour le Pleistocène de Brétagne. - *Quaternaire*, **6** (1): 21-33; Paris.
- MEES, R. P. R. (1984): Paleobodems in de löss in West- en Midden-Europa. - *Doctoraal scriptie, Instituut voor Bodemkunde, Rijksuniversiteit Utrecht*: 72 p.
- & MEIJS, E. P. M. (1984): Note on the presence of pre-Weichselian loess deposits along the Albert Canal near Kessel and Vroenhoven (Belgian Limbourg). - *Geologie en Mijnbouw*, **63**: 7-11; Utrecht.
- MEIJER, T. & PREECE, R. C. (2000): A review of the occurrence of *Corbicula* in the Pleistocene of North-West Europe. - *Geologie en Mijnbouw / Netherlands Journal of Geosciences*, **79** (2/3): 241-255; Utrecht.
- MEIJS, E. P. M. (1985): Loess stratigraphical research at the paleolithic site Maastricht-Belvédère. - *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, **39** (1): 31-34; Maastricht.
- MÜCHER, H. J., OUWERKERK, G., ROMEIN, A. & STOLTENBERG, H. (1983): Evidence for 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; Hannover.
- & GROENENDIJK, A. J. (1999): Midden-Paleolithische vondst in een nieuwe geologische context. - *Archeologie in Limburg*, **79**: 1-6; Limburg.
- DE MENOCAL, P. B. (1995): Plio-Pleistocene African climate. - *Science*, **270**: 53-59.
- MESTDAGH, H. & HAESAERTS, P. (1998): The Rocourt Soil: a pedo-stratigraphic marker for the Last Interglacial. - *The Eemian Excursion guide 1998, Local sequences, global perspectives*: 27-34.
- PAULISSEN, E. (1973): De morfologie en de kwartairstratigrafie van de Maasvallei in Belgisch Limburg. - *Verhandelingen van de Koninklijke Academie voor Wetenschappen, Letteren en Schone Kunsten van België* **35**: 127 p.; Brussels.
- GULLENTOPS, F., VERMEERSCH, P. M., GEURTS, M.-A., GILOT, E., NEER, W. VAN, VOOREN, E. VAN & WAGEMANS, E. (1981): Evolution holocène d'un flanc de vallée sur substrat perméable (Hesbaye sèche, Belgique). - *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, **31**: 23-75.
- PETTIT, J. R., MOUNIER, L., JOUZEL, J., KOROTKEVICH, Y. S., KOTLYAKOV, V. I. & LORIUS, C. (1990): Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. - *Nature*, **343**: 56-58; London.
- JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N. I., BARNOIA, J.-M., BASILE, I., BENDERS, M., CHAPPELLAZ, J., DAVIS, M., DELAYGUE, G., DELMOTTE, M., KOTLYAKOV, V. M., LEGRAND, M., LIPENKOV, V. Y., LORIUS, C., PÉPIN, L., RITZ, C., SALTZMAN, E. & STEVENARD, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. - *Nature*, **399**: 429-436; London.
- REILLE, M., ANDRIEU, V., BEAULIEU DE, J.-L., GUENET, P. & GOEURY, C. (1998): A long pollen record from Lac du Bouchet, Massif Central, France: for the period ca. 325 to 100 ka BP (OIS 9c to OIS 5e). - *Quaternary Science Reviews*, **17**: 1107-1123; Amsterdam.
- SCHIRMER, W. (1999): Kaltzeiten und Warmzeiten im Löss - *Terrestrische Quartärgeologie*, 81-100.
- (2000): Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löss - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **50**: 25-49; Hannover.
- TZEDAKIS, P. C., ANDRIEU, V., BEAULIEU DE, J.-L., CROWHURST, S., FOLLIERI, M., HOOGHMIESTRA, H., MAGRI, D., REILLE, M., SADORI, L., SHACKLETON, N. J. & WIJMSTRA, T. A. (1997): Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500,000 years. - *Earth and Planetary Science Letters*, **150**: 171-176; Amsterdam.
- VANDENBERGHE, J., ZHISHENG, A., NUGTEREN, G., HUANYU, L. & VAN HUISSTEDEN, K. (1997): New absolute time scale for the Quaternary climate in the Chinese loess region by grain-size analysis. - *Geology*, **25** (1): 35-38.
- HUIJZER, B., MÜCHER, H. & LAAN, W. (1998): Short climatic oscillations in a western European loess sequence (Kessel, Belgium). - *Journal of Quaternary science*, **13** (5): 471-485; Harlow.
- VAN DEN HAUTE, P., VANCRAEYNST, L. & DE CORTE, F. (1998): The Late Pleistocene loess deposits and palaeosols of eastern Belgium: new TL age determinations. - *Journal of Quaternary science*, **13** (5): 487-497; Harlow.
- VANMONTFORT, B., VERMEERSCH, P. M., GROENENDIJK, A. J., MEIJS, E. P. M., DE WARRIMONT, J.-P. & GULLENTOPS, F. (1998): The Middle Palaeolithic site of Veldwezelt-Hezerwater, Belgian Limbourg. - *No-*

- tae Praehistoricae, **18**: 5-11; Brussels.
- ZÖLLER, L., STREMMER, H. & WAGNER, G. A. (1988): Thermolumineszenz-Datierung an Löss-Paläobodensequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein/Bundesrepublik Deutschland.- Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), **73**: 39-62; Amsterdam.

<sup>1</sup> According to recent knowledge, these TL-ages from Ariendorf, Middle Rhine Valley, must be regarded as underestimated, however (personal communication by L. ZÖLLER). This further strengthens the assignment of C-loess to MIS-8.

# Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

## Aufbau des satzfertigen Manuskriptes

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 eckige Klammern dem Abstract voranzustellen. Weitere Übersetzungen der Kurzfassung sind möglich. Die Kurzfassung soll für den Leser einen hohen Informationswert haben. Bei größeren Arbeiten müssen die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Am Rande des Manuskripts sind die Stellen mit Bleistift zu kennzeichnen, an denen Abbildungen und Tabellen montiert werden sollen.

Sämtliche Abbildungsunterschriften 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 durchnummerieren. 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 beschrieben, 1½ 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 angegeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 34 ff.). Beispiel 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:

Autorennamen in Kapitalchen schreiben. Müller wird MÜLLER, Wichtig wird w i c h t i g (gesperrt); Holoziän wird **Holoziän** (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 Kapitalchen gesetzt.

## Vorlage 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 Flächen-signaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Abbildungen, die als Bilddatei geliefert werden, im TIF-Format erstellen. Photos für Autotypen nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypen sind wesentlich teurer als Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autors 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**, VII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

**Sonderdrucke:** 20 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.



# Lieferbare Bände von „Eiszeitalter und Gegenwart“

Stand 1. 3. 2002

E. Schweizerbart'sche  
Verlagsbuchhand-  
lung (Nägele u. Ober-  
miller)- Stuttgart

Band-Nr.	Jahrgang		Band-Nr.	Jahrgang			
6	1955	}	34	1984	}		
7	1956		35	1985		je € 39,00	
11	1960		36	1986 = € 41,00	}		
12	1962		37	1987			
13	1962		38	1988		je € 42,00	
14	1963		}	39	1989	}	
15	1964			40	1990 = € 48,00		
16	1965			41	1991 = € 49,00	}	
17	1966			42	1992		
18	1967			43	1993		}
19	1968	44		1994			
20	1969	}		45	1995	}	
21	1970			46	1996		je € 50,00
22	1971			47	1997	}	
23/24	1973			48	1998		
25	1974		49	1999			
26	1975		}	50	2000	}	
27	1976						
28	1978					}	
29	1979						je € 38,00
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 € 10,00 pro Band abgegeben, bei Abnahme aller 20 Bände reduziert sich der Preis auf € 153,00. 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 € 25,00, für Mitglieder: bei Abnahme aller 10 Bände (Nr. 34-43) reduziert sich der Preis auf € 204,00.

*ESSMANN, 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 € 43,00 (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 Zeltinger, Heere-  
weg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse für Mitglieder zum Preis von € 28,00 pro Band zu beziehen.

# Index

<i>BIBUS, E., RÄHLE, W. &amp; WEDEL, J.</i> : Profilaufbau, Molluskenführung und Parallelisierungsmöglichkeiten des Altwürmabschnitts im Lössprofil Mainz-Weisenau .....	1-14
<i>HELBIG, H. &amp; DE KLERK, P.</i> (2002): Befunde zur spätglazialen fluvial-limnischen Morphodynamik in kleinen Talungen Vorpommerns .....	15-32
<i>HEINE, K. &amp; MEBUS A. GEYH, M. A.</i> : Neue <sup>14</sup> C-Daten zur jüngeren Dryaszeit in den ecuadorianischen Anden .....	33-50
<i>KAISER, K., SCHOKNECHT, TH., JANKE, W., KLOSS, K. &amp; PREHN, B.</i> : Geomorphologische, palynologische und archäologische Beiträge zur holozänen Landschaftsgeschichte im Müritzgebiet (Mecklenburg-Vorpommern) .....	51-66
<i>KAMP, U. &amp; HASERODT, K.</i> : Quartäre Vergletscherungen im Hindukusch, Karakorum und West-Himalaya, Pakistan - Ein Überblick .....	67-73
<i>KOENIGSWALD, W. v. &amp; MENGER, F.</i> : Ein ungewöhnlich großer Schädel vom Auerochsen ( <i>Bos primigenius</i> ) aus dem letzten Interglazial von Groß-Rohrheim bei Darmstadt .....	74-92
<i>KÜHN, P., JANETZKO, P. &amp; SCHRÖDER, D.</i> : Zur Mikromorphologie und Genese lessivierter Böden im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns .....	93-114
<i>MEYS E. P. M.</i> : Loess stratigraphy in Dutch and Belgian Limburg .....	115-131