

# Eiszeit alter und Gegen wart

Jahrbuch der  
Deutschen  
Quartär  
vereinigung

Schriftleitung  
HANS DIETRICH  
LANG

38. Band  
1988

Mit 57 Abbildungen  
im Text  
und 19 Tabellen

Vertrieb:

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



ISSN 0424-7116

# Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

3000 Hannover 51, Stilleweg 2, Postfach 510153

Bankverbindungen:

Postgirokonto: Postgiroamt Hannover, Konto-Nr. 453 03-308,

BLZ 250 100 30

oder Bankkonto: Kreissparkasse Hannover,

Konto-Nr. 2000 806 311, BLZ 250 502 99

---

## Vorstand

(1987 — 1990)

Präsident:	Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Tübingen
Vizepräsidenten:	Prof. Dr. H. HAGEDORN, Würzburg Prof. Dr. W. SCHIRMER, Düsseldorf
Schriftleiter des Jahrbuchs:	Prof. Dr. H. D. LANG, Hannover
Schatzmeister:	Prof. Dr. R. LOOK, Hannover
Archivar:	Prof. Dr. K.-D. MEYER, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Dr. D. VAN HUSEN, Wien

Prof. Dr. L. BENDA, Hannover

Prof. Dr. A. SCHREINER, Freiburg i. Br.

---

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 50.— DM,  
Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 20.— DM,  
korporative Mitglieder 60.—DM.

Der Jahresbeitrag ist bis 1.3. des betreffenden Jahres auf eines  
der obengenannten Konten zu überweisen.

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

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an

Dr. H. D. Lang, Stilleweg 2, Postf. 510153, 3000 Hannover 51.

## Eiszeitalter und Gegenwart



# Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der  
Deutschen Quartärvereinigung

38. Band

Mit 57 Abbildungen im Text und 19 Tabellen

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung Hannover

Schriftleitung: HANS DIETRICH LANG

Vertrieb:



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

1988

---

ISSN 0424—7116 © Deutsche Quartärvereinigung, Hannover  
Schriftleitung: H. D. Lang

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich  
Herstellung: Dieterichsche Universitäts-Buchdruckerei W. Fr. Kaestner, Rosdorf über Göttingen

## Inhaltsverzeichnis

A. Aufsätze		Seite
<i>LOOK, E.-R. &amp; MEYER, K.-D.:</i>	Der Paul-Woldstedt-Stein — ein Findling auf der Rehburger Endmöräne am Steinhuder Meer / Hannover	1—5
<i>LÜTTIG, G.:</i>	Gehen wir auf eine neue Eiszeit zu?	6—16
<i>FLAGEOLLET, J.-C.:</i>	Quartäre Vereisungen in den lothringischen Vogesen: Anzahl, Ausdehnung und Alter	17—36
<i>RICKEN, W. &amp; GRÜGER, E.:</i>	Vegetationsentwicklung, Paläoböden, Seespiegelschwankungen: Untersuchungen an eem- und weichselzeitlichen Sedimenten vom Südrand des Harzes	37—51
<i>RAPPOL, M. &amp; VAN GIJSEL, K.:</i>	Sedimentary Petrography of Glacial Deposits of the Rotach Valley, Western Allgäu, Southern West Germany	52—68
<i>KNUDSEN, K. L.:</i>	Marine Interglacial Deposits in the Cuxhaven Area, NW Germany: A Comparison of Holsteinian, Eemian and Holocene Foraminiferal Faunas	69—77
<i>LIPPS, S.:</i>	Fluviatile Dynamik im Mittelwesertal während des Spätglazials und Holozäns	78—86
<i>ZOLITSCHKA, B.:</i>	Spätquartäre Sedimentationsgeschichte des Meer- felder Maares (Westeifel). — Mikrostratigraphie jahreszeitlich geschichteter Seesedimente	86—93
<i>JUVIGNÉ, E. H. &amp; WINTLE, A. G.:</i>	A New Chronostratigraphy of the Late Weichselian Loess Units in Middle Europe based on Thermoluminescence Dating	94—105
<i>SIEBERTZ, H.:</i>	Die Beziehung der äolischen Decksedimente in Nordwestdeutschland zur nördlichen Lößgrenze	106—114
<i>KLOSTERMANN, J., REHAGEN, H.-W. &amp; WEFELS, U.:</i>	Hinweise auf eine saalezeitliche Warmzeit am Niederrhein	115—127
<i>SCHÜRMAN, M.:</i>	Über einen zweiten Urmenschenfund aus dem Neandertal	128—129

## B. Berichte

MÜLLER-BECK, H., SCHREINER, A.,  
JÄKEL, D., KUHLE, M.,  
JERZ, H. & BRONGER, A.: Bericht über den XII. INQUA-Kongreß  
in Ottawa  
vom 31. Juli bis 09. August 1987 130—148

BRÜCKNER, H. & RADKE, U.: Bericht über die Abschlußtagung des Inter-  
nationalen Geologischen Korrelationsprogrammes  
"Late Quaternary Sea-Level Changes:  
Measurement, Correlation and Future Applica-  
tions" (IGCP 200) 149—151

RADTKE, U., ZÖLLER, I. &  
BRÜCKNER, H.: Das 5. Internationale Seminar  
über Thermolumineszenz- und Elektronen-  
spin-Resonanz-Datierung in Cambridge,  
06. — 10. 07. 1987 152—154

## C. Personalia

SCHÖNHALS, E.: Nachruf Karel Žebera 155—156

D. Buchbesprechungen 157—160



## Der Paul-Woldstedt-Stein — ein Findling auf der Rehburger Endmoräne am Steinhuder Meer / Hannover

ERNST-RÜDIGER LOOK & KLAUS-DIETER MEYER \*)

Am 14. Oktober 1988 wäre PAUL WOLDSTEDT (14. 10. 1888 — 7. 7. 1973) 100 Jahre alt geworden.

In Würdigung seiner menschlichen und wissenschaftlichen Persönlichkeit haben wir inmitten eines seiner ehemaligen Hauptarbeitsgebiete einen nordischen Findling zum

### Paul-Woldstedt-Stein

widmen lassen.

Unweit nördlich des Steinhuder Meeres, innerhalb der Gemarkung Mardorf der Stadt Neustadt a. Rbge. (Landkreis Hannover) fand der Landwirt KARL KOOP bei einer Waldrodung südlich der Diepholzberge (s. Abb. 1) im Februar 1981 einen  $4,2 \times 1,7 \times 1,6$  m großen Findling; das Gewicht wird auf rund 20—25 t geschätzt. Derartig große Findlinge sind im Altmoränengebiet der nordischen pleistozänen Eiszeiten, wie hier, selten anzutreffen. Nur der „Goliath-Stein“ direkt nördlich des Steinhuder Meeres bei der Gaststätte „Weiße Düne“, östlich von Mardorf, ist ein etwa gleichgroßer Findling. Östlich von Nienburg bei der Ortschaft Stöckse ist mit dem „Giebichenstein“ ein außergewöhnlich großer Findling bekannt, mit ca.  $7 \times 5 \times 3,5$  m der größte Niedersachsens.

Auch von seiner Beschaffenheit her ist der Block bemerkenswert. Es handelt sich nach der mikroskopischen Untersuchung (DS 26867) durch P. MÜLLER (BGR Hannover) um einen guterhaltenen, rötlich-grauen Granit, der unter hohem Druck und erhöhter Temperatur eine deutliche flaserige Parallelstruktur erhielt, also auch als „Gneisgranit“ bezeichnet werden kann. Derartige Gesteine sind vor allem in

Schweden beheimatet. Als Mindestalter sind über 1 Milliarde Jahre anzunehmen.

Dieser außergewöhnliche Findling wurde vor über 200.000 Jahren, während des Drenthe-Stadiums der Saale- (= vorletzte) Eiszeit, im Inlandgletschereis in Schweden eingefroren und bis an seine Fundstelle am Steinhuder Meer geschoben. Die Fundschicht war kiesiger Geschiebedecksand über Schmelzwassersand; nach VOSS (1982) liegt er in einer Endmoränenlandschaft mit Resten von Grundmoräne und Dünen- und Flugsanddecken. Der jetzt gut 1.000 Kilometer von seinem Heimatort in Schweden entfernt liegende Findling weist einige Besonderheiten auf, die auf die „Reisestrupazen“ zurückzuführen sind. Vom Schieben im Eis zeugen gerundete Ecken und eine glattgeschliffene Gleitfläche, in die deutlich erkennbar Rillen eingekritzelt sind (Gletscherschrammen). Scharfe Kanten dürften auf Absprengungen durch Frostverwitterungen zurückgehen.

In der jüngsten, der Weichsel-Eiszeit, wurde der Findling in der eisfreien Landschaft zu einem Windkanter



Abb. 1: Der Paul-Woldstedt-Stein am Steinhuder Meer, Gemarkung Mardorf, Landkreis Hannover (Foto E.-R. LOOK).

\*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. E.-R. LOOK; Prof. Dr. K.-D. MEYER, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

geformt: Unbehindert konnten sandbeladene Winde seine Oberfläche nicht nur abhobeln, sondern auch glattpolieren. Davon zeugt heute eine auffällige Kante auf der oberen Findlingsseite.

Jüngere Sandablagerungen haben ihn schließlich zugedeckt. Das kann mit Ursache dafür sein, daß dieser Findling im 19. Jahrhundert nicht zerstört wurde, als im Zuge des Straußenbaus viele andere Findlinge zu Pflastersteinen zerschlagen wurden.

Da die Zerstörung von Findlingen auch heute noch fortschreitet, haben wir zum Schutz besonders charakteristischer Gesteine und zu Lehr- und Anschauungszwecken bei Hagenburg am Steinhuder Meer einen „Findlingsgarten“ eingerichtet (MEYER 1980).

Der Findling wurde vom Grundstückseigentümer, Herrn Landwirt KARL KOOP aus Mardorf, freigelegt. Mit schwerem Bergegerät des Panzerartilleriebataillon 35 aus Luthmersen konnte er von seinem Fundplatz (R 352278, H 581864) an seinen heutigen Standort an einer Wegegabel gebracht (s. Abb. 2) und dort richtig plaziert werden (R = 352217, H = 581850). Im Juni 1982 wurde dieser Findling im Beisein von zahlreichen Personen des öffentlichen Lebens und interessierter Bürger vom Landrat, Herrn Dr. KARSTEN HOPPENSTEDT, zum Naturdenkmal erklärt und ge-

meinsam mit dem Vizepräsidenten des Landesamtes für Bodenforschung, Herrn Prof. Dr. HEINRICH REXHÄUSER, mit Neustädter Sekt der Marke „Schloß Landestroß“ getauft und PAUL WOLDSTEDT gewidmet. In der inzwischen dort angebrachten Widmungstafel ist folgendes zum Gedenken unseres nun 100jährigen Jubilars nachzulesen:

### Paul-Woldstedt-Stein

Granitfindling eingefroren im Gletschereis und mit diesem aus Schweden hierher geschoben  
Alter: über 1 Milliarde Jahre  
Gewicht: ca. 20 Tonnen.

Zur Erinnerung an den Eiszeitforscher Prof. Dr. PAUL WOLDSTEDT (1888—1973), der erstmalig im Jahre 1928 die Schneereiner Berge nördlich vom Steinhuder Meer als Teil der Endmoräne der „Rehburger Phase“ erkannte.

Dieser Endmoränenzug wurde während der Saale-Eiszeit vor ca. 200.000 Jahren durch das aus Skandinavien bis hierher vorgedrungene Inlandeis gebildet. Er erstreckt sich als Höhenzug nach Westen bis ins Emsland.

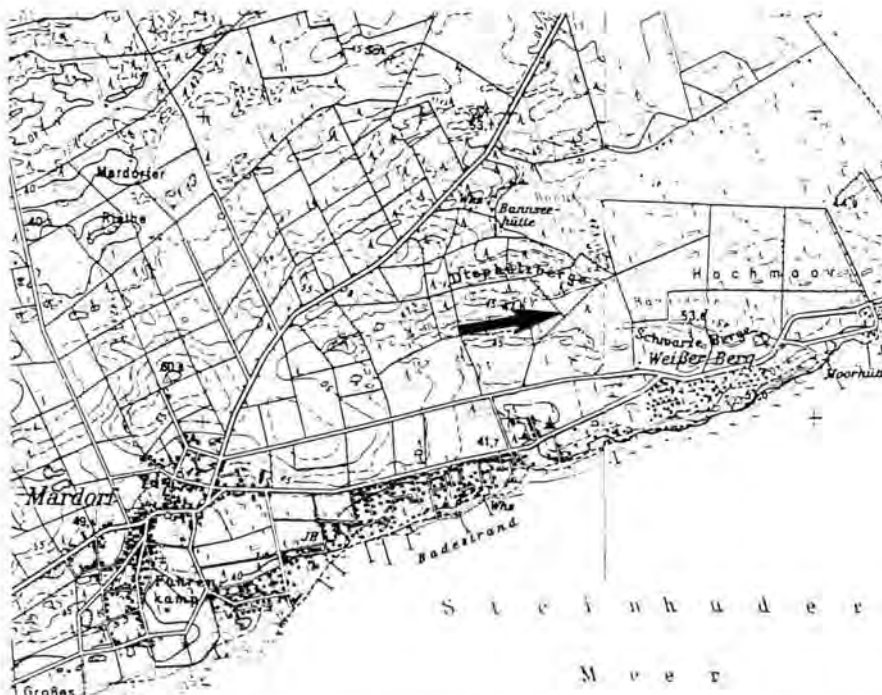


Abb. 2: Lageplan Paul-Woldstedt-Stein (siehe Pfeilspitze) am Steinhuder Meer / Hannover (Auszug TK 50, Nr. L 3520, L 3522).

Erinnern wir uns auszugsweise an DUPHORN (1974) im Nachruf auf PAUL WOLDSTEDT: „Am 7. Juli 1973 verstarb PAUL WOLDSTEDT, der Nestor der deutschen Eiszeitgeologie, der auch im internationalen Maßstab zu den prominentesten Forschern gehörte. Welchen Klang sein Name in der internationalen Fachwelt hat, wurde anlässlich des Festkolloquiums zu seinem 80. Geburtstag (1968) von einem ausländischen Kollegen halb ernst-, halb scherzhaft mit der Bemerkung zum Ausdruck gebracht, daß der Name WOLDSTEDT für viele synonym mit „Eiszeit“ sei.

PAUL WOLDSTEDT wurde am 14. Oktober 1888 in Flensburg geboren. Dort, im Lande der Förden und der „Buckligen Welt“, wie die Schleswig-Holsteiner die Jungmoränenlandschaft ihrer Heimat nennen, wuchs er gleichsam in die Materie des norddeutschen Vereisungsgebietes hinein. Im Jahre 1912 begründete er seine akademische Laufbahn mit einer Dissertation über „Beiträge zur Morphologie von Nordschleswig“. WOLDSTEDTs weltoffene Betrachtungsweise und seine Gabe der vergleichenden geologisch-geomorphologischen Zusammenstellung zeichnen sich bereits in der Dissertation ab. Doch zunächst sah es gar nicht so aus, als ob er sich ein Leben lang der Eiszeitforschung verschreiben würde. Nach dem 1. Weltkrieg und einer kurzen Assistenzzeit am Geographischen Institut der Universität Halle trat er 1921 in die Preußische Geologische Landesanstalt Berlin ein. In den nachfolgenden Jahren kartierte er mehrere Blätter im Braunschweigischen. Dabei konzentrierte er sich mehr auf die Klärung der tektonischen und salttektonischen Zusammenhänge als auf die quartären Ablagerungen und Formen.

Mit der ihm eigenen Beharrlichkeit begann P. WOLDSTEDT jedoch schon während dieser Kartierzeit, seine Kreise im Quartär des Norddeutschen Tieflandes immer weiter zu ziehen. Zunächst verfolgt er die in Nordschleswig erkannten Zusammenhänge zwischen den großen Sandern, Rinnenseen und subglaziären Schmelzwasserrinnen der letzten Eiszeit bis nach Ostpreußen weiter. Dann erschienen mehrere Arbeiten zur stratigraphischen Untergliederung des norddeutschen Pleistozäns, die im wesentlichen auch heute noch Gültigkeit besitzen.“ Wir fügen hier einen Auszug aus WOLDSTEDT's Arbeit ein, in der er den Begriff „Rehburger Phase“ einführt:

„Über einen wichtigen Endmoränenzug  
in Nordwestdeutschland

von PAUL WOLDSTEDT in Berlin

... An dieser Stelle möchte ich auf einen wichtigen Endmoränenzug eingehen, der sich über größere Erstreckung hin verfolgen läßt.

Aus der Gegend N des Steinhuder Meeres hat 1908 H. SPETHMANN mehrere hintereinander gelegene Staffeln eines Endmoränenzuges beschrieben, die sich hier in WSW—ONO-Richtung erstrecken. Der Hauptzug ist der Schneereiner Bogen, der vom Leiersberg N Rehburg in nord-östlicher Richtung bis in die Gegend von Mandelsloh im Leinetal verläuft. Ihm ist im Süden die Mardorfer Vorstaffel vorgelagert, während N des Hauptbogens noch die Husumer Nachstaffel folgt, finden die Endmoränen nach O hin ihre Fortsetzung in den Höhen von Abbensen und Mellendorf zwischen Leine und Wietze. An einen west-östlich streichenden Bogen (Brelinger Berg) schließt sich hier ein weiterer nach SO gerichteter an. Der Lindenberg auf der kleinen Diluvialhochfläche von Scharrel mag eine Vorstaffel dieses Hauptzuges darstellen und ist vielleicht mit der Mardorfer Staffel in Verbindung zu bringen.

Zwischen Fuhse und Oker ist ein Zug von Kieskuppen vorhanden, die, je weiter nach O hin, um so deutlicher im Gelände hervortreten. Sie sind auch heute noch in ihrer äußeren Form deutlich hervortretende Endmoränenkuppen.

Betrachten wir die Fortsetzung der Rehburger Moräne nach W hin, so findet die südliche Staffel, die Mardorfer, eine Fortsetzung in der Loccumer Endmoräne, die bei Ilvese am Weserufer abbricht. Die Fortsetzung ist in den flachen NNW streichenden Erhebungen zwischen Harriestedt und Uchte und N Uchte zu suchen. Hier vereinigt sich diese südliche Staffel mit einer nördlichen, die die ausgeprägte Moränenlandschaft zwischen Kuppendorf und Hoysinghausen bildet und durch den Knapp-Berg und Heisterberg (N Steyerberg) mit der Husumer Staffel in Zusammenhang steht.

Von Kuppendorf verläuft die Moräne, vielfach durch breite Täler unterbrochen, in westlicher Richtung über Göthen — Holzhausen — Hann. Ströhen — Wagenfeld zu der Kellenberg-Moräne O Diepholz. Durch den Hohen Sühn ist dann weiter die Verbindung zu den Dammer Bergen gegeben.

Diese sind einige der wichtigsten und ausgeprägtesten Glieder des ganzen Zuges; sie bilden eine markante Erhebung, die von Vechta in Oldenburg in SSW-Richtung auf Neuenkirchen zu verläuft, in ihren höchsten Kuppen 181 m erreicht und sich damit mehr als 100 m über die nähere Umgegend erhebt.

Durch das breite Hasetal von den Dammer Bergen getrennt, schließt sich nach Westen der breite Komplex der Fürstenaauer Berge an, der das Gegenstück der Dammer Berge bildet und ihnen in Aufbau und Oberflächengestaltung völlig an die Seite zu stellen ist. Die weitere Fortsetzung des ausgeprägten Zuges ist über die Fenster-Berge NW Fürstenua, den Windmühlenberg N Thuine und die Erhebungen S und SW Baccum zu suchen. Es folgt dann die breite Unterbrechung durch das Emstal. Möglicherweise bilden die Erhebungen von Ootmarsum und Ülßen im preußisch-holländischen Grenzgebiet die weitere Fortsetzung dieses wichtigen Endmoränenzuges.

In der beschriebenen Eisrandlage haben wir wohl die wichtigste und ausgeprägteste Endmoräne Nordwestdeutschlands vor uns, die sich heute schon mit ziemlicher Sicherheit über etwa 300 km hin verfolgen läßt. Nach dem etwa in der Mitte

des ganzen Zuges gelegenen Orte Rehburg bezeichne ich die Endmoräne als „Rehburger Endmoräne“ und die dadurch bezeichnete Stillstandsfläche als „Rehburger Stadium“ ...“ (WOLDSTEDT 1928).

„Unterdessen arbeitete er nebenbei an seinem Buch „Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums“. Dieses Buch, das 1929 erschien, brachte ihm weltweite Anerkennung ein.

Mit dem internationalen Durchbruch mehrten sich auch die Auslandsreisen. Bereits 1928 hatte er eine mehrmonatige Studienreise in die nordamerikanischen Vereisungsgebiete durchgeführt. Seither hat er nie an der Gleichzeitigkeit der weltweiten pleistozänen Klimaverschlechterungen und Vereisungen gezweifelt. Auf dem 2. INQUA-Kongreß in Leningrad 1932 wurde er in das Redaktionskomitee der „Kommission für die Internationale Quartärkarte von Europa 1:1,5 Mio.“ gewählt. 1935 erschien seine „Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1:1,5 Mio.“, die auch zur Wandkarte für den Schul- und Hochschulunterricht umgeändert wurde. Im Sommer 1936 folgte dann eine Studienreise nach Island. Im Vorland der isländischen Inlandeisgletscher studierte er die Toteisvorgänge in situ. Auf dieser aktuo-geologischen Grundlage baute er dann seine Untersuchungen über die Rolle des Toteises für die Glazialmorphologie Norddeutschlands auf.

Im 2. Weltkrieg führte P. WOLDSTEDT seine Kartierarbeiten in Norddeutschland weiter. Während dieser Zeit begann er auch mit der Bearbeitung seines Buches „Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter“, das dann 1950 in der ersten und 1955 in der zweiten Auflage erschien. Dieses Buch, das nicht nur das Pleistozän und Holozän, sondern auch die menschlichen Kulturen in Norddeutschland behandelt, zeichnet sich dadurch aus, daß es die Information nicht nur auf den gesicherten Bestand des damaligen Wissens beschränkt, sondern daß es in vorsichtiger, abgewogener Beurteilung auch die ungeklärten und problematischen Fragen herausstellt.

Nach dem Kriege bemühte sich P. WOLDSTEDT, der inzwischen Abteilungsdirektor im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung Hannover geworden war, um die Reorganisation der deutschen Quartärforschung und um den Wiederaufbau und Ausbau der internationalen Beziehungen. Dabei kamen ihm seine guten persönlichen Beziehungen aus der Vorkriegszeit sehr zustatten. In Hannover scharte er eine ganze Reihe von Quartärforschern um sich, und im Dezember 1947 rief er zusammen mit R. GRAHMANN und K. RICHTER zur Gründung der Deutschen Quartärvereinigung auf. Die erste Tagung der DEUQUA fand im Oktober 1948 in Hannover statt. Auch die

Gründung der DEUQUA-Zeitschrift „Eiszeitalter und Gegenwart“ im Jahre 1951 geht wesentlich auf P. WOLDSTEDT's Initiative zurück, der selber längere Zeit Vorsitzender der Vereinigung war. Bis 1967 war er Schriftleiter der DEUQUA-Zeitschrift. Diese enthält auch eine ganze Reihe von thematisch sehr breit gefächerten Beiträgen des Autors WOLDSTEDT.

Nach seiner Pensionierung im Jahre 1951 siedelte P. WOLDSTEDT von Hannover nach Bonn über. Dort widmete er sich als Honorarprofessor an der Universität Bonn ganz seinen Studenten und seinen wissenschaftlichen Interessen. 1954 erschien der Band I seines Buches „Das Eiszeitalter“, 1958 folgt der Band II, 1965 der Band III und 1969 der Band „Quartär“ im Handbuch der Stratigraphischen Geologie.

Auf dem 6. INQUA-Kongreß in Warschau 1961 wurde P. WOLDSTEDT zum Präsidenten der „Kommission für die Internationale Quartärkarte von Europa 1:2,5 Mio.“ gewählt. Bis 1967 hat er alle Sitzungen dieser Kommission geleitet, eine Aufgabe, die nicht nur umfassende Sachkenntnisse, sondern auch großes taktisches Geschick verlangte. Außerdem führte er noch mehrere Forschungsreisen in das Ausland durch. Noch im hohen Alter reiste er gemeinsam mit seiner Frau ein halbes Jahr lang durch Südafrika, Australien und Neuseeland, um die neueren Forschungsergebnisse aus diesen Ländern in den Band III seines Buches „Das Eiszeitalter“ einarbeiten zu können.

Anerkennungen und Ehrungen für seine wissenschaftlichen Leistungen sind P. WOLDSTEDT reichlich zuteil geworden, 1943 nahm ihn die „Akademie der Naturforscher Leopoldina“ als Mitglied auf, 1948 verlieh ihm die „Deutsche Geologische Gesellschaft“ die Hans-Stille-Medaille und 1958 die DEUQUA die Albrecht-Penck-Medaille. Mehrere Festschriften wurden ihm gewidmet, und anlässlich seines 70., 75. und 80. Geburtstages wurden in der Universität Bonn unter reger Beteiligung in- und ausländischer Quartärforscher Festkolloquien veranstaltet. Anlässlich seines 75. Geburtstages erhielt er die Ehrendoktorwürde der Universität Rostock.

P. WOLDSTEDT hat mehrere Bücher über das Quartär in aller Welt geschrieben. Trotzdem hat er nie das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes aus den Augen verloren. Das norddeutsche Quartär war ihm am meisten ans Herz gewachsen; hier war er zu Hause, hier hat er seine wissenschaftliche Laufbahn vor über sechs Jahrzehnten begonnen und hier hat er sie auch beendet: der Tod nahm ihm die Feder ein Jahr vor der Herausgabe der dritten Auflage seines Buches über „Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter“ aus der Hand. P. WOLDSTEDT hat in der Quartärforschung tiefe Spuren hinterlassen, die noch lange nachwirken werden.

**Schriftenverzeichnis**

- DUPHORN, K. (1974): PAUL WOLDSTEDT. — Geol. Jb., A 25: 3—12, 1 Foto; Hannover.
- MEYER, K.-D. (1980): Findlingsgarten in Hagenburg am Steinhuder Meer eröffnet. — Der Geschiebesammler, 14(1): 1—4, 2 Abb.; Hamburg.
- SPETHMANN, H. (1908): Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. — Mitt. geogr. Ges. Lübeck, 2. Reihe, 22: 1—17, 1 Abb.; Lübeck.
- VOSS, H.-H. (1982): Erläuterungen zu Blatt Nr. 3421 Husum. — Geol. Karte Niedersachsen 1: 25 000: 130 S., 13 Abb., 8 Tab., 8 Kt.; Hannover.
- WOLDSTEDT, P. (1928): Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. — Jber. nieders. geol. Ver., 21: 10—17, 1 Abb.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 30. 1. 1988.

## Gehen wir auf eine neue Eiszeit zu? \*\*)

GERD LÜTTIG \*)

Lecture, Pleistocene, interglacial environment, pollen analysis, temperature, climatic zonation, comparison, Eemian, Holsteinian, Holocene, extrapolation, glaciation

**Themenstellung:** In der öffentlichen Diskussion der Gegenwart tauchen in fast regelmäßigem Abstand Meldungen, auch solche von manipulativem Charakter aus der Ecke der Regenbogenpresse auf, in welchen der Menschheit das baldige Erscheinen einer neuen Eiszeit in Aussicht gestellt wird.

Man muß feststellen, daß der wissenschaftliche Gehalt derartiger Informationen äußerst dürftig ist und daß zur Beweisführung für diese Behauptung meist Prognosen herangezogen werden, die nur zum Teil auf einer diskussionswürdigen Basis stehen. Bekanntermaßen sind klimatologische Prognosen, die sich auf Beobachtungen über die geologische Gegenwart beziehen, wegen der Kürze der wissenschaftlich exakten Beobachtungsdauer bedenklich. Jedenfalls sind die Folgerungen meist schwerergerichtet als das Beobachtungsmaterial.

Für einen Quartärstratigraphen ist betrüblich festzustellen, daß sich — von wenigen Ausnahmen, z. B. dem INQUA Symposium in Uppsala im Jahre 1975 abgesehen — die Quartärforscher in dieser Frage nicht oder nur sehr undeutlich artikuliert haben. Dabei besitzen sie aufgrund ihrer Kenntnisse über Vegetations- und Klimageschichte sowie über die Chronologie der Interglazialzeiten das bestmögliche Beobachtungsmaterial. Man kann diese Kenntnis auf zyklustratigraphische Gesetzmäßigkeiten zurückführen, die für die Klimageschichte des Holozän wichtig sind und es erlauben, eine Vorausschau über die zukünftige Klimaentwicklung vorzunehmen. Der Autor regt an, diese Daten zu sichten und ihre Bedeutung für die Klimaentwicklung herauszustellen. Die Quartärforscher sollten sich deutlicher als bisher zu dieser für die gesamte Menschheit wichtigen Frage äußern.

[Is a New Ice Age Coming?]

**Problem:** In general discussions of our present day, mankind has been promised the occurrence of a new ice-age in

reports, even ones of a manipulative nature from the rainbow press, which have appeared at regular intervals.

It should be said that the scientific content of information like this is extremely scanty, and as arguments in favour of this statement, mostly on a very low scientific level, were consulted which are only in part founded enough to deserve discussion. As is known, climatological forecasts on the basis of existing observations over the past few hundred years are questionable because of the shortness of the scientifically exact length of observation. In any case, the conclusions usually carry more weight than the observation material.

A Quaternary stratigrapher will observe to his distress that, apart from a few exceptions such as in INQUA Symposium in Uppsala in 1975, the Quaternary researchers haven't expressed themselves at all or at least very indistinctly on this issue. Because of their knowledge of the history of vegetation and climate, they possess, however, the best possible observation material on the cyclostratigraphical laws from which deductions can be developed about the Holocene and its future climatic development, too. The author encourages that this data be examined and weighted so that the Quaternary researchers can express themselves more clearly than in the past about these issues so important for all of mankind.

1.

Aus der z. T. von Hysterie gekennzeichneten öffentlichen Diskussion über die Zukunft der Menschheit ragen einige Stimmen, meist aus der Presse, über die Entwicklung des Klimas heraus, oft wiederholen sie sich regel- oder unregelmäßig, meist nach Perioden außergewöhnlichen Wetters. Einige lauten so ähnlich wie

— „Blitzzeit steht bevor.“

— „Sorgenvoll bestätigen Klimaforscher, eine neue Eiszeit könne in 2.000 oder 3.000 Jahren eintreffen.“

\*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. G. LÜTTIG, Ordinarius für Angewandte Geologie an der Universität Erlangen-Nürnberg, Schloßgarten 5, D — 8520 Erlangen.

\*\*) Veränderte Fassung eines Vortrages bei der DEUQUA-Tagung in Zürich am 03. 09. 1982.

- „Dieses ist um so mehr wahrscheinlich, als die zunehmende Luftverschmutzung das Weltwetter in einen unstabilen klimatischen Zustand stößt.“

Und an diese Luftverschmutzungs-These schließt sich die das andere Extrem voraussagende Interpretation an:

- „Die zunehmende Energieerzeugung führt zu einer Überhitzung der Erde.“
- „Die Wirkung dieser Wärmesteigerung ist bereits an einer Dezimierung der arktischen Eisdecke abzulesen.“
- „Der erhöhte Ausstoß von CO<sub>2</sub> schafft einen Treibhauseffekt und eine anthropogene Wärmeperiode mit unübersehbaren Folgen (z. B. Meeresspiegelanstieg und damit verbundene Überflutungen).“

Nicht übersehen werden soll, daß es auch unter den Journalisten Stimmen, wie z. B. die von HEINZ PANZRAM (1975) gibt bzw. gab, die derartigem Unfug entgegenstehen.

## 2.

Sinn dieser Darlegung ist nicht, in diese z. T. dilettantische Diskussion einzutreten. In der Gewißheit, daß wissenschaftlich vollkommen und exakt belegte, d. h. über die Äußerung von Meinungen hinausgehende Beobachtungen weder über die Ursachen der Eiszeiten noch über das Maß der Beteiligung geogener, d. h. natürlicher, und anthropogener Ursachen am Klimagang in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft in genügender Anzahl und Dichte bereitstehen, soll vielmehr versucht werden, die wirklich sachverständigen Fachgenossen, die im Gegensatz zu dem praktische Quartärgeologie betreibenden Autor in der Lage sind, dem Forschungsproblem der Klimaprognostik auf quartärstratigraphischer Basis nachzugehen, zu einer stärkeren Beteiligung an der öffentlichen Diskussion anzuregen.

Es geht darum, eine Aufwertung der Stimmen der Quartärstratigraphen gegenüber den öffentlich besonders aktiv tätigen Publizisten und Forschern, die vorwiegend klimatologisch argumentieren, zu erreichen, weil nun einmal unbestritten ist, daß die Klimatologie auf einer äußerst schmalen, da (in exakter Weise) nicht weit genug zurückreichenden Beobachtungsbasis operiert. Die ältesten statistisch gut auswertbaren Wetterbeobachtungen beginnen erst im letzten Jahrhundert. Was an Versuchen der Beschreibung des Klimas vor dem 19. Jahrhundert vorliegt, ist sehr verdienstvoll, aber, wie die betreffenden Autoren auch

betonen, in bezug auf die Beobachtungsdichte eben nicht verlässlich genug.

Wir können weder erwarten, daß uns mit völliger Verlässlichkeit gesagt wird, wie das Wetter morgen oder übermorgen sein wird, wir können auch nicht damit rechnen, daß uns das Klima der nächsten Jahrhunderte exakt vorausbestimmt wird.

Mit dieser Äußerung sollen die Paläoklimatologen weder diskriminiert noch entmutigt werden, und es soll auch festgehalten werden, daß die Quartärstratigraphen, vor allem die Vegetationsgeschichtler, aus ihren biostratigraphischen, z. T. auch nur biofaziellen Daten keine absoluten Angaben über das Klima gewinnen, sondern daß sie aus den zurückliegenden Abschnitten des Quartärs neben dem jüngsten, rund 50.000 Jahre umfassenden Teil desselben relativ genau und chronologisch wirklich exakt nur den geochronologisch auswertbaren Teil von Thermomeren (i. S. von LÜTTIG 1965) erfassen. Dazu sind als Beobachtungsmaterial Sedimente notwendig, welche Jahres-schichtung erkennen lassen. Auf der anderen Seite liefern vegetationsfazielle Erkenntnisse nur Rückschlüsse auf die zur betreffenden Zeit herrschenden Temperaturverhältnisse; aus ihnen können aber nicht die tatsächlichen Temperaturen direkt abgelesen werden.

## 3.

Für die folgende Betrachtung müssen daher Prämissen eingeführt werden:

Das Quartär genannte System der Erdgeschichte (zur stratigraphie-philosophischen Begründung, weshalb das Quartär ein System sein soll, vgl. LÜTTIG 1958, 1960, 1964) ist durch eine zyклоstratigraphische, auf Klimaschwankungen beruhende Abfolge von relativ kalten (Kryomere 1. Ordnung = Glaziale) und warmen Perioden (Thermomere 1. Ordnung = Interglaziale) gekennzeichnet. Ja, sein Beginn soll ident mit dem Zeitpunkt sein, an welchem die Verwendbarkeit dieses zyκλο-klima-stratigraphischen Prinzips beginnt.

- Nach der russischen Klimaphilosophie des Quartärs (vgl. SUBAKOW 1962, 1963, 1968; KRASNOW 1961, 1962 u. a.) ist das Quartär rhythmischen Ereignissen unterworfen, daher der Ausdruck Rhythmostratigraphie. Da die Interglaziale, v. a. was die Vegetationsgeschichte anbelangt, aber deutlich aus zyklisch angeordneten Abschnitten bestehen, sollte besser von einer Zyκλοstratigraphie gesprochen werden.
- Die zur Einteilung benutzten Zyklen unterscheiden sich, worauf v. a. SUBAKOW hingewiesen hat,

in ihrer Intensität, Dauer und ihrem Ausschlag in solche unterschiedlicher Ordnung, was bei der Definition von Thermomeren, sprich Interglazialen, Interstadialen etc. und der entsprechenden Kryomere, z. B. nach der Vereisungskurve i. S. von WOLDSTEDT (1958, 1960, 1962) benutzt werden kann (vgl. LÜTTIG 1964). Das heißt, in den großen Klimaschwankungen verbergen sich kleinere, in diesen noch kleinere, so daß die bei flüchtiger Betrachtung in große Maxima und Minima gliederbare Klimakurve des Quartärs in Wirklichkeit durch kleinere Schwankungen untergliedert ist.

- c) Die bei der Definition der Grenze Tertiär/Quartär Pate stehende Auffassung, der Beginn des Quartärs sei durch das (relativ plötzliche) Hereinbrechen einer Kaltzeit gekennzeichnet (das erste Kryomer am Beginn des 1. quartären Klimazyklus), gilt inzwischen als überholt, im wesentlichen durch die Beobachtungen in der Antarktis. Außerdem ist in dem älteren Abschnitt des Pleistozäns, dem Paläo- oder Eopleistozän, die Klimakurve durch noch weniger deutliche Ausschläge zur kryomeren Seite gekennzeichnet, d. h. sanfter; das Klima war insgesamt wärmer als im eigentlichen Pleistozän, dem Eu- oder Neopleistozän, in welchem die Unterschiede zwischen Kryomer und Thermomer durch einen „wildern“ Kurs der Klimakurve zu beschreiben sind.

Nach heutiger Ansicht beginnt die Wirksamkeit des klimastratigraphischen Prinzips, wenigstens in der Antarktis, bereits an der Grenze Eozän/Oligozän (vor ca. 38 Mio. a) mit einem Kryomer, ein zweites ist deutlich im Mittelmiozän (vor ca. 18 Mio. a) zu erkennen (KENNETT 1977). An der Grenze zwischen Miozän/Pliozän ist ein Höhepunkt antarktischer Vergletscherung mit dem Queen-Maud-Kryomer (4,2 Mio. a) zu erkennen. Die Nordpolar-Eiskappe begann sich vor ca. 3 Mio. a zu entwickeln, und in dem Zeitraum zwischen 2 Mio. und 0,75 Mio. a vor heute sind ca. 10—12 Kryomere 1. Ordnung, nach 750.000 weitere 8 Kryomere (wohl 1. und 2. Ordnung) unterzubringen.

Diese der Mehrzahl der Quartärstratigraphen bekannten Beobachtungen anzuführen, ist zum Verständnis der folgenden Bemerkungen notwendig.

#### 4.

Die der paläoklimatischen Beobachtung, wenigstens bezüglich der Dauer, relativ exakt, wegen des Klimaganges weniger gut direkt zugänglichen Abschnitte des Quartärs, die Thermomere 1. bis 3. Ordnung und der durch die Warvenchronologie der Schule GERARD

DE GEERS (1908, 1912ff.) bekannt gemachte Teil des Spät-Weichselglazials sind nur kleine Teile des Quartärs; außerdem scheinen die biostratigraphisch untersuchbaren Teile desselben von relativ kurzer Dauer gewesen zu sein. Das heißt, daß die Glaziale wesentlich länger erscheinen als die Interglaziale. So wurde für das Eem-Interglazial nach geochronologischen Bestimmungen eine Dauer von rd. 10.000—15.000 Jahren ermittelt, während das folgende Weichselglazial auf die drei- bis fünffache Zeit geschätzt wird. Unbestritten ist aber zweierlei:

- a) Die Jahreszählung des Eem-Interglazials und des auf das Weichsel-Glazial folgenden Spät- und Postglazials gehört zu den genauesten Bestimmungen, über die Stratigraphie und Chronologie überhaupt verfügen.
- b) Die Zeitbestimmung für das Weichsel-Glazial ist ungenau, da sein Beginn außerhalb der Reichweite der (keine absolute Chronologie schaffenden) <sup>14</sup>C-Altersdatierung liegt. Nur das Weichsel-Hochglazial, ein Kryomer 2. Ordnung, ist mit 25.000—12.000 v. Chr. relativ genau bestimmt.

Im Lichte der zylostratigraphischen Betrachtungsweise kann das Thermomer Eem als ein relativ klarer und in seiner Untergrenze deutlicher positiver Ausschlag der Klimakurve gelten, auf den mit dem Frühweichsel nach dem Wendepunkt der Klimakurve ein undeutlicher, durch Thermomere 2. und 3. Ordnung (Amersfoort-Interstadial etc.) unterbrochener, zur kalten Seite absteigender Ast der Klimakurve folgt, bevor diese mit dem Beginn des Weichsel-Hoch-Kryomers deutlich abfällt.

Diese deutliche Parallele zum Eopleistozän/Eupleistozän scheint auch für ältere Eiszeiten zu gelten. Dabei muß zweierlei in Rechnung gestellt werden:

- c) Vereinbarungsgemäß werden von Vegetationsgeschichtlern wie Quartärstratigraphen der Beginn der Wiederbewaldung (Beginn der geschlossenen Pollenkurve der Waldbäume im Sinne von FIRBAS 1949) und das Ende der Bewaldung als Grenze Glazial/Interglazial/Glazial aufgefaßt.
- d) Es dürfte, z. B. auch nach den Untersuchungen von ZAGWIJN, (1963, 1974) außer Frage stehen, daß diese biofazielle Grenze auch dem Teil der Klimakurve entspricht, welcher durch einen Wendepunkt derselben gekennzeichnet ist. Das bedeutet, daß das vegetationsgeschichtliche Einteilungsprinzip dem auf der Konstruktion der Vereisungskurve beruhenden zylostratigraphischen Prinzip zum Zwecke der Einteilung der Kryomere und Thermomere im Sinne von LÜTTIG (1965) entspricht.



## 5.

An dieser Stelle ist notwendig, zur Beweiskraft der biofaziellen Interpretationen der Vegetationsgeschichtler Stellung zu nehmen. Bekanntermaßen ist es der Vegetationsgeschichte durch den Nachweis von Vegetationssukzessionen, die sich in Pollenzonen im Sediment ausdrücken, nicht möglich, den Klimagang am betreffenden Ort exakt zu rekonstruieren. Aus dem betreffenden Pollenbild ist, wie von den Paläobotanikern uneingeschränkt zugestanden wird, nicht die wahre Vegetation am Fundort zu erkennen; durch unterschiedliche Pollenproduktion und die Transportauslese, auch durch diagenetische Veränderungen entsteht ein verfälschter Eindruck. Zum zweiten hat auch keiner der Vertreter dieser hervorragenden Hilfswissenschaft der Erdgeschichtler je behauptet, daß die Vegetationsentwicklung die Klimakurve genau abbildet; sie hinkt stattdessen etwas nach. Unbestritten sind aber diese Ungenauigkeiten so unerheblich, daß der ansonsten mit relativ grobem Handwerk umgehende Stratigraph die von der Vegetationsgeschichte gelieferten Beobachtungen als das Beste und Feinste hinnehmen kann, was ihm zur Rekonstruktion des Paläoklimas zur Verfügung steht.

## 6.

Zu den Beobachtungen über den Klimagang in den Thermomeren, v. a. der jungquartären, kommen aus geschichtlichen Aufzeichnungen rührende Fakten über den Klimagang des Holozäns hinzu. Sie stam-

men aus den Teilen unseres Beobachtungsgebietes, welche auch in einem Thermomer wie dem Postglazial noch glaziäre Fazies aufweisen. Dazu zählen v. a. die Alpen und ihre Umgebung mit ihren holozänen Vergletscherungen. Als Beginn der exakten Instrumenten-Beobachtung kann das Jahr 1781 gelten (GREBE 1957, GISLER & SCHUEPP 1982), die Angaben vor diesem Zeitpunkt müssen als weniger verlässlich gelten. Nach den Beobachtungen zahlreicher Autoren, von denen u. a. CAMPER-SCHOLLENBERGER & SUTER (1980), FLOHN (1949), FRENZEL (1977), GAMPER (1982), GAMPER & SUIER (1982), HOLZHAUSER (1982), KASSER (1981), ROETHLISBERGER (1976), SCHNEEBELI (1976), ZOLLER (1977) genannt werden sollen, ist es möglich, eine Temperaturkurve für dieses Faziesgebiet zu rekonstruieren. Sie dürfte der von ARCHER, LÜTTIG & SNEZHKO (1987) publizierten entsprechen (Abb. 1).

Diese genannten, unbestreitbar wertvollen Beobachtungen reichen — wie die umfangreiche Literatur über die Gebiete außerhalb der Alpen, die hier auch nicht andeutungsweise wiedergegeben werden kann, vgl. z. B. LAMB & JOHNSON 1955, KARLEN 1982 — jedoch nicht aus, auf die Frage nach der Beurteilung der Tendenz des neuzeitlichen Klimas eine klare Antwort zu vermitteln. Die im Alpengebiet beobachteten, zur Aufstellung einer Klimakurve verwertbaren Gletscherschwankungen sind sehr lokale, auf Klimazyklen kleinster Ordnung (und vorerst solche unbestimmter Tendenz) beruhende Ereignisse; Gletschervorstöße bedeuten keinesfalls einen Hinweis auf das Nahen einer großen Eiszeit, ebensowenig wie Rück-

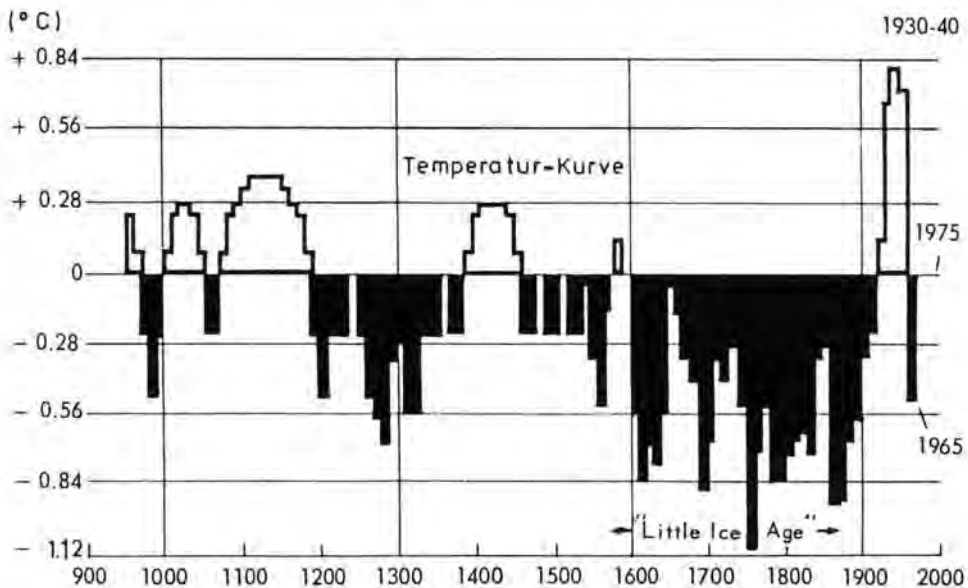


Abb. 1: Temperaturkurve der geologischen Gegenwart (aus ARCHER, LÜTTIG & SNEZHKO 1987).

züge darauf hinweisen, daß nun das Tertiärklima wieder über uns hereinbricht.

Diese Erkenntnis ist so banal wie altbekannt; sie ständig zu wiederholen, sollten die Quartärforscher aber nicht müde werden.

## 7.

Worauf der Autor nach dieser notwendigerweise etwas ausführlichen Schilderung des Wissensgebäudes hinaus will, ist folgendes: Innerhalb der zyklisch aufgebauten Interglaziale kennen wir eine an verschiedenen Orten regelmäßig wiederkehrende, als die Basis aller unserer Versuche zur stratigraphischen Korrelation benutzte Folge von Pollenzonen. Sie erlaubt in Mitteleuropa eindeutig, thermomere Schichten des Eem als solche aufgrund der Pollenzonierung anzusprechen und z. B. vom vorhergehenden Holstein-Interglazial zu unterscheiden.

Die seit der Entwicklung der ersten Vorstellungen über die Waldgeschichte des Jüngeren Quartärs durch STEENSTRUP (1842) und dem Beginn des Einsatzes der Pollenanalyse in der europäischen Quartärstratigraphie durch ein Heer verdienstvoller Paläobotaniker, beginnend mit C. A. WEBER (1891, 1893, 1905, 1911), L. VON POST (1909 u. f.) und weitergehend über IVERSEN (1941 u. f.) bis hin zu FIRBAS (1949) und seine Schüler und von anderen beschriebenen Abschnitte der Vegetationsgeschichte sind nun auch in ihrer Dauer durch geochronologische Untersuchungen genauer beschrieben. Hierzu sind als ältere Arbeiten u. a. die von GISTL (1928), VON DEWALL (1929) in der

Kieselgur von Oberohe-Unterlöß durchgeführten und die neueren Zählungen von MÜLLER (1974a, b, 1979) in der gleichen Lagerstätte, an der eeminterglazialen Kieselgur von Bispingen und am Rhume-Interglazial von Bilshausen (LÜTTIG & REIN 1954; LÜTTIG 1958) und von K. J. MEYER (1974) am Holstein-Interglazial von Hetendorf, ebenso wie die wichtigen Untersuchungen von GEYH, MERKT & MÜLLER (1972) am Schleinsee zu nennen.

Nach MÜLLER (1979 und schriftlichen Mitteilungen von 1983; die Dauer der Zone VI c ist, vom genannten Autor geschätzt, möglicherweise eher zu lang als zu kurz) hatten danach die Pollenzonen des Eem-Interglazials am Fundort Bispingen (Niedersachsen) folgende Zeitdauer (Tab. 1).

Die geochronologische Zählung des Holstein-Interglazials von Hetendorf (K. J. MEYER 1974) und Munster-Breloh (MÜLLER 1974a) ergab (z. T. korrigiert nach mündlicher Aussprache und z. T. gemittelt) das in Tab. 2 wiedergegebene Diagramm.

Für das in den Cromer-Komplex zu stellende Rhume-Interglazial von Bilshausen (Unter-Eichsfeld) zählte MÜLLER (1965, nach mündlichen Auskünften korrigiert; v. a. ist in der Eichen-Tannen-Hainbuchen-Zeit wegen einer Schichtenverdoppelung eine Korrektur um — 1500a anzubringen) die in Tab. 3 wiedergegebene Zonierung.

Nun soll der Versuch unternommen werden, die Zeitdauer der Pollenzonen der drei wichtigen pleistozänen Thermomere unseres Raumes miteinander zu

Tab. 1: Pollenzonen des Eem-Interglazials, ihre Zeitdauer und Anteil der einzelnen Pollenzonen an der Gesamtdauer des Interglazials im Profil von Bispingen nach H. MÜLLER (1974b)

VI c	NBP-reiche Birken-Kiefern-Zeit	? 500	4,3 %
VI b	mäßig NBP-reiche Birken-Kiefern-Zeit	2.000 a	17,4 %
VI a	Fichten-Kiefern-Zeit	2.000 a	17,4 %
V b	Kiefern-Fichten-Tannen-Zeit	2.000 a	17,4 %
V a	Kiefern-Fichten-Hainbuchen-Zeit	2.000 a	17,4 %
IV	Hainbuchenzeit	4.000	34,8 %
III c	Linden-Ulmen-Hasel-Zeit	1.100	9,6 %
III b	Haselzeit	700	6,1 %
III a	EMW-Hasel-Zeit	450	3,9 %
II b	Kiefern-EMW-Zeit	450	3,9 %
II a	Kiefern-Birken-Zeit	200	1,7 %
I	Birkenzeit	100	0,9 %
		11.500	= 100 %

Tab. 2: Vegetationsgeschichtliches Schema der Holstein-Interglaziale von Hetendorf und Munster-Breloh nach K. J. MEYER (1974) und H. MÜLLER (1974 a)

XVIII	Zweite Nachschwankung *)		
XVII	Zweite Heidephase *)		
XVI	Birken-Erlen-Eichen-Kiefern-Phase, Erste Nachschwankung	1.500 a	8,8 %
XV	Erste Heide-Phase		
XIV	Kiefernzeit		
XIII	Zeit des Eichen- und Erlen-Rückganges	1.200	7,1 %
XII	Eichen-Tannen-(Kiefern-Erlen-)Zeit	4.500	26,5 %
XI	Jüngerer Birken-Kiefern-Vorstoß	400	2,3 %
X	Hainbuchen-(Erlen-Kiefern-)Zeit	1.700	10,0 %
IX	Hasel-Fichten-(Erlen-Kiefern-)Zeit	1.100	6,4 %
VIII	Älterer Birken-Kiefern-Vorstoß	300	1,8 %
VII	Eiben-Hasel-Fichten-(Kiefern-Erlen-)Zeit	2.600	15,3 %
VI	Fichten-Erlen-(Kiefern-Birken-)Zeit	1.000	5,9 %
V	Ulmen-Kiefern-Birken-Zeit	1.000	5,9 %
IV	Kiefern-Birken-Zeit	600	3,5 %
III	Birken-Kiefern-Zeit	500	2,9 %
II	Birken-Zeit	300	1,8 %
I	Frühe Wiederbewaldungsphase	300	1,8 %
		17.000	= 100 %

\*) Zonen XVII und XVIII sind möglicherweise als Störungen im Schichtverband zu erklären.

Tab. 3: Pollenzonen (und ihre Zeitdauer) des Rhume-Interglazials von Bilshausen nach H. MÜLLER, 1965, Pollenzonen-Numerierung vom Verfasser hinzugefügt

	Tundrenzeit	650 a	
X	Fichten-Birken-Kiefern-Zeit	2.200 a	7,9 %
IX	Fichten-Zeit	1.100 a	3,6 %
VIII	Eichen-Tannen-Hainbuchen-Zeit	6.300 a	22,6 %
VII	Tannen-Hainbuchen-EMW-Zeit	1.200 a	4,3 %
VI	EMW-Zeit	1.800 a	6,5 %
V	Birken-Kiefern-Vorstoß	400 a	1,4 %
IV	Fichten-Tannen-EMW-Zeit	4.000 a	14,3 %
III	Jüngere Ulmen-Fichten-Kiefern-Zeit	6.000 a	21,5 %
II	Ältere Ulmen-Fichten-Kiefern-Zeit	4.500 a	16,1 %
I	Frühe Wiederbewaldungszeit	? 500 a	1,8 %
		27.900	= 100 %
	Waldfreie Zeit	650	

vergleichen. Dazu ist hilfreich, die von IVERSEN (1941) entwickelte Vorstellung einer auf die Vegetation rückwirkenden Bodenstandort-Entwicklung mit heranzuziehen. Bekanntlich hat IVERSEN als erster auf eine — wiederum zyklische — Gesetzmäßigkeit hingewiesen: Die Interglaziale fangen bei ansteigenden Temperaturen mit einer *protokraten* Klimaperiode an, die den frühen Waldphasen, meist durch Birken und Kiefern repräsentiert, entspricht und während der die Böden, meist aus den (kalkreichen) Moränen der vorausgegangenen Eiszeit bestehend, noch ein starkes Nährstoffangebot vermittelten. Während der weitergehenden thermomeren Entwicklung in der *mesokraten* Periode machten die anspruchsvoller werdenden Vegetationssukzessionen von diesem Angebot gebrauch. Schattige Wälder entwickelten sich. In der späteren *telokraten* Periode war der Kalkgehalt weitgehend aufgebraucht, Podsole entstanden, abnehmend schattige Wälder entwickelten sich. Die Klimaverschlechterung am Ende des Interglazials, *kryokrater* Periode genannt, brachte auch eine einschneidende Verschlechterung sowohl des Bodenstandortes als auch einen Wechsel in eine offene aktisch-alpine Vegetation, bis Kongelifraktion und Bodenfließen der Waldflora ein Ende setzten.

Diese zyklische Entwicklung ist an allen interglazialen Vegetationssukzessionen abzulesen: Zunächst erfolgt die schüchterne Birken-Kiefern-Ausbreitung, dann mit Hasel und/oder Eichenmischwald (mit Ulme und Linde) und/oder Fichte und/oder Hainbuche die mesokrate Gruppe, die — zeitlich gesehen — etwa in der Mitte der Warmzeiten von der durch die Zunahme des Einflusses von Tanne und Fichte, Buche und Hainbuche geprägten telokraten Sippe abgelöst wird, bis schließlich wieder die kryokrate Vegetation das Landschaftsbild beherrscht.

Die Korrelation der einzelnen Pollenzonen der Interglaziale wird nun etwas durch die Bezeichnung, z. T. auch durch die unterschiedliche Numerierung der Pollenzonen erschwert, deswegen bereitet dem Betrachter der aus Abb. 2 vorgenommene Korrelationsversuch zunächst einiges Kopfzerbrechen. Wie ist z. B. Pollenzone IV des Eem, die Hainbuchenzone, mit den in ähnlicher Zeithöhe liegenden Hasel-Erlen-Fichten-Kiefern-Abschnitten des Holstein und der Eichenmischwald- und Tannen-Hainbuchen-EMW der Rhume-Warmzeit zu korrelieren? Hier sollte man sich nicht von den das Schubfachdenken befördernden Bezeichnungsweisen irritieren lassen, die die prozentualen Pollengehalte der einzelnen Waldbäume verschleiern. Außerdem ist zweifellos an den drei Standorten, von denen die Diagramme stammen, eine lokalfazielle, v. a. durch die Böden (Bispingen: Kalkreiche Saale-Grundmoräne; Oberohe: Kalkfreie

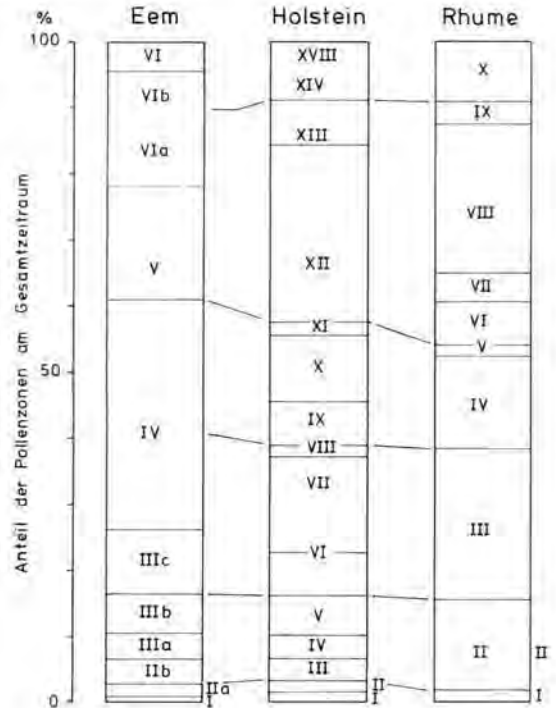


Abb. 2: Korrelationsversuch der Pollenzonen in den drei geochronologisch eingeschätzten Interglazialen nach Tab. 1—3.

Schmelzwasser- und Beckensande in Grundwassernähe; Bilshausen: Hügelland mit zweifelsfrei auch damals vorhandenen Lössen über dem Buntsandstein) bedingte Prägung zu erkennen. Das gilt mit Sicherheit für die Erle im Holstein-Diagramm und für Tanne, Ulme und Linde in Bilshausen. Außerdem wurde bereits darauf hingewiesen, daß im Hangenteil des Holstein-Profiles möglicherweise eine Verzerrung durch Lagerungsstörungen vorliegt.

Daher erscheint der unter Berücksichtigung der realen Pollendiagramme in Abb. 2 vorgenommene Korrelationsversuch statthaft.

Es ergibt eine sehr ähnliche Zeitdauer der vergleichbaren Pollenzonen innerhalb der Interglaziale, eine Regelmäßigkeit, welche zweifelsfrei von Bedeutung ist.

Das kommt auch in dem Zeitvergleich der einzelnen Phasen im Sinne von IVERSEN in Abb. 3 zum Ausdruck.

Natürlich sollte man bei solchen Darstellungen bedenken, daß sie Hilfsmittel für den menschlichen Verstand sind, welche es ihm erleichtern, Zusammenhänge im Geschehen der Natur zu begreifen. Allein, die Natur ist im Prinzip nicht durch diese kategorische

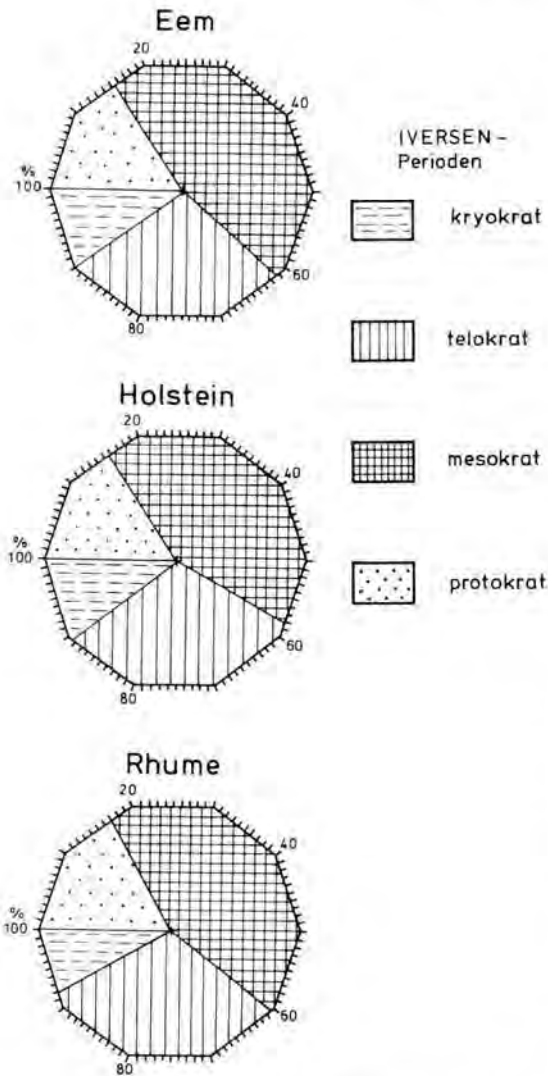


Abb. 3: Zeitvergleich der Dauer der einzelnen IVERSEN-Perioden in den drei Interglazialen gemäß Tab. 1—3.

Denkweise zu erfassen; ihre Vorgänge sind fließend. Mit dieser Einschränkung wird dem Leser die Betrachtung von Abb. 3 empfohlen, wohlgedenkt: Sie ist ein Denkhilfsmittel.

## 9.

Nun geht es darum, diese für die pleistozänen Thermomere festgestellte Ähnlichkeit in der Chronologie der Vegetationszonen des Holozäns wiederzufinden. Wie Tab. 2 aber zeigt, leben wir noch in einer Periode, die wir mit der telokraten Phase im Sinne von IVERSEN vergleichen können.

Pollenzonen VIII und IX müßten, unterläge der Klimagang des Holozäns der gleichen Regel wie der der pleistozänen Thermomere, längst beendet sein. Das heißt, wie auch Abb. 4 verdeutlicht, daß die telokrate Periode zu lange dauert.

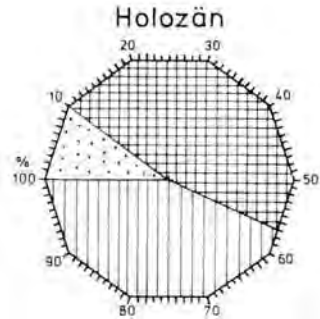


Abb. 4: IVERSEN-Zonen des Holozäns in der Darstellungweise von Abb. 3.

Berechnet man das Verhältnis der einzelnen IVERSEN-Perioden der Interglaziale und vergleicht es danach mit dem für das Holozän, so kommt man zu dem Schluß, daß die telokrate Periode des Holozäns bereits seit etwa 1.500 Jahren hätte beendet sein müssen. Wir müßten danach schon längst in der kryokraten Periode leben.

Aus dieser Beobachtung kann man die Folgerungen 2—4 ziehen, wenn man nicht entsprechend Deutung 1 eine andere Erklärung sucht:

**Deutung 1:** Die Gleichartigkeit der Zeitanteile in den pleistozänen Thermomeren ist eine Fiktion; sie sind nicht vergleichbar, wie schon aus ihrer von der ältesten zur jüngsten abnehmenden Gesamtdauer ersichtlich ist. Die Ähnlichkeit der prozentualen Vertretung der Vegetationsperiode ist eine Zufälligkeit, wird durch die geringe Anzahl der untersuchten Thermomere vorgetäuscht. Hätten wir noch für mehrere ältere Thermomere oder gleichalte Ablagerungen an anderen Orten geochronologische Daten, so kämen möglicherweise doch Unterschiede heraus.

**Deutung 2:** Das Holozän ist ein Ausnahmefall; die Verlängerung der letzten Pollenzone hat bisher noch nicht bekannte, wahrscheinliche aber durch weitere Nachforschungen erklärare Ursachen. Trotzdem ist an der Gültigkeit des zyklotratigraphischen Prinzips nicht zu zweifeln, d. h. die kryokrate Periode kommt doch bald, evtl. relativ plötzlich, ähnlich wie das WOILLARD (1979) für das letzte Interglazial in NE-Frankreich vermutete.

Tab. 4: Zeitdauer der Vegetationszonen im Holozän Mitteleuropas und prozentuale Beteiligung derselben am zeitlichen Gesamtumfang

Nr. der Pollenzone (nach JVERSEN)	BLYTT-SERNANDER-Periode	Vegetations-Fazies	Dauer	%-Satz	
IX	Subatlanticum	Kulturforsten			
		Buchenzeit	— 500	1 500	27
VIII	Subboreal	Buchen-		1 200	16
		Eichenzeit	— 1700		
VI—VII	Atlanticum	EMW		4 300	32
			— 6000		
V	Boreal	Hasel		800	
			— 6800		15
		Hasel-Kiefern		1 000	
			— 7800		
IV	Präboreal	Birken-Kiefern		350	10
			— 8150		
I—III	Spät-Weichselglazial				

**Deutung 3:** Die Überlänge der letzten Pollenzone geht auf ein Aussetzen des zylostratigraphischen Prinzips zurück; durch bisher nicht geklärte Umstände erfolgt ein Übergang aus dem Glazial-Interglazial-Zyklus in eine Klimaperiode, die ähnlich wie im Eopleistozän durch sanfteren Gang der Klimakurve gekennzeichnet ist oder

**Deutung 4:** Das Eiszeitalter ist beendet.

Der Autor ist der Ansicht, daß Deutungen 3 und 4 den größten Wahrscheinlichkeitsgrad besitzen.

## 10.

Ohne einen Beitrag dazu leisten zu wollen, ist der Autor der Ansicht, daß die Beantwortung dieser offenen Fragen vor allem deswegen erschwert wird, weil wir über die **Ursachen** der Eiszeit noch im Unklaren sind. Über diesen Mangel helfen die bisherigen Erklärungsversuche nicht hinweg.

## 11. Schriftenverzeichnis

- ARCHER, A. A., LÜTTIG, G. W. & SNEZHKO, I. I. (1987): Man's Dependence on the Earth. — 227 p.; Stuttgart (Schweizerbart).
- DEWALL, H. W. VON (1929): Geologisch-biologische Studie über die Kieselgurfolger der Lüneburger Heide. — Jb. preuß. geol. L. A. f. 1928, 49, 2: 641—684; XLI-XLIV, 4 Abb.; Berlin.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1. Bd. Allgemeine Waldgeschichte. — 480 S., 163 Abb.; Jena (Fischer).
- GAMPERT, M. & SUTER, J. (1982): Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. — Geogr. helvet. 1982, 2: 105—114; Zürich.
- GEER, G. DE (1908): On late Quaternary time and climate. — Geol. Fören. Stockh. Förh. 30, 7: 459—464; Stockholm.
- (1912a): Geochronologie der letzten 12 000 Jahre. — Geol. Rdsch. 3: 457—471, 3 Fig.; Leipzig.

- GEYH, M. A., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1971): Sediment-, Pollen- und Isotopenanalysen an jahreszeitlich geschichteten Ablagerungen im zentralen Teil des Schleifensees. — *Arch. Hydrobiol.* 69, 3: 366—399, 10 Abb.; Stuttgart.
- GISLER, O. & SCHÜEPP, M. (1982): Die Bearbeitung alter Klimareihen. — *Phys. Geogr.* 1: 9—24; Zürich.
- GISTL, R. (1928): Das letzte Interglazial in der Lüneburger Heide, pollenanalytisch betrachtet. — *Botan. Archiv* 21: 648—710; Leipzig.
- GREBE, H. (1957): Temperaturverhältnisse des Observatoriums Hohenpeißenberg. — *Ber. dt. Wetterdienst* 36: 12—39; Bad Kissingen.
- HOLZHAUSER, H. (1982): Neuzeitliche Gletscherschwankungen. — *Geogr. helvet.* 1982, 2: 115—124; Zürich.
- IVERSEN, J. (1941): Landnam i Danmarks Stenalder. — *Danm. geol. Undersøg.* (II) 66: 7—68, 1—IX; Kopenhagen.
- IVERSEN, J. (1964): Reprogressive vegetational succession in the Post-Glacial. — *Journ. Ecol.* 52 (Suppl.): 59—70.
- IVERSEN, J. & FAEGRI, K. (1964): Textbook of pollen analysis. — 2nd. ed., 237 p.; København.
- KENNETT, J. P. (1977): Cenozoic evolution of Antarctic glaciation etc. — *J. geophys. Res.* 82, 27: 3843—3860; Washington.
- KARLÉN, W. (1982): Holocene Glacier Fluctuation in Scandinavia. — *Striae* 18: 26—34; Uppsala.
- KRASNOW, I. (1961): [Gegenwärtiger Zustand und weitere Aufgaben der Kartierung und Entwicklung einer stratigraphischen Nomenklatur der Quartärablagerungen der UdSSR.] — *Material. sovešč. izučeniju četvertičn. Period.* 1: 89—98, 1 Tab.; Moskau.
- (1962): [Grundprobleme der stratigraphischen Gliederung des Anthropogensystems, Projekt einer stratigraphischen Klassifizierung, Terminologie und Einheitsskala des Anthropogens.] — *Informat. Sborn.* 58: 37—61, 5 Tab.; Leningrad.
- LAMB, H. H. & JOHNSON, A. I. (1959): Climatic variation and observed changes in the general circulation. — *Geogr. Ann.* 41: 94—134; Stockholm.
- LÜTTIG, G. (1958d): Eiszeit-Stadium-Phase-Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung. — *Geol. Jb.* 76: 235—260; Hannover.
- (1960e): Vorschläge für eine geochronologische Gliederung des Holozäns in Europa. — *Eisz. & Gegenw.* 11: 51—63; Öhringen/Württ. 15. 8. 1960.
- (1964c): Prinzipielles zur Quartär-Stratigraphie. — *Geol. Jb.* 82: 177—202, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- (1965b): Interglacial and Interstadial Periods. — *Journ. Geol.* 73, 4: 579—591, 4 Abb.; Chicago.
- MEYER, K.-J. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holstein-zeitlichen Kieselgur von Hetendorf. — *Geol. Jb.* (A) 21: 87—105, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- MÜLLER, H. (1965): Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazial-Profiles von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). — *Geol. Jb.* 83: 327—352, 5 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- (1974a): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holstein-zeitlichen Kieselgur von Munster-Breloh. — *Geol. Jb.* (A) 21: 107—140, 10 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- (1974b): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. — *Geol. Jb.* (A) 21: 149—169, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- (1979): Climatic changes during the last three interglacials. — *Developm. atmosph. Sci.* 10, 29—41; Amsterdam.
- PANZRAM, H. (1975): Wann und wie endet die gegenwärtige Zwischeneiszeit? — *Naturw. Rdsch.* 28, 3: 87—88; Stuttgart.
- POST, L. VON (1909): Stratigraphische Studien über einige Torfmoore in Närke. — *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 31 (7): 629—706, 14 Fig., Taf. 23—24; Stockholm.
- STEENSTRUP, J. (1842): Geognostik-geologisk Undersøgelse at Skovmoserne Vidnesdam-og Lillemose i det nordlige Sjælland. — *K. dansk. Vid. Selsk. nat. math. Afd. Afhandl.* 9: 17—120; København.
- SUBAKOW, W. A. (1962): [Stratigraphische Gliederung der Quartärablagerungen und ihre Stellung im stratigraphischen Einheitsschema.] — *Informacionnyi Sbornik* 58: 7—35, 2 Tab.,
- (1968): Der Klimarhythmus in 370 000 Jahren und seine Bedeutung für die Geochronologie und Stratigraphie des Pleistozäns und Oberpliozäns. — *Dokl. sov. geol. Problemy* 6—13a: 141—148, 1 Taf.; Moskau.
- (1983): Problems of geological synchronization in climostratigraphy. — *Sovjet. Geol.* 8: 49—65; Moskau.
- SUGGATE, R. P. (1965a): The definition of "Interglacial". — *Journ. Geol.* 73, 4: 619—626; Chicago.
- WEBER, C. A. (1891): Über zwei Torflager im Bett des Nordostsee kanals bei Grünenthal. — *N. Jb. Min.* 1891, II: 62—85, 1 Abb.; Stuttgart.
- (1893a): Über die diluviale Vegetation von Klinge in Brandenburg und über ihre Herkunft. — *Beibl. botan. Jb.* 30: 1—20; Leipzig.
- (1905): Die Geschichte der Pflanzenwelt des norddeutschen Tieflandes seit der Tertiärzeit. — *Wiss. Ergebn. intern. botan. Kongr. Wien 1905*, 98—116; Jena.
- (1911): Was lehrt der Aufbau der Moore Norddeutschlands über den Wechsel des Klimas in postglazialer Zeit? — *Zs. deutsch. geol. Ges.* 62: 143—162; Berlin.

- WELTEN, M. (1952): Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentals sowie die frühgeschichtliche und historische Wald- und Weiderodung auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen. — Veröff. d. geobot. Instit. d. ETH Stiftung, 26: 1—135; Zürich.
- WOHLARD, G. (1979): Abrupt end of the last interglacial s. s. in north-east France. — *Nature* 281, 5732: 558—562; Washington.
- WOLDSTEDT, P. (1958): Eine neue Kurve der Würm-Eiszeit. — *Eisz. u. Gegenw.* 9: 151—154; Öhringen.
- (1962): Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. — *Eisz. & Gegenw.* 13: 115—124; Öhringen/Württ. 1. 9. 1962.
- WOLDSTEDT, P. (1966): Der Ablauf des Eiszeitalters. — *Eisz. & Gegenw.* 17: 153—158; Öhringen/Württ. 15. 12. 1966.
- ZAGWIJN, W. (1963a): Pleistocene stratigraphy in the Netherlands, based on changes in vegetation and climate. — *Verh. Kon. nederl. geol. mijnbouw. Genootsch. geol. Ser.* 21, 2: 173—196; 's Cravenhage.
- (1974a): The palaeogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary. — *Geol en Mijnb.* 53, 6: 369—385; 's Cravenhage.

Manuskript eingegangen am 21. 8. 1987.



## Quartäre Vereisungen in den lothringischen Vogesen: Anzahl, Ausdehnung und Alter

JEAN-CLAUDE FLAGEOLLET \*)

*Ice-marginal features, moraine, glaciofluvial sedimentation, glaciolacustrine sedimentation,  
periglacial environment, fluviolacustrine sedimentation, stratigraphy, lithofacies*

*France, Vosges Mountains*

**Kurzfassung:** Die abschließende Auswertung der Arbeiten zur Aufnahme der Geologischen Karte 1 : 50.000 der Vogesen (Blätter BRUYERES und EPINAL) hat bestätigt, daß der mittlere Teil der westlichen Vogesen von zumindest drei aufeinanderfolgenden Vereisungen betroffen war.

Vor allem die Randlagen der dritten Vereisung sind in den Tälern von Mosel, Ognon und Moselotte und im Gebiet um Le Tholy nachgewiesen.

Unter Bezug auf die für Grand Pile und Les Echets aufgestellten Stratigraphien kann man die dritte Vereisung des Moselbeckens dem Würm-Hochglazial zuordnen. Daraus ergibt sich mindel- bzw. rißzeitliches Alter für die vorausgehenden Vereisungen.

que les Vosges moyennes lorraines ont connu au moins trois glaciations successives.

Les limites de chacune de ces glaciations, principalement celles de la troisième, sont précisées dans les vallées de la Moselle, de l'Ognon et de la Moselotte, ainsi que dans le secteur du Tholy.

En se référant aux chronologies établies à la Grande Pile et aux Echets, nous sommes fondés à donner un âge pléni-glaciaire du Würm à la troisième glaciation dans le bassin de la Moselle et, par conséquent, à placer les deux précédentes au Mindel et au Riss.

### [Quaternary Glaciations in the Vosges in Lorraine: Times of Occurrence and Extent]

**Abstract:** At the conclusions of the investigations made in view to work out the last geological maps at 1/50000 scale in the Vosges (sheets BRUYERES, EPINAL) one can confirm that the middle western Vosges were affected by at least three successive glaciations.

The boundaries of each, mainly those of the third one, are classified in the Moselle, Ognon and Moselotte valleys, as well as in the Le Tholy area.

In reference to the chronologies drawn up at La Grande Pile and les Echets, we are allowed to give an age Würm-Pleni-glacial to the third glaciation in the Moselle basin and, therefore, an age Mindel and an age Riss to the previous ones.

### [Glaciations quaternaires dans les Vosges lorraines: Nombre, extensions et âges]

**Résumé:** A la fin des recherches que nous avons effectuées pour dresser les dernières cartes géologiques à 1/50000 des Vosges (feuilles BRUYERES, EPINAL) nous pouvons confirmer

## 0. Einführung

Im Vergleich mit der bescheidenen Größe der Vogesen gibt es eine beachtliche Zahl von Autoren und Arbeiten, die sich mit der Frage quartärer Vereisungen in diesem Raum beschäftigen (FLAGEOLLET: 1984). Man hat zwar bereits einen gewissen Kenntnisstand erreicht, es bleiben aber noch eine ganze Reihe von Diskussionspunkten sowie Unterschieden oder gegenläufigen Meinungen in der Interpretation bestehen. Dies gilt insbesondere für die Bereiche, die am stärksten von Forschern unterschiedlicher Nationalität und unterschiedlicher Schulen untersucht worden sind, wobei das eine möglicherweise das andere erklärt. Für die Vogesen nördlich des Col de Bonhomme wie auch für die elsässische Abdachung der mittleren und südlichen Vogesen fehlen derartige Kontroversen oder sind zumindest weniger heftig. Im Gegensatz dazu waren sie in den letzten zwanzig Jahren für den Bereich der mittleren und südlichen Vogesen westlich einer Linie Ballon d'Alsace/Col de Bonhomme sehr lebhaft. Syntheseveruche, die für die Ausarbeitung der Geologischen Karte von Frankreich 1:250.000 unternommen wurden, stoßen sich an unterschiedlichen Interpretationen hinsichtlich der Zahl der Vereisungen, ihrer jeweiligen Ausdehnung und ihrer Stellung innerhalb der Quartärstratigraphie.

\*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. J.-C. FLAGEOLLET, Centre de Recherches en Géographie Physique de l'Environnement, Université de CAEN — 14032 CAEN Cedex, France.

Damit beauftragt, in Zusammenarbeit mit P. L. VINCENT quartäre Bildungen in verschiedenen Teilen des Moselbeckens für die Geologische Karte von Frankreich 1:50.000 aufzunehmen — für Lothringen die Blätter Nancy, Toul und Briey, für die Vogesen die Blätter Munster und Gérardmer p. p., Remiremont, Bruyeres und Epinal — oblag mir eine zweifache Aufgabe, wie sie für Kartierungen dieses Maßstabs üblich ist:

Die Aufnahme aller Ablagerungen nach Lage und Umfang einerseits und die Herstellung von Zusammenhängen mit Befunden benachbarter Kartenblätter andererseits. Bei diesem häufig heiklen, jedoch stets anregenden Unterfangen wird die Forschern vertraute Versuchung gebremst, einen Nachweis auf gerade ihrer Deutlichkeit wegen ausgewählte Bildungen zu stützen und dabei die problematischen beiseite zu lassen, was aber hieße, einige in begrenzten Bereichen gewonnene Schlußfolgerungen zu generalisieren.

Ausgehend von Beobachtungen und kartographischen Aufnahmen zwischen Remiremont und Epinal wird im folgenden zunächst die Frage nach der Zahl der Vereisungen diskutiert. Die Frage nach der Ausdehnung der letzten Vereisung und ihrer Spätphasen wird anhand dreier Stellen erörtert: Dem Tal der Cleurie und den oberen Talabschnitten von Ognon, Moselotte und Vologne. Der dritte Abschnitt behandelt das Problem des Alters der Vereisungen durch Vergleich der morphologischen Befunde mit den Pollenanalysen aus dem Torfmoor von Grand Pile.

### 1. Existenz und Randlagen mindestens dreier aufeinanderfolgender Vereisungen zwischen Remiremont und Epinal (Abb. 1)

Erratische Kristallinblöcke, im wesentlichen Granite, die auf den Sandsteinplateaus liegen, und ein unzusammenhängendes Pflaster von Moränenresten sind

die Hauptzeugen der Ausdehnung des oder der ersten Eisvorstöße in diesem Teil der Vogesen. Dazu treten Sedimente, die heute als zerschnittene Terrassen unterhalb von Epinal gefunden werden.

#### 1.1. Es gab wenigstens eine ältere Vereisung (W)

1.1. Im Westen ist ihre Ausdehnung vom Raum Plombières-les-Bains bis Epinal und vom Gebiet um Epinal bis Corcieux bestimmbar. Nach den Vereisungsspuren hatten die Gletscher niemals den Hang überfahren (Steilstufe zusammengesetzt aus Bruchwänden und Bruchlinienstufen), der südlich des Horstes von Epinal endet und sich entlang einer Linie Uriménil, Laménil und Charmois devant Bruyeres erstreckt. Abgesehen von den fluviatilen Sedimenten und den Terrassen X und Y (s. u.) wurden auf dem Horst selbst keinerlei kaltzeitliche Sedimente gefunden. Es scheint deshalb, daß dieser zu keiner Zeit von den quartären Gletschern bedeckt oder erreicht wurde. Jedoch wurden die Granitblöcke, die in den Schotterdecken von Epinal beobachtet wurden, mit der Ausdehnung eines Gletschers bis an die Stelle der heutigen Stadt in Verbindung gebracht (SERET 1967: 418—458). Andererseits hätten bei tektonischer Hebung des Horstes und durch die starke Eintiefung der Nebenbäche des linken und rechten Moselufers in den Horst die auf dem Horst abgelagerten Moränen entfernt werden können. Für diese Hypothese spricht das völlige Fehlen alt-W-zeitlicher Schüttungen zwischen Dinzé und Epinal. M. E. bleibt die Ungewißheit bestehen, aber aus drei Gründen ist die erste Annahme die wahrscheinlichere.

Die alten Sedimente des Bois de la Voivre unmittelbar am Horstrand haben nicht die Merkmale einer Eisrand-Ablagerung. Es wäre überraschend, hätte die Erosion alle Reste glazialer Ablagerungen einschließlich erratischer Blöcke entfernt. Die Granite des Horstes von Epinal sind zu Wollsäcken verwittert

Abb. 1: Quartäre Bildungen im Moseltal zwischen Remiremont und Epinal und ihr Alter.

RG : Vereisungsspuren  
 GF : Undifferenzierte glaziale Bildungen  
 M : Moräne  
 MT : End- oder Stirnmoräne  
 GL : Glazio-lakustrine Bildung  
 FG : Fluvio-glaziale Bildung s. s.  
 (innerhalb der letzten Vereisung)  
 I : Sander  
 FL : Fluvio-lakustrine Bildung  
 F : Fluviale Schüttung im eisrandnahen und im periglazialen Bereich

W : Ältere Vereisung  
 W1, W2 : Erste und zweite ältere Vereisung oder Stadien 1 und 2 der älteren Vereisung (W<sub>X</sub>)  
 W—X : Ältere oder „mittlere“ Vereisung  
 X : „Mittlere“ Vereisung (wahrscheinlich Riß)  
 X1, X2 : Stadien der mittleren Vereisung  
 X—Y : Mittlere oder jüngere Vereisung  
 Y : Jüngere Vereisung (Würm)  
 Y1 : Ablagerungen des Hauptvorstoßes  
 Y2, Y3 : Erosionsterrassen in den Schüttungen von Y1  
 Z : Holozän  
 1 : Torf  
 2 : Störung, Verwerfung  
 3 : Höhenlinien im Abstand von 50 m



und die, die in den Sedimenten von Epinal eingeschlossen sind, können von den benachbarten Hängen stammen.

Im Moment möchte ich also eher annehmen, daß die älteren Gletscher gegen den Horst gestoßen sind, ohne ihn zu bedecken und ohne tiefer in ihn einzudringen.

### 1.2. Gab es zwei Stadien einer einzigen älteren Vereisung oder zwei ältere Vereisungen?

Diese Frage stellt sich, wenn man die Verbreitung der Ablagerungen zum einen innerhalb der äußersten, oben beschriebenen Eisrandlage, zum anderen unterhalb des Horstes von Epinal überprüft, wo sich zwei ältere Terrassenniveaus befinden.

#### 1.2.1. Die glazialen Ablagerungen des Beckens von Hadol

Wenn man dort auch ohne allzu große Schwierigkeiten die quartären Bildungen lokalisieren kann, die die triassischen Sandsteine überdecken, so ist es doch weitaus schwieriger, ihren genauen Ursprung zu bestimmen (Moräne s. s. oder fluvio-glazial) und noch schwerer, eine zuverlässige relative Stratigraphie zu erstellen. Die Mächtigkeit der Ablagerungen und die Morphologie der liegenden Sandsteine sind kaum bekannt. Manche Bereiche zeigen das ebene Bild einer Akkumulationsfläche, aber die Ebenheit ist möglicherweise an das Vorhandensein von Strukturflächen oder schichtakkordanten Flächen im liegenden Sandstein gebunden. Bei den Hügeln (Haut de Granteuil, Haut de Maurémont, Haut du Charmois) kann es sich um Stirnmooränen handeln, wie man es im Aufschluß von Raon aux Bois beobachtet, oder um eingeschachtelte, stark aufgelöste, fluvio-glaziale Terrassen unterschiedlichen Alters. Es besteht aber auch die Möglichkeit, daß es sich um einfache Mooränen- oder fluvio-glaziale Pflaster handelt, die die Sandstein-Resthügeln umschließen. Aus Mangel an tiefen Aufschlüssen ist die Interpretation ausgehend von der reinen Morphologie heikel. Um sicher entscheiden zu können, sind weitere Untersuchungen nötig. Deshalb haben wir vorerst auf Bezeichnungen wie GF (undifferenzierte Bildungen) und W—X (ältere oder mittlere Vereisung) zurückgegriffen.

#### 1.2.2. Die hochgelegenen Terrassen unterhalb von Epinal

Zwischen Epinal und Thaon-les-Vosges wurden ältere Ablagerungen durch die Mosel und die Avière in

höhergelegene Terrassen zerschnitten. Diese Sedimente sind von mächtigen Lehmen bedeckt. Wir konnten das Material an zwei Stellen beobachten:

- Im Straßenanschnitt der Ostumgehung von Epinal, im Bois de la Voivre: Die lehmige Überdeckung war hier in ihrer ganzen Mächtigkeit auf 200 m Länge aufgeschlossen.
- Im Anschnitt der Verbindungsstraße zwischen Bois l'Abbé und Chavelot westlich von Epinal.

Ausgehend von ihrer flächenhaften Ausdehnung ist mit einem beträchtlichen Volumen dieser älteren Sedimente zu rechnen. In wesentlich höherem Anteil als den von SERET (1967: 450) angegebenen 0,1 % kommen Granit- und Gneisgerölle der Vogesen häufig in einer sandig-tonigen Matrix vor; weil sie aber stark verwittert und sehr mürbe sind, treten sie an der Oberfläche nicht mehr in Erscheinung. Durch ihr Volumen, die Art und die Größe der Schotter haben diese Sedimente das gleiche Aussehen wie fluvio-glaziale Ablagerungen, die der ältesten Vereisung oder den ältesten Vereisungen der Vogesen entsprechen. Diese Frage stellt sich, weil die Untersuchung der Topographie zwei ineinandergeschachtelte Terrassenniveaus ergibt, deren Bedeutung noch unsicher ist:

Handelt es sich um zwei Niveaus in Verbindung mit zwei Vereisungen oder um Terrassen, die nur zwei Stadien einer einzigen älteren Vereisung entsprechen? Die Mächtigkeit der Lehme ist offensichtlich auf beiden Niveaus sehr ähnlich; drei Viertel der Kristallingerölle des unteren sind vollständig verwittert; nur die Paläoböden des oberen Niveaus wurden von CAILLEUX 1977 untersucht, nicht aber die des unteren.

### 1.3. Eine zeitlich und räumlich dazwischenliegende Vereisung

Sie war räumlich wesentlich enger begrenzt als die vorausgehende(n), und die sie belegenden Ablagerungen sind zahlreicher, vollständiger und enthalten insbesondere schöne „End-Komplexe“: Endmooränen, Sanderflächen und Sedimentdecken in den Seitentälern der Mosel, Niche und in noch höherem Maße des Barba. Die Lage dieser Komplexe zeigt ein Überfließen des Eismassen über die Sättel an sowie die Stirn eines Moselgletschers s. s. zwischen Eloyes und Jarménil.

Diese Vereisung wurde von G. SERET erkannt und der Mindel-Eiszeit zugeordnet.

Sie ist es, die die durchgehendste Akkumulationsterrasse hinterlassen hat, in mittlerer Höhenlage zwischen den Talhangoberkanten und den rezenten Talsohlen. Oberhalb des Horstes von Epinal zwischen

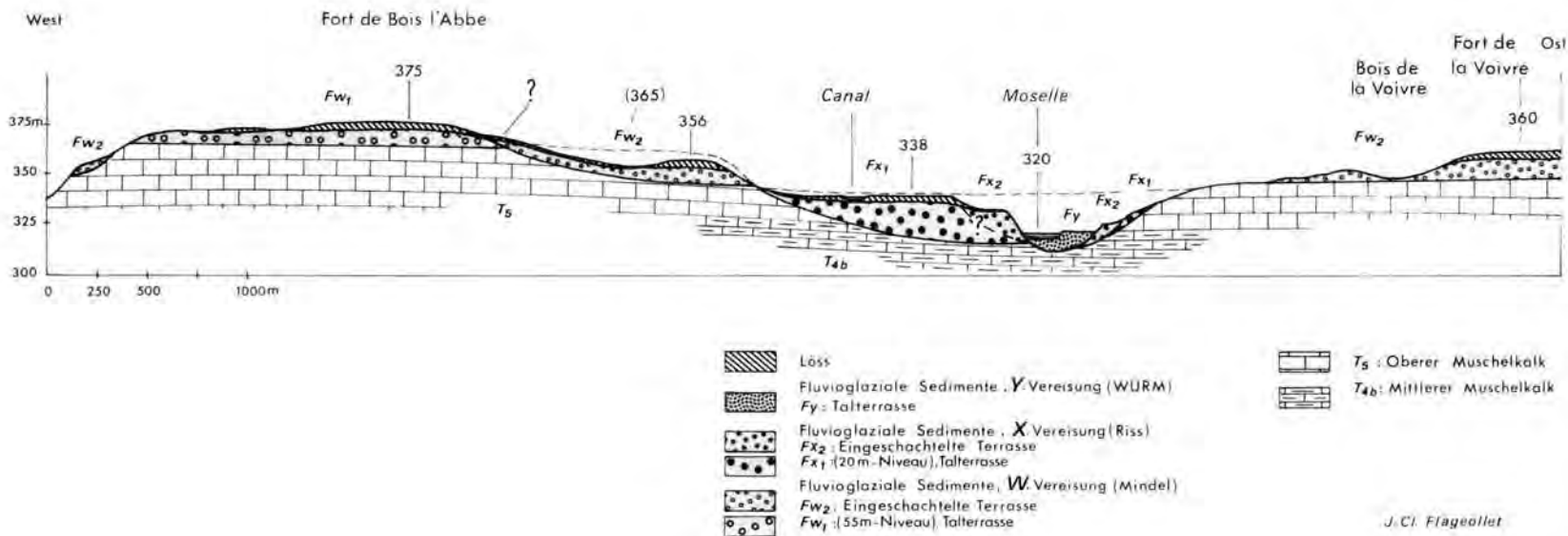


Abb. 2: Mosel-Terrassen unterhalb von Epinal.

Hadol und Charmois devant Bruyeres weitet sie sich durch Zusammenfluß von Schmelzwässern des Eisrandes in den Tälern von Barba, Mosel und Niche im Becken von Arches stark aus. Man kann sie innerhalb des Horstes verfolgen, wo sie sehr schmal ist, und jenseits davon, unterhalb von Epinal, wo sie sich von neuem ausweitet; anschließend längs des Tales bis Toul, wo sie die „Mittelterrasse“ der Justice bildet (Geologische Karte von Frankreich 1 : 50.000, Blatt Toul). Die Paläoböden auf dieser Terrasse bei Golbey und bei Archettes wurden von SERET (1967: 439 ff.) und von CAILLIER (1977) untersucht.

Die morphologischen Modifikationen, vor allem eine Verengung und bedeutende Eintiefung im Verhältnis zum Vor-W-Tal (Abb. 2), die Körnungs- und mineralogischen Unterschiede der Sedimente und der Lehme und die Paläoböden zeigen klar, daß es sich um eine eigenständige Vereisung handelt.

Diese Unterschiede, vor allem bezüglich der Höhenlage, die in den fluvio-glazialen und den fluviatilen Decken im Arches-Becken (Fw-x und Fx) und unterhalb von Epinal (Fx1-Fx2) festgestellt wurden (Abb. 1), stellen gleichermaßen die Frage nach eventuellen Stadien innerhalb dieser Vereisung.

Man könnte mit SERET an ein Akkumulationstadium während des Hochglazials (oberes Niveau) denken, gefolgt von einer weiteren wichtigen Akkumulation beim Rückzug (SERET 1967: 539 ff.). Aber dafür gibt es keine gesicherten Belege. Mehr noch, für die Moräne von Noireux haben wir diese Interpretation abgelehnt (FLAGEOLLET 1984).

#### 1.4. Eine dritte Vereisung

Eine dritte Vereisung ist eindeutig im Moseltal nachgewiesen, wo sich der „End-Komplex“ von Noireux befindet (Moräne und Sander). Er setzt sich fort in einer Sedimentdecke, die vom Fluß zerschnitten wird. Sie bildet oberhalb und unterhalb des Horstes von Epinal eine niedrige, später sehr niedrige Terrasse. Wir haben in der Tat die Terrasse von Pouxieux als Verlängerung des Sanders von Noireux interpretiert (FLAGEOLLET 1984, VASKOV 1984). Der Riegel, der durch den gemeinhin „Moräne von Noireux“ genannten Komplex geschaffen wird, hat recht lange oberhalb einen See aufgestaut, der bis in den Raum Remiremont reichte (SERET 1967: 372; FLAGEOLLET 1984).

#### 1.5. Zusammenfassung

Wenigstens drei Gletscher, die aufeinanderfolgenden Vereisungen mit immer geringerer Ausdehnung angehörten, haben das Moseltal ausgefüllt. In diesem Punkt sind wir mit SERET einig. Eine eindeutige

Festlegung der zugehörigen Eisrandlagen in den Nebentälern (Vologne, Moselotte) sowie in den Tälern und auf den Plateaus der Haute-Saone ist noch nicht mit letzter Sicherheit möglich.

## 2. Ausdehnung und Rückzugsphasen der letzten Vereisung

Wir werden hier das Becken von Remiremont (SERET 1967, FLAGEOLLET 1979) und das Volognetal zwischen Granges sur Vologne und Docelles außer acht lassen, wo die Korrelation mit dem Volognetal s. s. große Probleme aufwirft, um uns mit drei Bereichen zu beschäftigen, in denen die Interpretationen am stärksten diskutiert waren und noch sind: dem Cleurietal, der oberen Ognon und der oberen Moselotte.

### 2.1. Das Tal der Cleurie

Die dem Quartär dieses Tales gewidmeten Arbeiten reichen weit zurück und sind zahlreich (MEYER 1913; NORDON 1931; CAPOT-REY 1938; SERET 1967; SALOME 1968; FLAGEOLLET & HAMEURT 1971; FLAGEOLLET 1976; 1984).

Über folgende Fragen wollen wir hier schwerpunktmäßig sprechen:

- Zu wievielen verschiedenen Vereisungen oder Vereisungsstadien gehören die Ablagerungen, die hier vorkommen?
- Welcher oder welchen ist der See zuzuordnen, in dem sich das Delta aufgebaut hat, das talabwärts die heute den See von Gérardmer aufstauende Moräne verlängert? Wie groß war seine Ausdehnung und wodurch wurde er aufgestaut?
- Stammen die Ablagerungen von einem Gletscher, der von der Vologne kam und das Tal nach Westen hinabfloß, oder gab es ein Zusammenfließen von Eiszungen, wie SERET es angegeben hat, und wieviele waren es?

2.1.1. Die zwischen Tholy und dem See von Gérardmer nachgewiesenen Ablagerungen stammen von drei Gletschern, die aufeinander zugeflossen sind.

Ohne auf allen Details einzugehen, lassen sich drei Gruppen von Argumenten anführen:

- morphologische Argumente: Es handelt sich um bogenförmige Ablagerungen, deren Auswölbungen zwischen Tholy und Rain Brice nach E, zwischen dem See von Gerardmer und dem Bas Beillard nach W und nach N in das Tal von Cellet gerichtet sind.

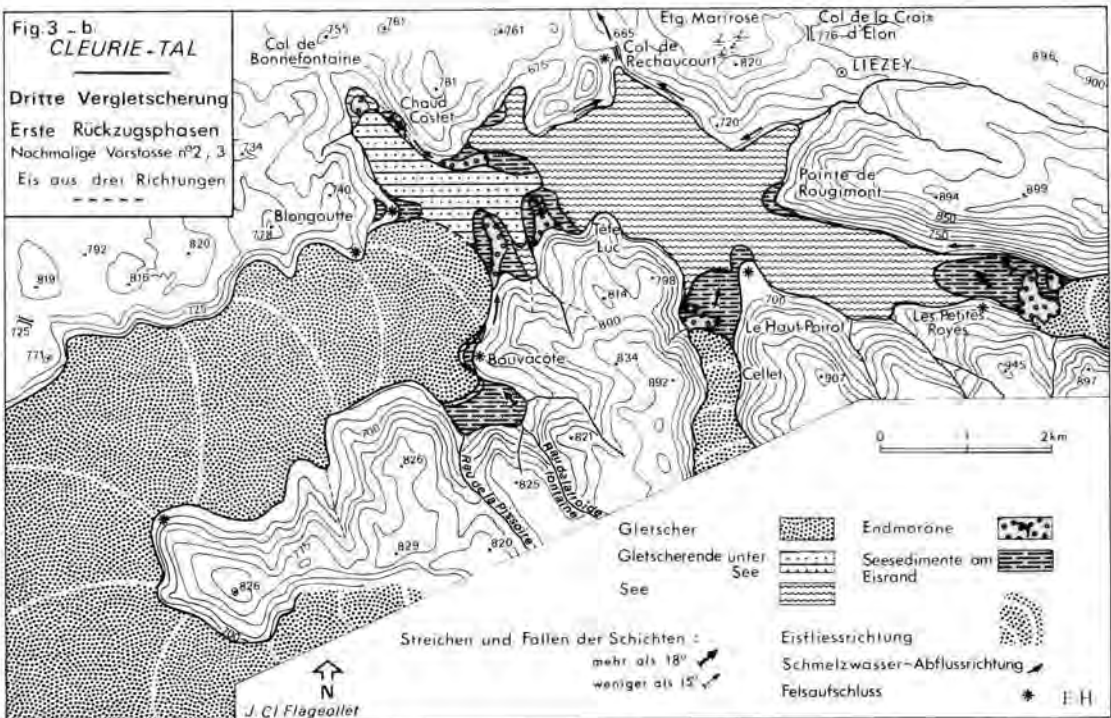
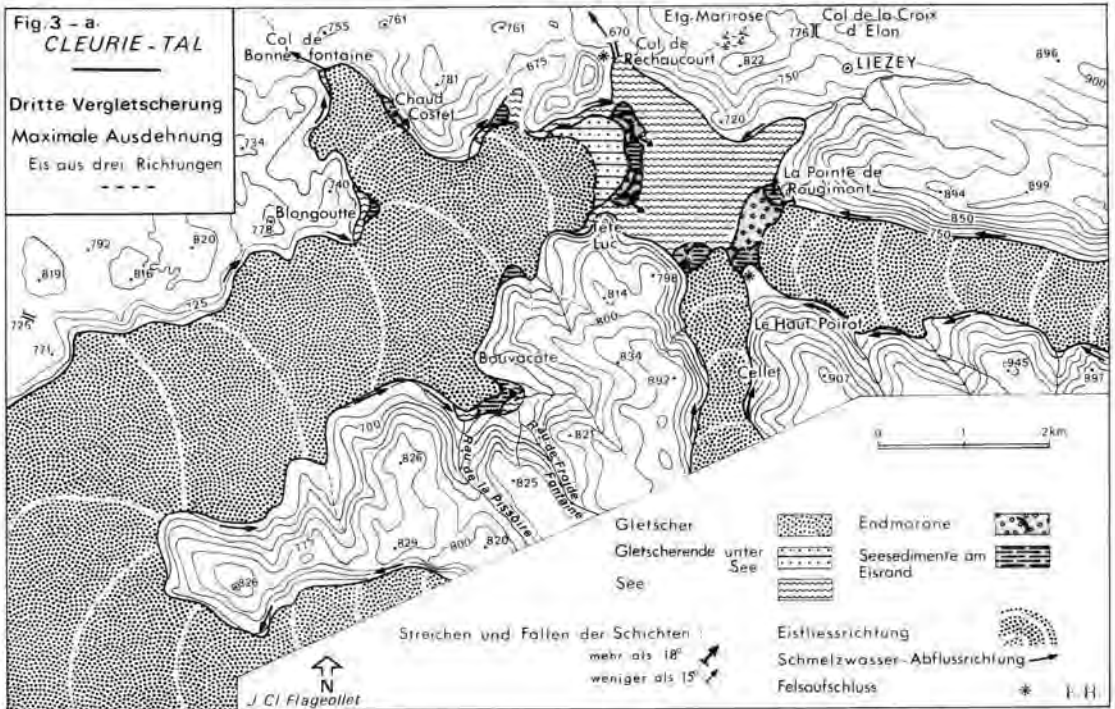


Abb. 3a und b: Cleurie-Tal. Dritte Vergletscherung, maximale Ausdehnung und erste Rückzugsphasen.

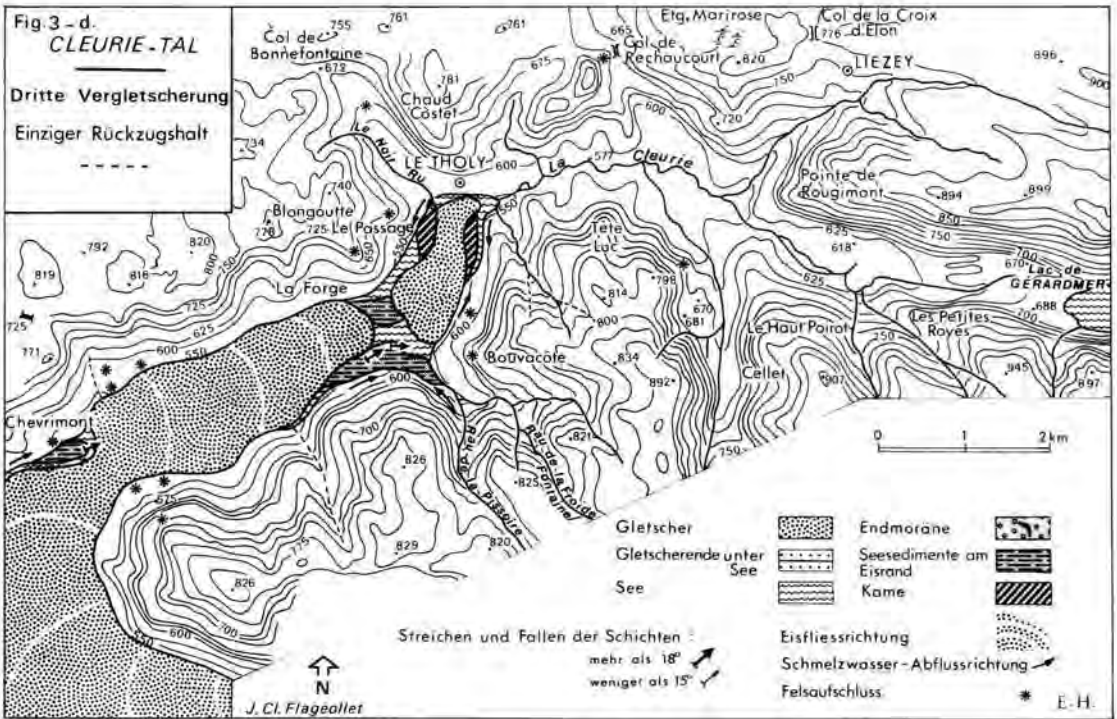
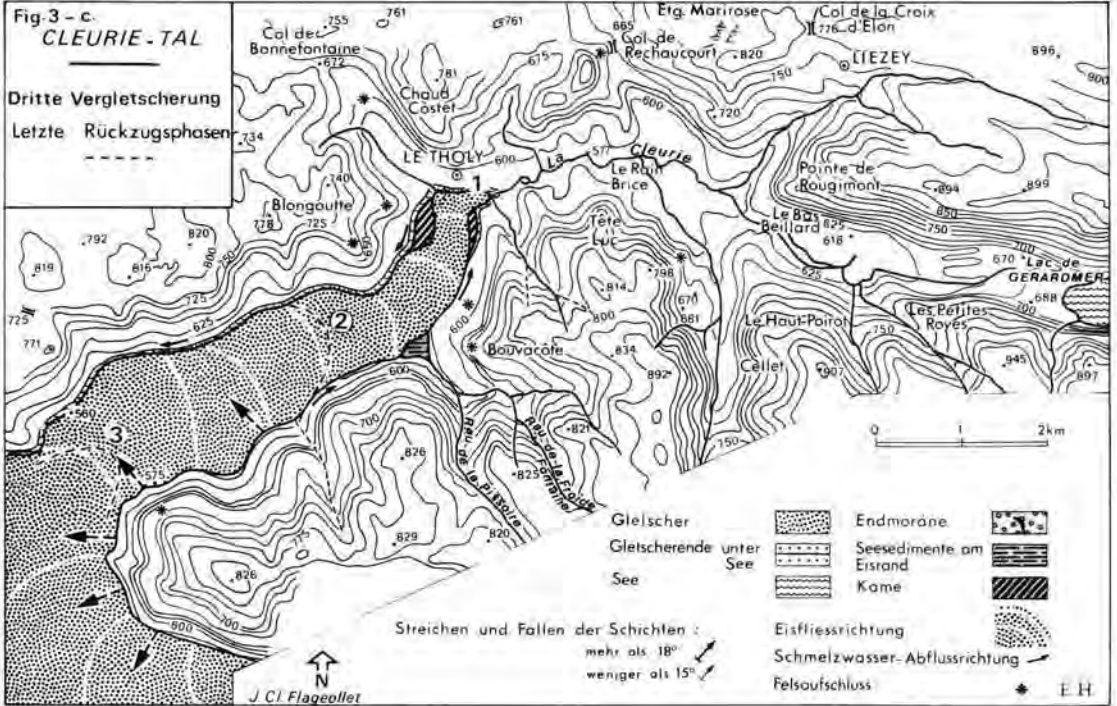


Abb. 3c und d: Cleurie-Tal. Dritte Vergletscherung, letzte Rückzugsphasen und einziger Rückzugshalt.

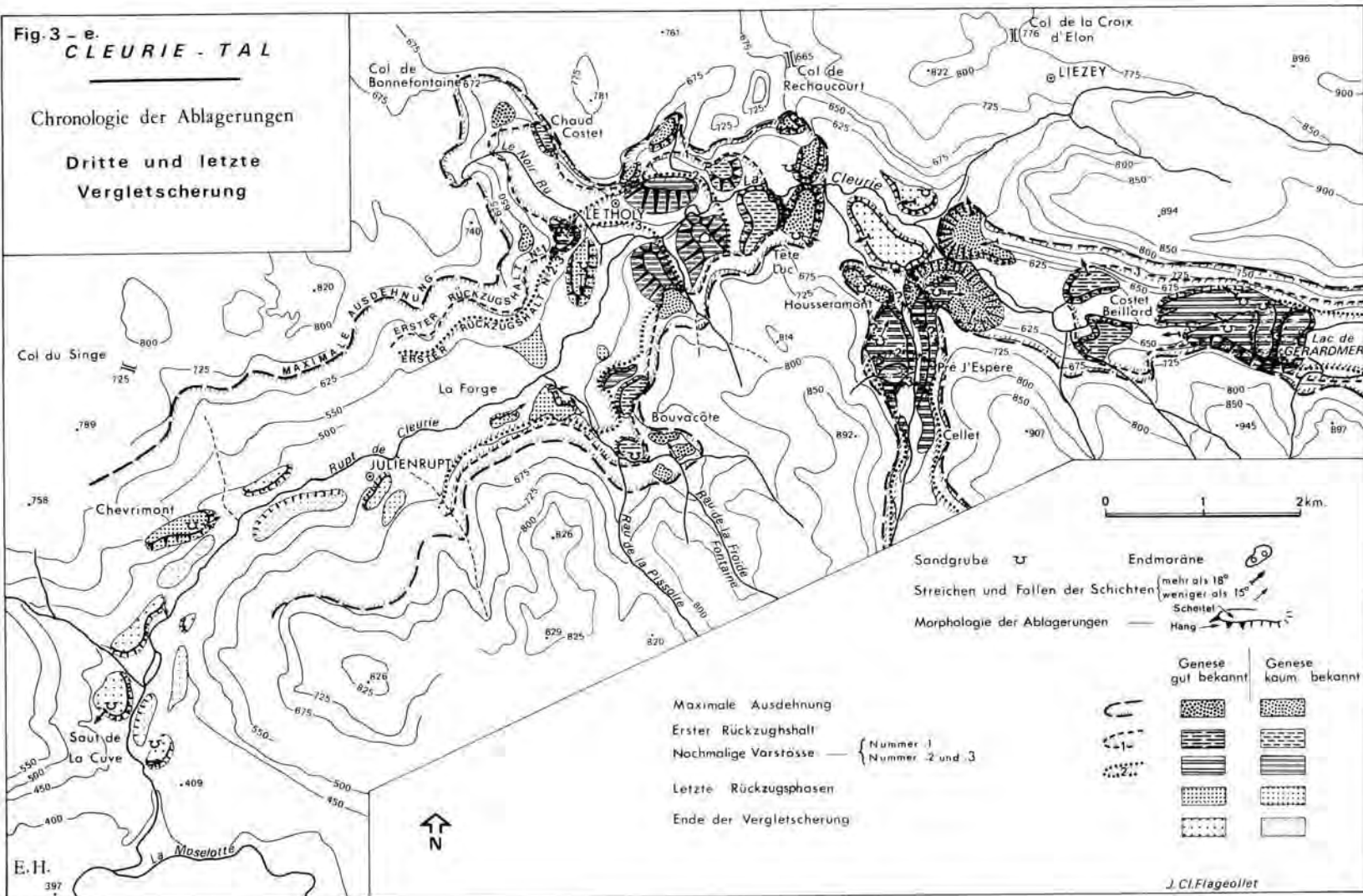
Abb. 3e: Cleurie-Tal. Dritte und letzte Vergletscherung. Chronologie der Ablagerungen.



Fig. 3 - e.  
**CLEURIE - TAL**

Chronologie der Ablagerungen

Dritte und letzte  
Vergletscherung



- sedimentologische Argumente: Es gibt zahlreiche lakustrine Delta-Ablagerungen, deren Einfallen den oben genannten Auswölbungsrichtungen entspricht.
- petrographische Argumente: In den Ablagerungen paßt die Verteilung der Gerölle aus Graniten tieferer Bereiche, Graniten der Gratregion, Rhyoliten etc. zu einem dreifachen Ursprung der Eismassen (SERET 1967; FLAGEOLLET & HAMEURT 1971; FLAGEOLLET 1984).

#### 2.1.2. Diese drei Eisloben und die zugehörigen Ablagerungen gehören einer einzigen, der dritten Vereisung (Y), an.

In der Tat ist einerseits der Grad der Verwitterung in allen Ablagerungen schwach und erlaubt es nicht, einzelne einer älteren Vereisung zuzuordnen (SALOME 1968; FLAGEOLLET & HAMEURT 1971). Andererseits war das Tal bei der Vereisung X vollständig von Eismassen erfüllt: Diese überflossen nach N die Sättel: Croix d'Elon, Rechaucourt, Bonne Fontaine, Singe, und haben Diffluenzen bewirkt, die für die Moränen und die Decken X (s. o.) verantwortlich sind.

#### 2.1.3. Die Ablagerungen belegen Schwankungen der Gletscherstirn während der maximalen Ausdehnung der dritten Vereisung.

Für die Details, die die Beschreibungen der Ablagerungen betreffen, siehe FLAGEOLLET & HAMEURT 1971. Seit dieser Zeit haben eine nochmalige Überprüfung der Morphologie der Ablagerungen von Cellet und die Inbetriebnahme des großen Steinbruches von Housseramont es erlaubt, diesen „End-Komplex“ mit einem lakustrinen Delta in genetischer Hinsicht dem von Gérardmer näherzubringen. Ihrer gleichen Höhenlage wegen sind sie als zeitgleich anzusehen.

Jeder Eislobus besitzt die gleiche Zahl von Endmoränenbögen wie Noirgeux. Deshalb wollen wir eine Korrelation zwischen den beiden Gebieten versuchen und wenigstens die wichtigsten Ablagerungen der Cleurie in die maximale Ausdehnung der dritten Vereisung nach dem Schema in Abb. 3 stellen. Dabei übernehmen wir die Interpretation von SERET hinsichtlich der Bildung eines Sees, dessen Niveau durch den Sattel von Rechaucourt reguliert wurde (SERET 1967: 470). Aber es gab nur einen einzigen See mit zunächst geringer, später weiterer Ausdehnung während einer einheitlichen dritten Vereisung.

Glazial-tektonische Spuren kommen in den Moränen und in den lakustrinen Estrandablagerungen in Cellet, Rain Brice, Beillard häufig vor (FLAGEOLLET &

HAMEURT 1971); sie belegen kleinere Vorstöße der Gletscherstirn. Deshalb scheinen uns diese Endmoränen an Phasen oder Stadien des Wiedervorstößens der Gletscherstirn im Laufe eines insgesamt leichten Rückzuges geknüpft, was die Ausdehnung des Sees erklärt.

#### 2.1.4. Art und Weise des Rückzuges der Diffluenz durch den Moselotte-Gletscher

Sie können auf verschiedene Art interpretiert werden. Sei es mit Halten während des Rückzuges, erneuten Vorstößen und dem sukzessiven Aufbau von Endmoränen (Abb. 3c), sei es mit dem Fortbestehen von Toteisresten und der Ablagerung von Kames-Rücken oder -Terrassen (Abb. 3d).

### 2.2. Das obere Ognontal zwischen Ternuay und dem Col des Croix

Im oberen Talabschnitt der Ognon s. s. und in denen ihrer Zuflüsse (Vannoise, Doue de l'Eau) wurden Formen und Ablagerungen von SERET (1967: 216 Fig. 8) und von THEOBALD (Geologische Karte von Frankreich 1: 50.000, Blätter Giromagny und Lure) unterschiedlich interpretiert.

SERET hat nach Untersuchung dieses Gebietes weitreichende Schlußfolgerungen gezogen: Der Moselgletscher habe im Würm den Col des Croix überflossen, habe aber nicht bis jenseits des Servance-Riegels gereicht, und die Moränen von Montessaux und Melisey seien rißzeitlich. Die Frage des Zusammenhangs zwischen der zweiten und dritten Vereisung bzw. ihre Übereinstimmung mit Riß und Würm der Alpen wird später aufgegriffen (s. u., Kap. 3). Vorerst ist es wichtig zu wissen, ob und bis an welche Stelle der Moselgletscher der dritten Vereisung in das Ognontal gereicht hat. Zur Stützung der einen oder anderen These wurden zahlreiche Argumente zusammengetragen, die von Beobachtungen bei Mélisey und unterhalb davon ausgehen. Ich möchte hier nur die Argumente überprüfen, die von SERET zugunsten eines würmeiszeitlichen Gletscherhaltes bei Servance vorgebracht wurden. Mit fast zwanzig Jahren Abstand verfügen wir nicht mehr über die gleichen Aufschlüsse wie SERET. Sie sind stark verfallen oder ganz verschwunden. Neue Aufschlüsse gibt es kaum. Dies ist ein weiterer Grund, der Morphologie dieses Gebietes viel Beachtung zu schenken.

#### 2.2.1. Interpretation der Ablagerungen aus dem Bereich Croix du-Rouille-Evaudois

Das Tal ist in der Tat durch Ablagerungen abgeschlossen, die sich auf einen Teilriegel stützen und ihm

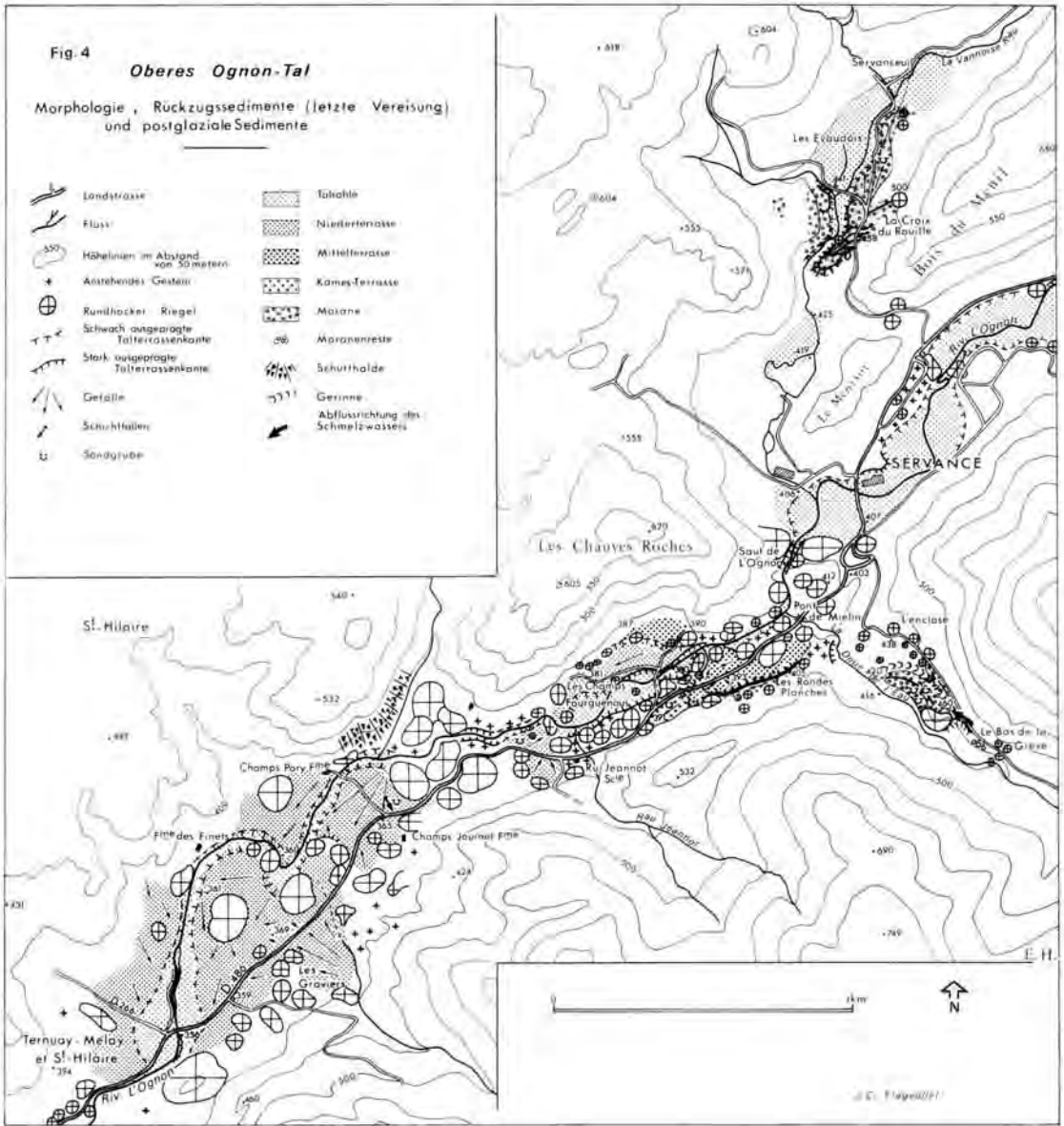


Abb. 4: Oberes Ognon-Tal. Morphologie, Rückzugsedimente (letzte Vereisung) und postglaziale Sedimente.

aufsitzen. Das Abschätzen der genauen Mächtigkeit der Ablagerung ist schwierig und ihre Morphologie ist zweideutig. Es gibt tatsächlich einen Rücken vom Typ Moränenbogen bei Croix du Rouille, von leicht gewendener, konvexer Form, der nach unterhalb des Tales einerseits und nach unterhalb der Straße andererseits gerichtet ist. Dieser Bogen (458 m ü. NN bei Croix) setzt sich in zwei Terrassen fort, je eine talauf- und talabwärts, letztere etwa zwei bis drei Meter tiefer gelegen. So gut auch das Bild eines Moränenbogens paßt, der talaufwärts gerichtet ist und sich in einem

sublakustrinen, eisrandnahen Delta fortsetzt (SERET 1967: 216, Fig. 8), wird es nicht wirklich durch die morphologische Untersuchung bestätigt. In einer stark verstrzten, kleinen Sandgrube zwischen der Kreuzung von Croix du Rouille und der Brücke von Servanceuil ist das Einfallen der kaum geschichteten Sande und Kiese nur schwach und schlecht abzuschätzen. Bei der Brücke von Servanceuil legen die Hangform und das Vorhandensein großer Granitwollsäcke und -blöcke die Existenz von Resten eines Moränenbogens nahe. Dieser stützt sich auf einen Felsriegel

und ist talabwärts gerichtet. Aufgebaut wurde er durch einen im Vannoisetal herabgeflossenen Gletscher. Die gleiche Interpretation drängt sich für das Gebiet östlich und oberhalb des Gehöftes von Croix du Rouille auf. Als Schlussfolgerung kann der Interpretation von SERET, daß durch Diffluenz des Ognongletschers, der am Gegenhang des Vannoisetales wieder aufgestiegen ist, eine Moräne aufgebaut wurde, nicht wirklich widersprochen werden. Sie wird aber durch die Morphologie der Ablagerungen auch nicht gestützt.

### 2.2.2. Das untere Miellintal

Auf dem rechten Talhang, auf halbem Wege zwischen Bas de la Grève und Enclose, zeigt sich die Akkumulation entlang der D 133 wie folgt: Der Bach biegt in einem scharfen Knick nach links, weil er von einem Felsriegel abgelenkt wird, der das Tal teilweise abriegelt. Zwei oder drei senkrechte Felswände erheben sich stufenweise um ca. 25 m Höhe. Dieser Riegel ist von Sand und Kies überdeckt und wird durch ihn talabwärts verlängert. Sein Scheitel ist auf ca. 150 m Länge ungefähr eben und endet danach konvexbogenförmig talabwärts gewendet, fällt schräg ab und trifft ca. 200 m weiter wieder auf den Fluß. Eine Rinne trennt den Riegel vom Hang. Sie beginnt unmittelbar am Anfang der Akkumulation in Hangnähe. Einige Abbruchnischen zeigen einen stark ausgewaschenen Grobsand mit gut gerundeten, manchmal recht groben Geröllen aus Granit und Rhyolit; auf den ersten Metern ist die Ablagerung wenig standfest, sehr frisch und weder gefärbt noch eisenhaltig. Auf der Innenflanke und auf dem Scheitel der Akkumulation sind wechselnde Einfallrichtungen angedeutet, wobei die Mehrzahl nach WNW gerichtet ist, d. h. talabwärts und zur Talachse hin. Moränenreste (gerundete und kantige Blöcke) treten talaufwärts zwischen diesem Riegel und dem des Bas de la Grève häufiger auf. Diese Befunde führen zu folgender Interpretation der Ablagerung: Es kann sich um die zwischen dem Riegel eingeschlossene Endmoräne eines Gletschers oder um eine durch den Riegel vor nachfolgender Erosion geschützte Kames-Ablagerung handeln. In jedem Fall aber ist die Ablagerung in Verbindung mit einem Gletscher zu sehen, der das Miellintal herabgeflossen war. Die Interpretation von SERET, es handele sich um eine talaufwärts durch ein lakustrines Delta verlängerte Moräne, die beide durch Diffluenz des im Miellintal aufgestiegenen Ognongletschers entstanden sind, scheint mir kaum vereinbar mit der Morphologie der Ablagerung und der des gesamten Gebietes.

### 2.2.3. Das Ognontal unterhalb von Servance

Die Sand- und Schotterablagerungen, die die Rundhöcker überdecken oder ihnen anliegen, sind in den beiden Stammbecken zwischen Servance und Ternuay-Melay und St. Hilaire, dem der Champs Fourguenous und denen der Champs Pory, Journet und les Graviers weit verbreitet. SERET sieht in ihnen eisrandnahe Schüttungen der Diffluenz des Moselgletschers bei seinem würmzeitlichen Halt bei Servance.

#### 2.2.3.1. Das Stammbecken der Champs Fourguenous

Es liegt in einem Gebiet, das von stark durch Brüche gegliederten Felsen geprägt ist, aus dem aber noch zahlreiche Rundhöcker herausragen. Diese sind von sandig-kiesigen Sedimenten bedeckt oder umgeben, die die Topographie ausgleichen, indem sie ihr den ebenen Charakter einer Aufschüttungsfläche geben. Man unterscheidet hier mehrere Höhengniveaus:

- Das schmale Niveau der Rondes Planches auf dem Südhang, mit schwacher Neigung talabwärts.
- Ein Niveau einige Meter unterhalb, zwischen 393 und 387 m Höhe ü. NN gelegen, auf beiden Talflanken.
- Die eigentlichen Champs Fourguenous als Niederterrasse.
- Die Talsohle der Ognon.

Erinnern wir uns, daß SERET die Ablagerungen der Rondes Planches als rißzeitliche Kames-Terrasse und die der Champs Fourguenous als Sanderterrasse des Würm interpretiert hat.

#### 2.2.3.1.1. Die Rondes Planches

Ihre Topographie ist die einer unregelmäßigen, talabwärts geneigten, schmalen Terrasse (Breite unter 30 m), die durch einen unzusammenhängenden, aber recht gestreckten Hang begrenzt wird. Die Verebnung setzt sich bis zum Punkt 391 ü. NN fort und die Schotter und Sande finden sich im Feld links der Straße. Was die eigentlichen Rondes Planches betrifft, läßt sich nicht mit letzter Sicherheit sagen, daß es sich ausschließlich oder vorwiegend um eine Akkumulationsform handelt; der Rand ist möglicherweise im verwitterten Fels ausgebildet. Falls es sich um eine Akkumulationsform handelt, paßt ihr steil ausgebildeter Hang zu einer eisrandnahen Herkunft, aber am Gegenhang fehlt eine solche Form vollständig. Es wäre einfacher, sie als Kames-Terrasse zu interpretieren als in ihr einen stark erodierten Sander zu sehen. Wie SERET (1967: 21) sagt: "aucune coupe

n'est susceptible de révéler leur âge" (Kein Aufschluß erlaubt es, ihr Alter zu bestimmen). Aber sie kommen nicht "à l'aval du point de départ des épanchages proglaciaires du Würm" (unterhalb des Ausgangspunktes der würmzeitlichen Sanderschüttung) vor (SERET 1967: 217). Der Ursprungsort liegt sehr dicht beim Riegel der Brücke von Miellin. Zusammenfassend denke ich, daß man die genetische Interpretation (als Kames-Terrasse) akzeptieren kann, aber es gibt keine Hinweise auf ein höheres Alter (Riß).

#### 2.2.3.1.2. Die Champs Fourguenous

In der Tat sind hier zwei Niederterrassen zu sehen. Sie liegen einige Meter über der heutigen Talsohle der Ognon. Die Hänge zeigen hier ziemlich grobe Schotter, die in stark ausgewaschenen, frischen Sanden gleichmäßig verteilt sind. Handelt es sich um die Reste zweier aufeinanderfolgender Sanderschüttungen, die sich ineinander eingeschachtelt haben? Warum nicht um Kames-Ablagerungen während der Rückzugsphasen der letzten Vereisung, als die Doue de l'Eau und die Ognon weniger stark in den Riegel eingeschnitten waren als sie es heute sind? Dieses Stammbecken setzt sich aus einer Serie kleiner, durch Rundhöcker abgeschlossener Becken zusammen, unter Ausbildung eines gestuften Tallängsprofils. Sie können fast gleichzeitig verfüllt worden sein, als die Schuttlast des Flusses bei gleichzeitig geringerer Eintiefung höher war als heute.

#### 2.2.3.1.3. Die Kiesgrube am Jeannot-Bach

Stark verstürzt existiert sie heute noch, und es lassen sich hier zwei Beobachtungen machen:

- Die an der Oberfläche sichtbaren, gut gerundeten Granitgerölle sind hier in sandig-kiesigen Ablagerungen aufgeschlossen.
- Die Sedimente liegen nicht genau an der Mündung des Jeannot-Baches und es ist nicht sicher, ob sie von dorthier stammen. Ich sehe sie eher als Fortsetzung der Niederterrasse denn als periglazialen Kegel an.

#### 2.3.2. Das Stammbecken der Champs Journet-Ternuay

Zwischen dem Gehöft von Champs Pory und dem von Champs Journet ist die Verfüllung unregelmäßig, aber relativ mächtig ( $\geq 3$  m). Das schwache Einfallen und die Hangneigung lassen eine Schüttung durch die Ognon vermuten. Der Fluß ist nur schwach unter Ausbildung einer sehr niedrigen Terrasse in diese Decke eingeschnitten, die die der Champs Four-

guenous verlängert. Die Kiesakkumulation hat eine nur geringe Ausdehnung und wird von einem großen Rundhöcker begrenzt. Im Gegensatz zu dem, was SERET angibt, glaube ich nicht, daß die Kiesakkumulation bei ihrer Ausbreitung die Ognon nach N zurückdrängen konnte (SERET 1967: 241). Die Hangfußbereiche nahe des Hofes von Champs Pory wie auch ein Riegel entlang der Straße sind gestreckte Hänge. Sie werden durch eine unzusammenhängende Hangschuttdecke wechselnder Mächtigkeit ausgeglichen, die ihr Material aus leicht verwittertem, rötlichem und stark tektonisch zerrüttetem Gestein (v. a. Rhyolite) bezieht. Man darf daraus nicht ohne genauere Untersuchung schließen, daß das Vorhandensein von rötlichem Ton ein wie auch immer höheres Alter des Schuttes anzeigt, und daß es sich um periglaziale Schuttdecken handelt. Der Zustand des Materials ist dergestalt, daß der Schutt — heute im allgemeinen festliegend — nicht unbedingt in einem sehr kalten Milieu abgelagert worden sein muß. Mit anderen Worten, er kann sehr jung sein, während des Gletscherrückzuges abgelagert und nicht unbedingt "contemporains du maximum du froid" (zeitgleich mit dem Kältemaximum) (SERET 1967: 241). Die oberen Talabschnitte von Vologne, Mosel und Moselotte, die erst später eisfrei wurden, sind an manchen Stellen mit dem gleichen Schutt überdeckt, für dessen Genese der tektonische und petrographische Faktor eine ebenso große, wenn nicht größere Rolle spielte als das Klima.

#### 2.2.4. Schluß

Im oberen Ognontal verfüllten mächtige Sedimente den Boden der glazialen Stammbecken oberhalb von Servance. Sie können eisrandnahen Ursprungs sein, am äußersten Ende eines Talgletschers abgelagert, der durch das Überfließen des Moselgletschers zustande kam. Dieser Gletscher konnte eine kurze Diffluenz verursachen und das Vannoisetal bei Evauois plombieren. Ich kann diese Interpretation von SERET weder bestätigen noch widerlegen. Bestimmt gab es noch einen Gletscher im Tal der Doue de l'Eau, dessen äußerstes Ende ein wenig oberhalb von Enclose oder beim Riegel von Servance lag.

Die Argumente zur Anbindung dieser Situation an das Würmhochglazial von (SERET 1967) sind anfechtbar. Ebenso gut konnten diese Akkumulationen während der Rückzugsphasen der letzten Vereisung entstanden sein und m. E. kann sich der Eishalt bei Servance auch während des Abschmelzens eingestellt haben.

Die sehr charakteristische morphologische Gliederung des Tales in Becken und Felsschwellen muß zu einem ruckhaften Gletscherrückzug geführt haben, mit

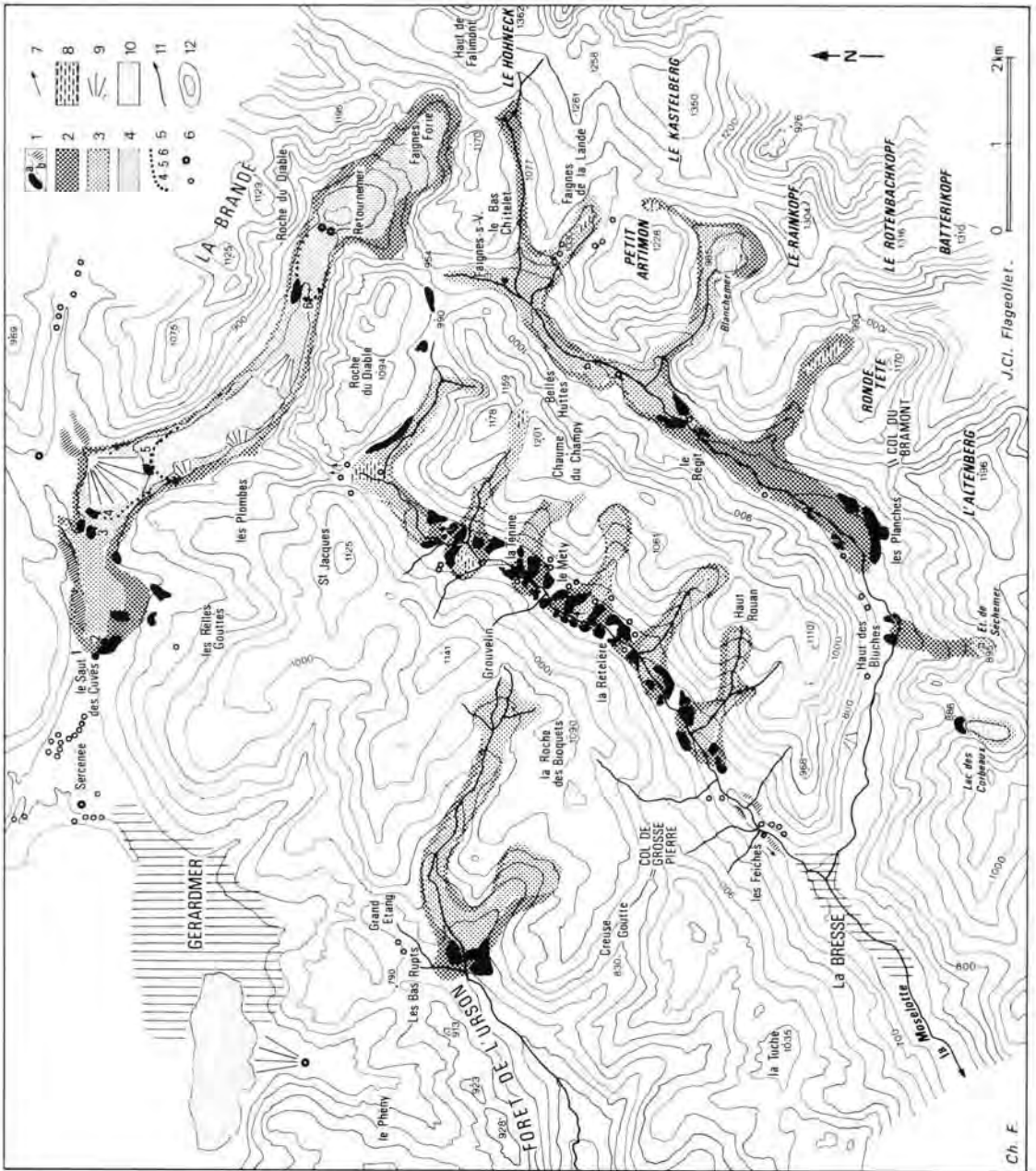


Abb. 5: Letzte Vereisung. Letzte nochmalige Vorstöße in den oberen Talabschnitten von Vologne und Moselotte.

- |   |                                    |
|---|------------------------------------|
| 1 a Endmoränen                            | 7 Schichtfallen                    |
| 1 b Fluvioglaziale Terrasse               | 8 Torfmoor                         |
| 2 Ausdehnung der Gletscher. Erste Phase   | 9 Lakustrines Delta, Schwemmfächer |
| 3 Ausdehnung der Gletscher. Zweite Phase  | 10 See                             |
| 4 Letzte nochmalige Vorstöße              | 11 Fluß                            |
| 5 Letzte nochmalige Vorstöße 3,4, 5 und 6 | 12 Höhenlinien                     |
| 6 Riegel, Rundhöcker                      |                                    |

einem stark verspäteten Abschmelzen oberhalb des Riegels von Servance und Toteisblöcken, die einige Zeit im tiefsten Becken direkt unterhalb erhalten blieben.

### 2.3. Obere Moselotte und obere Vologne

Oberhalb von Saut des Cuves, im E von Gerardmer und an den beiden Armen der Moselotte, den parallelen Tälern der Moselotte und des Chajoux-Baches, treten glaziale Ablagerungen im Volognetal häufig auf. Die Fragen, die sie aufgeworfen haben, sind vor allem genetischer Natur: Endmoränen, Kames-Rücken oder Kames-Terrassen und nicht so sehr stratigraphischer Art. Alle Autoren betrachten sie als sehr jung, zeitgleich mit dem Ende der letzten Vereisung. Diese beiden Fragen sind aber eng miteinander verknüpft. In der Tat kann man ihnen, wie mehrere Autoren es tun, einen gewissen stratigraphischen Wert zusprechen, bei dem jede Endmoräne einem Halt oder einem erneuten Vorstoß des Gletschers während des Abschmelzens entspricht. Und in diesem Fall muß man zu erfahren versuchen, ob sich diese Phasen mit pollenanalytischen Befunden in Bezug auf Klimaschwankungen korrelieren lassen (s. u., Kap. 3). Oder man darf ihnen eben keinerlei stratigraphischen Wert zuerkennen, wenn ihre Genese als gemeinsam und gleichzeitig angesehen wird, wie SALOME (1968: 57) es vorgeschlagen hat.

Die unterschiedlichen Interpretationsrichtungen, die die Genese der Ablagerungen betreffen, waren vor allem im Chajouxstal spürbar. Seit 1971 habe ich in Abständen immer wieder die Ablagerungen dieses Tals im Wandel der Aufschlußsituation und entsprechend des Fortschreitens der wissenschaftlichen Arbeiten untersucht. Die Ergebnisse sind in Abb. 5 zusammenfassend dargestellt.

Die Mehrzahl der Ablagerungen von Chajoux und Mosel sind Moränen und keine Kames-Rücken. Die überwiegende Strukturlosigkeit, die Heterometrie und steil einfallende Schichten in kleinen, lakustrinen Sedimentbecken beweisen es; sie sitzen nicht oder nur selten Felsriegeln auf. Es handelt sich aber nicht um durchgehende Moränenbögen. Diese Moränen sind häufig stark aufgelöst, und diese Auflösung ist teils syngenetisch, teils postgenetisch als Folge der Eintiefung des Flusses bedingt. Im Chajouxstal sind diese Moränen zu vielgestaltig, zu zahlreich und zu dicht beieinander liegend, als daß man jede von ihnen mit einer Gletscherschwankung in Verbindung bringen könnte. Dies gilt vor allem für dieses Tal, wo es oberhalb kein hochgelegenes Kar gibt (Lispachsee). Außerdem sind die Einfallswinkel mancher Ablagerungen talaufwärts gerichtet (GUEBOURG 1972; RAHM

1977). Das unterstützt die Vorstellung von EGGERS (1964: 58), nach der diese Moränen von durch das Tal abfließenden Gletschern abgesetzt wurden, die parallel und gleichzeitig von benachbarten Karen ausgingen.

## 3. Glazialstratigraphie der Vogesen

### 3.1. Welche Stratigraphie gilt für die Vogesen?

Bis in die letzten Jahre wurde in den Vogesen die letzte nachgewiesene Vereisung dem Würm der alpinen Stratigraphie gleichgesetzt. Dies geschah aufgrund der Frische der Ablagerungen und wegen des späten Abtauens der letzten Kare in den Talschlüssen (FLAGEOLLET 1980). SALOME (1967) und SERET (1968) haben sich weiterhin auf diese Stratigraphie bezogen. Es ist noch nicht lange her, daß im benachbarten Jura CAMPY (1982) zwei aufeinanderfolgende Vereisungen nachgewiesen und diese mit Riß und Würm in Beziehung gebracht hat. Die Arbeiten von WOILLARD (1973 bis 1978) haben sich gleichermaßen an der westeuropäischen Nomenklatur von WOLSTEDT und MENKE orientiert, die von der Gleichzeitigkeit der alpinen und der norddeutschen Vereisungen ausgeht. Seine Arbeiten haben aber mehrere Neuerungen eingeführt:

- Korrelation mit Schwankungen der Paläotemperatur, die an Tiefseesedimenten festgestellt wurden, sowie absolute Datierungen.
- Erstellung einer Biostratigraphie, die eine lokale Nomenklatur (Mélisey, Saint-Germain, Lanterne etc.) benützt und schließlich die Aufgabe jeden Bezuges zur alpinen stratigraphischen Terminologie (WOILLARD 1978: 16).

Die Frage der Gleichzeitigkeit zwischen den alpinen und den nordischen Vereisungen war außerhalb der Vogesen heftig umstritten und die Zahl dieser Vereisungen wurde ebenfalls erneut in Frage gestellt. Viele Forscher haben es vorgezogen, sich wieder auf lokale Litho- und Chronostratigraphien zu berufen, und in den Vogesen hat SERET aufgehört, die Begriffe Mindel, Riß und Würm zu benutzen. Dies ist ein Zeichen vorsichtigen, auf jeden Fall aber nur vorläufigen Vorgehens, weil noch kein Forscher darauf verzichtet hat, Korrelationen mit den europäischen Bio- und Lithostratigraphien herzustellen.

### 3.2. Die Bedeutung der Endmoränen in der Stratigraphie

Man verfügt einerseits über die relative, bio-klimatische Stratigraphie und über absolute Datierungen,

ausgearbeitet für Grand Pile, andererseits hat man gestufte Moränen in den Tälern. Kann man eine Annäherung zwischen den Eisrandlagen anhand der Moränen und den durch die Pollenanalysen aufgezeigten Klimaschwankungen versuchen?

Die Antwort fällt nicht leicht, und viele Autoren haben sich gefragt, wie es VEYRET (1981: 297) in Erinnerung ruft, in welchem Maße nicht die mehrfach versuchten Korrelationen zwischen den Moränenbögen und möglichen Klimaschwankungen allzu oft anfechtbaren Schlußfolgerungen Raum gegeben haben. An Einwänden gegen diese Art von Korrelation fehlt es nicht: Im Gebirge sind einige rezente Gletscher im Anwachsen begriffen, während andere sich zurückziehen. In einigen Jahren können sich vor den alpinen Gletschern zahlreiche Moränenbögen aufbauen, die nichts weiter als kleinere Phasen innerhalb klimatischer Änderungen aufzeigen. Manche Stadien, Rückzugshalte oder nochmalige Vorstöße sind nicht notwendigerweise durch Interstadiale getrennt, während denen eine Klimaänderung einen deutlichen Rückgang der Gletscher bewirkt hätte. Wie soll man unterscheiden zwischen dem, was auf eine wirkliche Klimaverschlechterung zurückgeht und dem, was aus einem kleinen Gletscherzuwachs aufgrund geringer Klimamodifikation resultiert?

### 3.3. Moränen der Maximalausdehnung der dritten Vereisung und ihre Chronologie

Während der maximalen Ausdehnung waren die oberen Talabschnitte alle von Eismassen erfüllt. Dabei bestanden viele Zusammenflüsse und zahlreiche Verbindungen waren von Eis bedeckt. Unter Berücksichtigung dieser Tatsache kann man dem zustimmen, daß die gesamte Eismasse bis in ihre Randbereiche hinein in weltweitem Maßstab reagierte, und daß sie andererseits nur auf Klimaänderungen gewissen Umfangs reagierte. Unter dieser Prämisse kann man nun verstehen, was bei Noireux, Tholy und Remiremont festgestellt wurde und was gleichermaßen auch bei Mélisey-Montessaux vorkommt: Dicht beieinanderliegende Endmoränenbögen, die fast überall in Vierzahl entwickelt sind (Abb. 6a). Ferner kann man eine Parallelisierung mit der Klimaentwicklung von Grand Pile versuchen. Wo kann der Gletschervorstoß im Pollendiagramm von Grand Pile angesiedelt sein, der für die Moränen von Montessaux und Mélisey verantwortlich ist?

— WOILLARD (1978: 16) blieb dem Schema von SERET treu. Für sie sind Mélisey I und Mélisey II des Pollendiagramms zeitgleich mit der mittleren Vereisung (Riß I und Riß II) und somit älter als die letzte Vogesenvereisung (Lanterne), während der der Gletscher im Ognontal nicht mehr über Servance hinaus-

reichte. Neben den bereits oben genannten Beobachtungen über die Interpretation der Ablagerungen aus dem Raum Servance lassen andere Gründe an dieser Korrelation zweifeln und eine andere Lösung vorziehen.

Die Kaltzeiten Mélisey I und Mélisey II sind kürzer und deutlich weniger kalt als Lanterne (Abb. 6b). Das führt folglich nach dem Schema von SERET zu der Aussage, daß der Moselgletscher, der in das Ognontal übertrat, während der kurzen und gemäßigten Kaltphasen mächtig war und weit gereicht hat (bis Montessaux-Mélisey), und daß er während der langen und intensiveren letzten Kaltzeit (Lanterne) weniger mächtig und weniger weitreichend war (Servance). Dies ist durch die Tatsache, daß bedeutende Gletscher während Mélisey I und II nicht sicher nachgewiesen sind, ein schwerwiegender Widerspruch. Nach BEAULIEU & REILLE (1984: 8) handelt es sich um kurze, voneinander getrennte Kälteperioden während längerer Erwärmungsphasen (St. Germain), die, wie bei Les Echets, nur gemäßigte Phasen sind, welche nicht den bioklimatischen Status von Interglazialen besitzen.

— Es scheint einleuchtender, eine Annäherung der Moränen von Mélisey an die Glazialstadien von Lanterne II und III vorzunehmen (Abb. 6b).

Lanterne III ist indessen kälter und längerdauernd als die vorübergehenden Stadien. Wie also soll man erklären, daß die Gletscher überall von Stadium I zu Stadium IV leicht zurückgewichen sind? Die Erklärung liegt vielleicht in der Tatsache, daß es bei stärkerer Abkühlung zum Ende des Lanterne auch trockener war, was eine leichte Abnahme des Gletschervolumens mit sich bringen konnte.

### 3.4. Rückzugsmoränen der oberen Vologne und der oberen Moselotte und ihre Stratigraphie

Im Unterschied zu Moränen der maximalen Vereisung sind die des Abschmelzens eher von lokalen Klimabedingungen und von kurzfristigen und unbedeutenderen Klimaänderungen abhängig. So kann man verstehen, daß die Zahl der Stadien in der oberen Moselotte und der oberen Vologne unterschiedlich ist. Ohne ein einziges tiefergelegenes, ausgedehntes Kar gibt es ein NW-orientiertes Tal etc. und dies in Verbindung mit einem unterschiedlichen Glazialregime. Dagegen muß in den beiden Paralleltälern der oberen Moselotte und des Chajoux das Regime aus mehreren Gründen das gleiche geblieben sein: Gleiche Exposition, gleiche Orientierung der Täler, gleiche Morphologie und Längserstreckung der Eiszungen, d. h. gleicher Umfang des erneuten Vorrückens, leicht variierend nach Höhenlage und Größe der Kare. Von dorthin kommen die wichtigsten Eiszungen, die



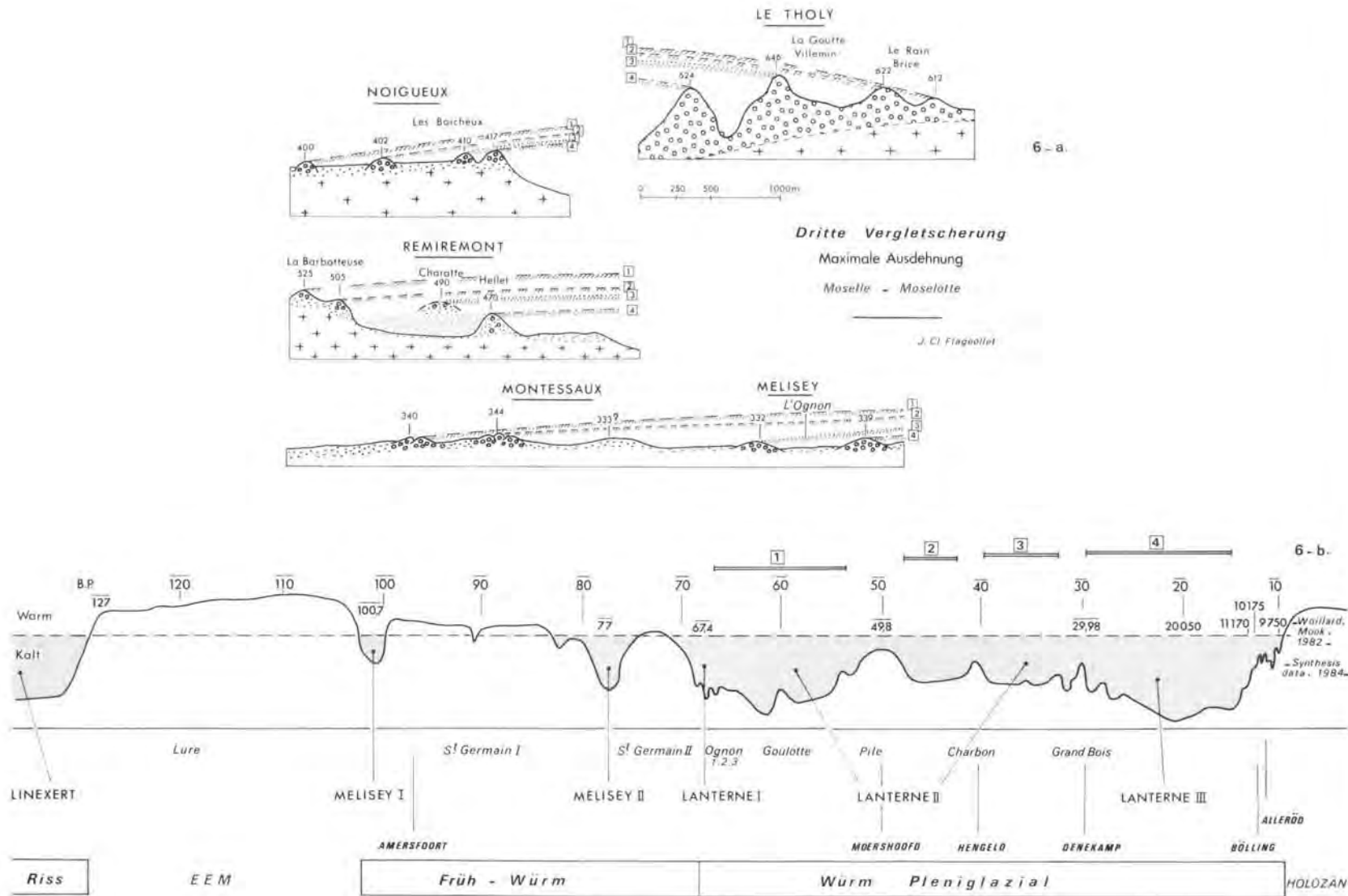


Abb. 6: Dritte Vergletscherung, maximale Ausdehnung, Moselle — Moselotte.

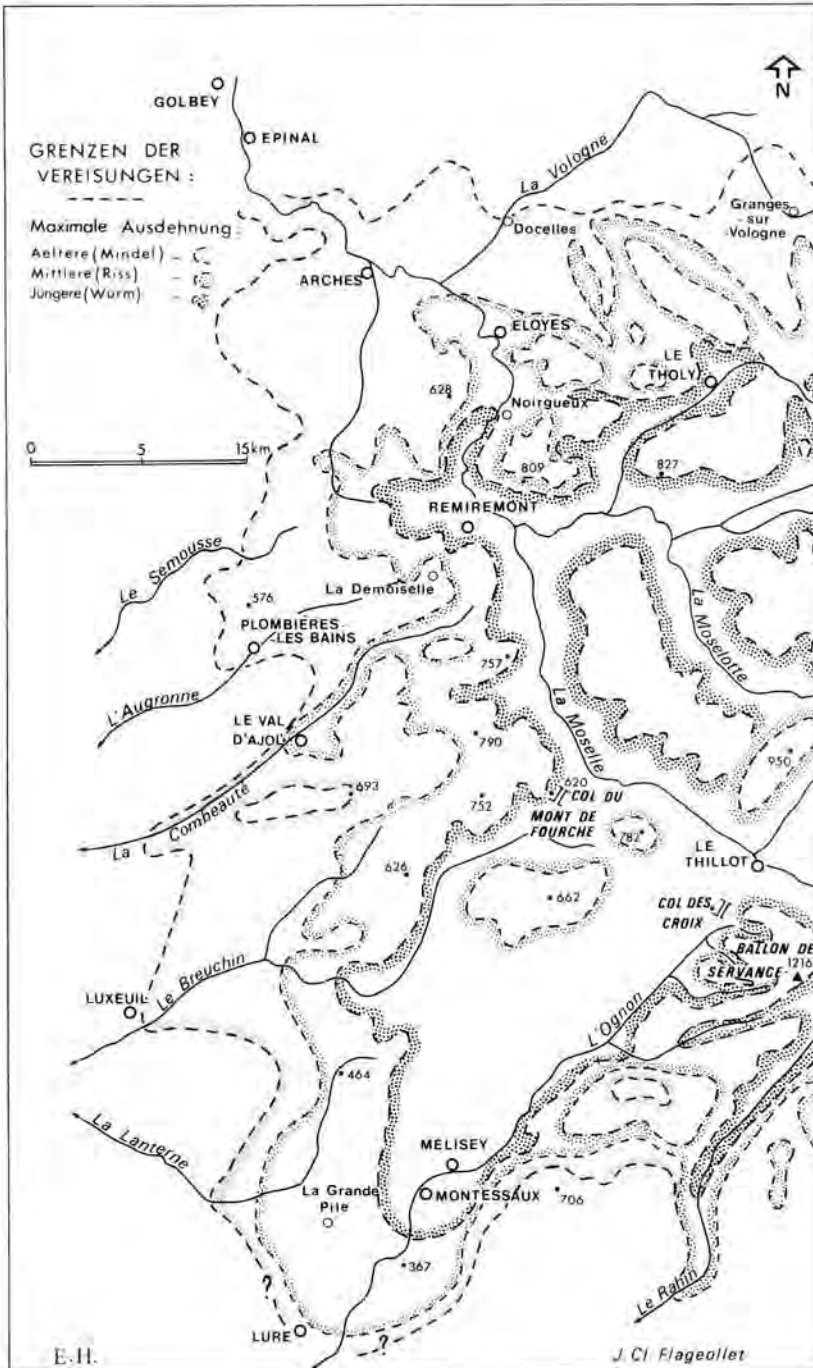


Abb. 7: Ausdehnung der eiszeitlichen Vergletscherungen in den lothringischen Vogesen, Moselbecken.

Zusammenflüsse und die weniger zahlreichen, aber umfangreicheren Ablagerungen im Moselottetal, das am dichtesten an den Vogesenhauptkamm heranreicht.

In diesem Raum scheint es zwei nochmalige Vorstöße gegeben zu haben.

Welchen Abkühlungsphasen soll man sie zuordnen? Vielleicht der älteren und mittleren Dryaszeit. In der Tat wurde der Teich von Machey sehr spät eisfrei (JANSEN 1974) und die Karte der oberen Vologne sind in Höhenlage und Größe dem Kar von Frère Joseph vergleichbar, wo das Abtauen im Alleröd begann (SERET 1984).

#### 4. Schluß

Die Vereisung der mittleren lothringischen Vogesen vollzog sich in mindestens drei Schüben und jede der aufeinanderfolgenden Vereisungen war weniger umfangreich als die vorausgehende. Im Lauf der letzten endete der Moselgletscher bei Noireux, trat nach Süden aus dem Tal in den Raum Le Thillot aus, und schob sich im Ognontal bis in den Raum Mélisey vor (Abb. 7).

Nach den Korrelationen, die man nach der bio-klimatischen Stratigraphie des Grand Pile und den Moränen, die die maximale Ausdehnung kennzeichnen, aufstellen kann, blieb sie zwischen den Kaltphasen des Lanterne, d. h. während des ganzen Würmhochglazials bis zum Ende des Lanterne III bestehen.

Aufgrund der gleichartigen Stratigraphie von Grand Pile und den Befunden von Les Echets ist man doch geneigt, sich nach der alpinen Stratigraphie zu richten. Die letzte Vereisung der mittleren lothringischen Vogesen (Lanterne in der Chronologie des Grand Pile) fand also während des Würm statt. Der Aufbau der Gletscher muß ab 70.000 B.P. sehr schnell vor sich gegangen sein und erreichte seinen Höchststand um 67.000 B.P. Der rasche Rückzug begann ca. 15.000 B.P. Die beiden vorhergehenden Vereisungen können demnach weiterhin in Ribß und Mindel gestellt werden.

Herzlichen Dank an B. SPONHOLZ und R. KURZ für die deutsche Übersetzung dieser Arbeit.

#### Schriftenverzeichnis

- DE BEAULIEU, J. L. & REILLE, M. (1984): The pollen sequence of Les Echets (France). A new element for the chronology of the upper pleistocene. — *Geogr. phys. et quaternaire*, XXXVIII, 1: 3—9, 2 Abb.; Montréal.
- CAILLIER, M. (1977): Etude chronoséquentielle des sols sur terrasses alluviales de la Moselle, Genèse et évolution des sols lessivés glossiques. — UER STMCM, Université de Nancy, I: 87 S., 27 Abb., 10 Fot.; Nancy.
- CAMPY, M. (1982): Le Quaternaire franc-comtois. Thèse Doctorat Sciences Naturelles. — 575 S., 222 Abb.; Besançon (Faculté des Sciences).
- CAPOT-REY, R. (1938): La structure et le relief. In: *Geographie lorraine*, II: 41.107, Nancy (Berger-Levrault).
- EGGERS, H. (1964): Schwarzwald und Vogesen. Ein vergleichender Überblick. — Westermann Taschenbuch. *Geographie*. 1: 144 S., 6 Kt., 5 Abb.; Braunschweig (Westermann).
- FLAGEOLLET, J. C. (1976): Itinéraire 19. Les formations quaternaires entre la Schlucht et Remiremont. — In: *Guide Géologique Vosges: Alsace*: 123—129; Paris (Masson).
- (1979): Itinéraire 9: Morphologie et accumulations quaternaires de la vallée de la Moselle à la sortie des Vosges. — In: *Guide Géologique Lorraine-Champagne*: Paris (Masson).
- (1980): Chronostratigraphie dans les terrasses alluviales de la Moselle à la sortie du massif vosgien. — In: *Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes*. Suppl. Bull. A. F. E. Q. 1: 110—113, Paris.
- (1984a): La terrasse würmienne à l'aval de la moraine de Noireux entre Remiremont et Epinal (Vosges): signification dynamique et conditions paléoclimatiques. — *Bull. Assoc. Franç. Etude du Quaternaire*, 1/2/3: 93—98; Paris.
- (1984b): Cent cinquante ans de recherches sur le glaciaire vosgien. Historique des idées et état de la question. — in *Mélanges offerts au Professeur ANDRÉ JOURNAUX*: 173—192, 1 Kt.; Caen (Université de Caen).
- & HAMEURT, J. (1971): Les accumulations glaciaires de la vallée de la Cleurie (Vosges). — *Revue Géogr. de l'Est*: 119—181, 7 Abb., 4 phot.; Nancy.
- GUEBOURG, J. L. (1972): Etude géomorphologique de la vallée du Chajoux (La Bresse, Vosges). — *Mém. maîtrise géogr. phys., Univ. de Nancy II*; Nancy.
- JANSEN, C. R. (1974): Oversicht van het paleobotanisch onderzoek in de Vogesen en enkele op merkingen over de synchroniteit van pollen zones. — *Vogezan symposium 1974*. Instituut voor Bodemkunde, 37—47, 5 Abb.; Utrecht.
- LOMBARD, G. (1977): Morphologie et accumulations glaciaires sur le plateau du Fossard (Vosges, France). — *Mém. maîtrise géogr. phys., Univ. de Nancy II*, Nancy.
- MAIRE, A. (1972): Etude géomorphologique de la Haute Moselotte en amont de la Bresse (Vosges, France). — *Mém. maîtrise géogr. phys., Univ. de Nancy II*; Nancy.
- MEYER, L. (1911—1913): Les Vosges méridionales à l'époque glaciaire. — *Mitteilungen der Naturhistorischen Gesellschaft in Colmar*. XI, XII: 1—135; Colmar.

- NORDON, A. (1931): Etude des formes glaciaires et des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires du bassin de la Haute-Moselle. — *Bull. Soc. Géol. de France*, V, 1: 245—288, 23 Abb.; Paris.
- RAHM, G. (1977): Eine Stauchendmoräne und andere Stauchungserscheinungen in Glazialtälern der Südvogesen. — *Ber. Naturf. Ges.*, 67: 249—253, 3 Abb.; Freiburg im Br.
- SALOME, A. I. (1968): A geomorphological study of the drainage area of the Moselotte and upper Vologne in the Vosges (France). — 98 S., 17 Abb., 4 Kt.; Utrecht.
- SERET, G. (1967): Les systèmes glaciaires du Bassin de la Moselle et leurs enseignements. — *Revue Belge de Géographie*, 2, 3: 577 S., 76 Abb., Bruxelles.
- (1984): Some aspects of glaciations in the Vosges lorraines. — In: *Dynamical and chronological relations between glacial and periglacial deposits*, Int. Union for Quatern. Research. S. 25—45. Centre de Géodynamique sédimentaire et Evolution géobiologique. LA. CNRS 157, Dijon.
- SERVICE GEOLOGIQUE NATIONAL (1974): Carte géologique détaillée de la France au 1/50000, feuille GIROMAGNY, Orléans.
- (1976): Carte géologique détaillée de la France au 1/50000, feuille MUNSTER, Orléans.
- (1978): Carte géologique détaillée de la France au 1/50000, feuille GÉRARDMER, Orléans.
- (1979): Carte géologique de la France au 1/50000, feuille REMIREMONT, Orléans.
- THEOBALD, N. (1969): Chronologie des dépôts quaternaires le long de la bordure méridionale des Vosges. — *Annales Scientif., Univ. de Besançon*, 3e série, géol., 6: 23—28, 1 Abb.; Besançon.
- THEOBALD, N. (1973): Dépôts glaciaires, fluvioglaciaires et fluviatiles de la retombée méridionale des Vosges. — *Annales Scientif., Univ. de Besançon*, 3e série, géol. n° 19 bis, 257—266, 4 Abb.; Besançon.
- VASKOU, PH. (1981): Apport de la sédimentologie à la connaissance des dépôts alluviaux des terrasses de la Moselle, de Noiregoux à Toul. — 145 S. Thèse 3e cycle. Univ. de Nancy I, Nancy.
- (1984): La Terrasse moyenne de la Moselle dans les Vosges; essai de reconstitution de la genèse d'une terrasse fluviatile par rapport au cycle climatique quaternaire. — *Bull. Association Franç. Etude du Quatern.*, 1/2/3: 99—103, 3 Abb.; Paris.
- VEYRET, Y. (1981): Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif Central français. — Thèse Paris, 2 Bd.: 338 S., 68 Abb.; Lille (Presses Universitaires).
- WOILLARD, G. (1975): Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. — *Acta geographica Lovaniensia*, 14: 168 S.; Louvain.
- (1978): Grande Pile Peat Bog: A continuous Pollen Record for the last 140,00 years. — *Quaternary Research*, 9: 1—21, 5 Abb.; Washington.
- & MOOK, W. (1982): Carbon-14 Dates at Grande Pile: Correlations of land and sea chronologies. — *Science* 215: 159—161; Washington.

Gérardmer, Weihnachten 1985.

## Vegetationsentwicklung, Paläoböden, Seespiegelschwankungen: Untersuchungen an eem- und weichselzeitlichen Sedimenten vom Südrand des Harzes

WERNER RICKEN & EBERHARD GRÜGER \*)

Collapse sink, Eemian, Würm, extinct lake, lake sediment, sand, silt, mud, peat,  
C/N ratio, pollen diagram, vegetation, paleosol, soil profile, loess, lake level change

Lower Saxony, Northern German Hills, Harz Mountains Southern Border

**Kurzfassung:** Die jungpleistozäne Sedimentserie des Aschenhütter Erdfalls (südlicher Harzrand, Niedersachsen) bietet die interessante Möglichkeit, palynologische und geologische Befunde miteinander zu verknüpfen. Die Sedimentserie besteht aus limnischen und telmatischen Ablagerungen und Lößderivaten mit eem- und weichselzeitlichen Paläoböden. Die limnisch-telmatischen Sedimente umfassen nach dem pollenanalytischen Befund die Hainbuchenzeit und die darauffolgenden Abschnitte des Eem-Interglazials, das Brörup-Interstadial (sensu ANDERSEN) und Teile der diesem vorausgehenden bzw. folgenden Stadiale (Herning- bzw. Rederstall-Stadial).

Anders als an den meisten eemzeitlichen Untersuchungspunkten, die fast alle in den ehemals vereisten Tieflandsgebieten liegen, war die Fichte am Harzrand schon während der Hainbuchenzeit eine der wichtigen Baumarten. Die interstadiale Vegetationsentwicklung läßt keinen Klimarückschlag erkennen, wie er in Gegenden mit einer thermisch anspruchsvolleren Vegetation oder nahe an den Verbreitungsgrenzen der einzelnen Baumarten im Brörup-Interstadial gewöhnlich deutlich wird. Die botanischen Untersuchungen ergaben auch keine Hinweise auf ein Vorkommen von *Bruckenthalia* und *Picea omoricooides* bei Aschenhütte.

Die pollenanalytisch datierte limnisch-telmatische Sedimentfolge verzahnt sich mit Lößpaläoböden und ermöglicht deren stratigraphische Einordnung. Die pollenführenden Sedimente gehen im Uferbereich in den Eem-Boden und in frühweichselzeitliche Bleichhorizonte und Fließerden über; im Hangenden treten Lößböden des Stillfried-B-Interstadials auf (Hattorfer und Lohner Boden der mittleren Weichselzeit).

Die Untersuchungen zur Faziesverteilung der Sedimente und zum Auftreten von Wasserpflanzen erlauben Aussagen über Spiegelschwankungen des Aschenhütter Sees. Spiegelhöchststände wurden nach dem Ende des Eem-Interglazials und während des Brörup-Interstadials erreicht. Dagegen sank der Wasserspiegel im Verlauf des Herning-Stadials, und im Rederstall-Stadial verlandete der Aschenhütter See. Die Spiegelschwankungen werden mit Niederschlags- und Verdunstungsänderungen als Folge von Klimaschwankungen erklärt.

[Vegetational Development, Paleosols and Lake Level Changes: Studies on Eemian and Weichselian Sediments from the Southern Borders of the Harz Mountains]

**Abstract:** The Upper Pleistocene sediments of the Aschenhütte sink-hole (west of Herzberg am Harz, Lower Saxony, West-Germany) enable one to make interesting correlations between palynological and geological results. The sequence is composed of limnic-telmatic deposits (Eemian to Lower Weichselian) and loess with paleosols (Weichselian). Sedimentation started during the hornbeam-dominated phase of the Eemian interglacial period and continued throughout the Eemian, the Weichselian Brörup interstadial (sensu Andersen) and parts of the preceding and the following stadial phases, the Herning and the Rederstall stadials.

As opposed to most of the known Eemian sites spruce was a major tree species during the hornbeam-dominated phase of the Eemian. The vegetational development during the interstadial phase does not show a period of climatic deterioration as is the case for the Brörup interstadial when considering regions with a more demanding vegetation or regions close to the natural boundaries of the tree species concerned. Pollen or seeds of *Bruckenthalia* and *Picea omoricooides* have not been found in the Aschenhütte cores.

The limnic-telmatic sediments interlock with loess-paleosols (Eemian soil and Lower Weichselian bleaching soils) at the lake shore. They are overlaid by loess paleosols

\*) Anschriften der Autoren: Dr. W. RICKEN, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Tübingen, Sigwartstraße 10, D — 7400 Tübingen. — Prof. Dr. E. GRÜGER, Institut für Palynologie und Quartärwissenschaften der Universität Göttingen, Wilhelm-Weber-Straße 2, D — 3400 Göttingen.

of the Stillfried-B interstadial (Hattorf Soil and Lohne Soil). Lake level fluctuations were determined by means of the facies distribution and isochrones as defined by pollen analysis. A relatively high stand of the lake level existed after the end of the Eemian interglacial and during the Brörup interstadial periods. In the course of the Herning stadial period the water level dropped, whereas during the Rederstall stadial period the lake basin was covered by sediments and therefore dried up.

### 1. Einleitung

Der jungpleistozäne Erdfall von Aschenhütte am Harz (hier auch Aschenhütter See genannt) enthält eine für die Pleistozänstratigraphie bedeutsame Schichtenfolge, welche — nicht ganz lückenlos — den Zeitabschnitt vom ausgehenden Eem-Interglazial bis in das Hochglazial der Weichselzeit umfaßt. Die Abfolge dokumentiert die Verfüllung eines kleinen, im Eem-Interglazial entstandenen Erdfallbeckens mit Mud- den, Torfen und Lößderivaten. Die Untersuchungen galten 1. der Vegetationsentwicklung und pollenanalytischen Datierung der limnischen und telmatischen Sedimente, 2. der Verzahnung und Überlagerung von Lößpaläoböden mit den datierten limnisch-telmatischen Sedimenten und 3. den Seespiegelschwankungen in Abhängigkeit von Warm- und Kaltphasen.

Der ehemalige Aschenhütter See (R 35 90 375 H 57 28 650, 240 m NN) liegt unmittelbar am Südrand des Harzes bei Aschenhütte, Kreis Osterode

(Niedersachsen) im Nordwestteil einer ausgedehnten, mit quartären Flußkiesen gefüllten Subrosionssenke des Werraanhydrits (Zechstein, Abb. 1). Der Erdfallsee hat sich auf vermutlich elsterzeitlichen Kiesen der Oberterrasse gebildet, welche noch vor dem Erdfall einbruch subrosiv abgesenkt worden sind, so daß die Kiese eine nach SW geneigte Fläche bilden (JORDAN 1976; RICKEN 1982). Durch das Einsinken des mehr als 60 m breiten Erdfalltrichters in die geneigte Kiesfläche entstanden unterschiedlich hohe Böschungen, die im NE etwa 15 m, im SW aber nur 6 m Höhe erreichten. Dadurch konnte sich später im SW ein Überlauf für den See bilden und — nach seiner Verlandung — die verbliebene Restsenke mit Lößderivaten vollständig verfüllt werden. Die Sedimentfüllung des Aschenhütter Erdfalls wurde 1975 unerwartet beim Anlegen eines Straßeneinschnitts (neue Trasse der B 243) angefahren und etwa bis zur Hälfte ausgeräumt. Wie Sondierbohrungen zeigten, reichen die Seesedimente noch mehr als 50 m von der östlichen Straßenböschung nach NE. Sie erreichen aber nicht den parallel zur Straße liegenden Bahneinschnitt (Abb. 1).

### 2. Methoden

Für die Untersuchungen standen am Aufschluß entnommene Proben (Nr. 30—32) des Profils H 75, Abb. 2 und 4) und zahlreiche mit einem Edelman-Bohrer (Eijkelkamp-Bohrer) oder einer Schlitzsonde gewonnene Proben zur Verfügung. Das Profil H 77 (Abb. 2 und 4) wurde pollenanalytisch genau, zehn weitere Profile und mehrere aus dem Abraum geborgene Torfblöcke übersichtsweise pollenanalytisch untersucht, so daß die Faziesverteilung und Isochronen rekonstruiert werden konnten. Die Pollenproben wurden den der Bohrkronen des Edelman-Bohrers seitlich anhängenden Teilkernen (2 × 2 × 5 cm) entnommen. Die Aufbereitung der Proben erfolgte in der üblichen Weise (HF, KOH, Azetolyse). Die Pollendichte war in allen Proben hoch, die Pollenerhaltung im allgemeinen befriedigend. Für die Untersuchung der größeren Pflanzenreste wurde das restliche Probenmaterial (bis zu 400 ml je Probe) in 10 %iger KOH eingeweicht und dann unter fließendem Wasser gesiebt (Fig. 4 b links). Die Kohlenstoff- und Stickstoffbestimmungen wurden gasanalytisch im Institut für Bodenwissenschaften der Universität Göttingen durchgeführt.

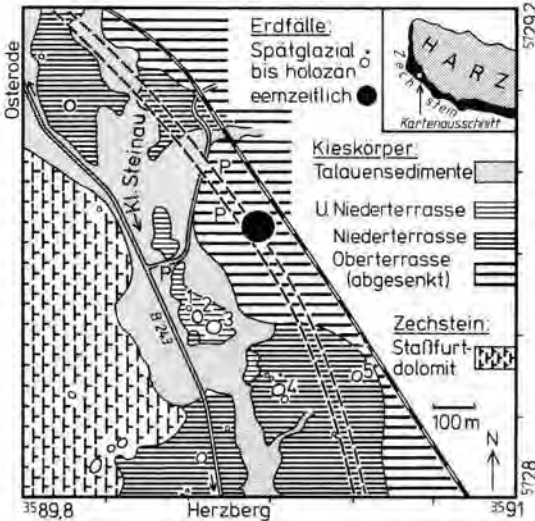


Abb. 1: Untersuchungsgebiet und Lage des ehemaligen Aschenhütter Sees (schwarzer Punkt).

Fig. 1: Study area showing location of former Lake Aschenhütte (Eemian sink-hole, black circle).

### 3. Stratigraphie

Drei Sedimentkomplexe können unterschieden werden (Abb. 2):

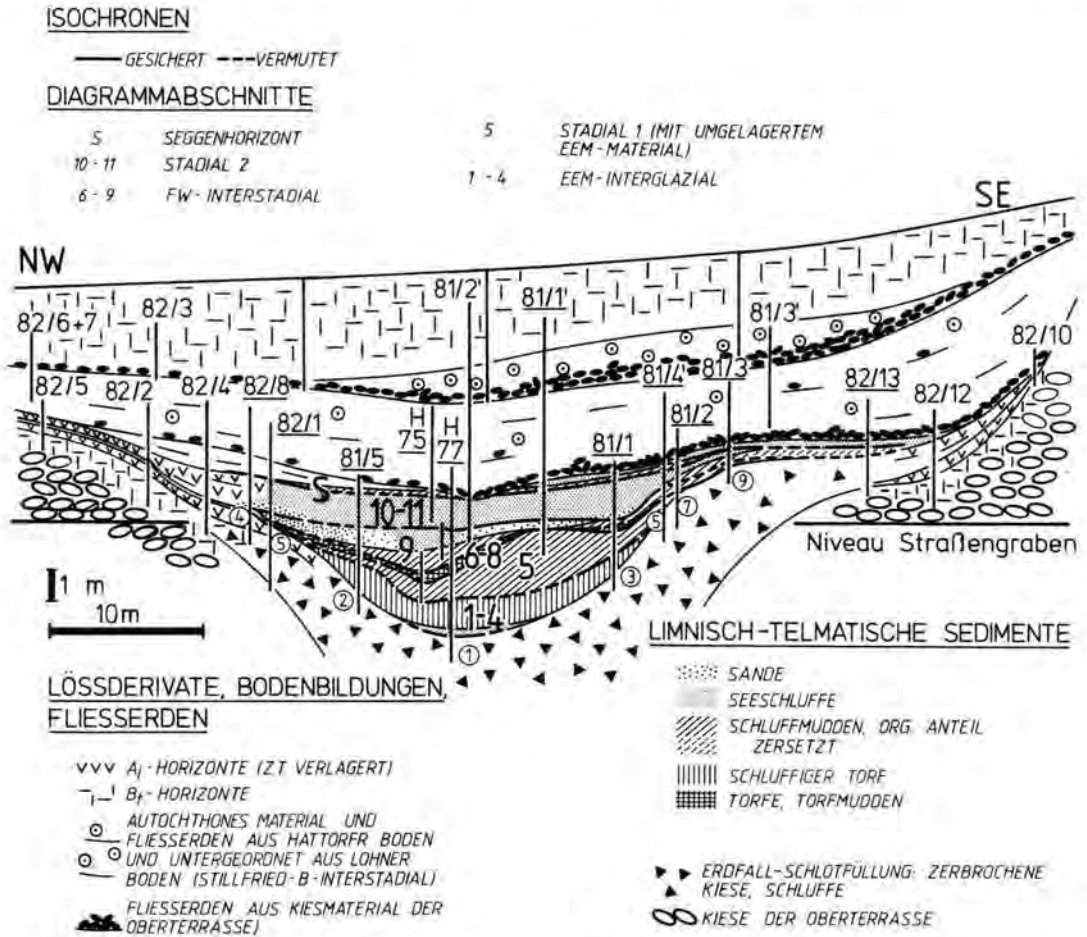


Abb. 2: Sedimente und Isochronen des Aschenhütter Erdfalls entlang der nordöstlichen Einschnittsböschung der Straße Osterode-Herzberg. 82/2: Bohrung; 81/5: Bohrung oder Aufschluß pollenanalytisch untersucht. Die übrigen Zahlen sind die Nummern der Abschnitte (DA) des Pollendiagramms (Abb. 4).

Fig. 2: Distribution of sediments and isochrones in the Aschenhütte sink-hole. Cross section along the northeastern road cut of the motorway Osterode-Herzberg. 82/2: drilling site, 81/5: drilling site or outcrop with palynological investigation. The other numbers are the numbers of the pollen zones (DA) of the pollen diagram (Fig. 4).

1. Im unteren Teil der Erdfallsenke befinden sich bis 4,5 m mächtige limnische und telmatische Sedimente (Eem bis Frühweichsel), deren Obergrenze wegen der Setzung der Torfe im Profil nach unten durchgebogen ist.

2. Mit den limnisch-telmatischen Sedimenten verzahnen sich Paläoböden, Fließerden und Sande (Abb. 2), die pollenanalytisch mit den Seesedimenten parallelisiert werden können.

3. Die unter 1 und 2 genannten Sedimente werden von mittel- bis jungpleistozänen Lössderivaten von maximal 8 m Mächtigkeit überlagert. Die Lössderivate enthalten die Paläoböden des Stillfried-B-Interstadials.

Die durchweg karbonatfreien limnisch-telmatischen Sedimente des Erdfalles lassen sich wie folgt gliedern und datieren (Nomenklatur im wesentlichen nach MERKT et al. 1971, DA = Abschnitt des Pollendiagramms Abb. 4):

DA 1—4: Eem-Interglazial. Über das kiesige Füllmaterial des Erdfallsschlotes wurden anfangs Schluffe (DA 1), dann schluffiger Torf mit organischen Kohlenstoffgehalten bis zu 34 % sedimentiert.

DA 5: Frühweichsel-Stadial 1. Es kam zur Ablagerung von teilweise geschichteten Schluffmudden mit kontinuierlich von 15 auf 8 % abnehmenden Kohlenstoffgehalten. Dieser Befund wird mit Resedimentation von eemzeitlichen Sedimenten erklärt (vergl. Kap. 4 und 8).

DA 6—9: Frühweichsel-Interstadial. Nach einer pollenanalytisch erfaßbaren Schichtlücke, welche vermutlich mit einem kurzfristigen Trockenfallen des Aschenhütter Sees zusammenhängt, wurden in der Frühphase des Interstadials (DA 6 bis Anfang 9) holzreiche Torfe, im mittleren und ausgehenden Interstadial aber limnische Sedimente mit kontinuierlich abnehmenden Anteilen an organischer Substanz abgelagert (Abb. 3). Dabei wurden im Bereich der Seemitte feingeschichtete Schluffmudden, Seeschluffe und stellenweise auch Sande sedimentiert.

DA 10—11: Frühweichsel-Stadial 2. Die Sedimentation kohlenstoffarmer, feingeschichteter Seeschluffe des ausgehenden Interstadials geht ohne Unterbrechung in das Stadial 2 über. Besonders in den Sedimenten des Abschnitts 11 fielen faserige Pflanzenreste auf, die wahrscheinlich von Seggen und Gräsern stammen: Die Verflachung des Sees, die sich damit

andeutet, führte zur Bildung eines vermutlich isochronen, 5 cm mächtigen Verlandungshorizontes mit besonders vielen Gräsern und Seggen, die — bei gleichzeitiger Waldlosigkeit — einen Anstieg des Kohlenstoffgehalts im Sediment von 2 auf 28 % verursachten (= „Seggenhorizont“, Abb. 2 und 3).

#### 4. Ergebnisse der Pollen- und Großrestanalysen

Zwei Waldphasen konnten nachgewiesen werden. Die ältere davon (DA 1—4) kann wegen des zeitweise reichen Vorkommens von *Carpinus*, *Corylus*, *Picea*, *Abies* u. a. thermisch relativ anspruchsvollen Baumarten einem Interglazial zugeordnet werden. In der jüngeren Waldzeit (DA 7—9) waren nie andere Baumarten als Birke, Kiefer und Fichte von Bedeutung. Die jüngere Waldphase ist demnach einem Interstadial zuzuordnen (vergl. Kap. 5).

Das Profil H 77 ist an mehreren Stellen gestört (Abb. 2 und 4): zwischen DA 1 und 2 sowie DA 5 und 6 sind Schichtlücken nachgewiesen; eine weitere könnte an der Grenze DA 3a/3b liegen.

DA 1 (484—505 cm): Übergang von einer Eichenmischwaldzeit mit *Taxus* zu einer Zeit der *Carpinus*-Vorherrschaft (*Quercus* 13,1—5,2 %, *Corylus* 162—103,5 %, *Taxus* 1,6—0,2 %, *Carpinus* 3,8—18 %, *Picea* um 50 %, *Alnus* 59—137 %).

DA 2 (464—484 cm): Beginn nach einer Schichtlücke, die durch einen unvermittelten Wechsel von einer schluffig-tonigen, stark humosen Mudde (DA 1) zu schluffigem Torf (DA 2) gekennzeichnet ist. Der DA 2 unterscheidet sich pollenfloristisch kaum vom DA 1. *Rhamnus frangula*, *Abies* und *Osmunda* (bis 1,6 %, 1,2 resp. 4,4 %) treten neu auf. Die stark schattende Hainbuche verdrängte die lichtbedürftigeren Baumarten und gelangte zur Vorherrschaft (55 %). Die Fichte kam zu dieser Zeit bereits in der unmittelbaren Umgebung des Aschenhütter Erdfalls vor (Holzfunde).

DA 3 (428—464 cm): Kennzeichnend sind Fichten-dominanz, abnehmende *Carpinus*-Werte und hohe *Abies*- und *Osmunda*-Anteile (max. 13,5 resp. 34 %). *Ulmus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Acer* und *Corylus*, aber auch *Taxus*, *Hedera*, *Ilex* und *Viscum* sind (und bleiben von hier an) völlig bedeutungslos. Die Kurven von *Betula* und *Pinus* beginnen jedoch anzusteigen. Vorübergehend kam es zu einer Ausbreitung der Tanne. Hainbuche, Fichte und Tanne bildeten die Wälder der Umgebung, in denen an geeigneten Standorten vermutlich auch *Quercus* noch vorkam.

DA 4 (395—428 cm): Weiterer Rückgang der Anteile der Laubholzarten außer der Birke, deren Werte

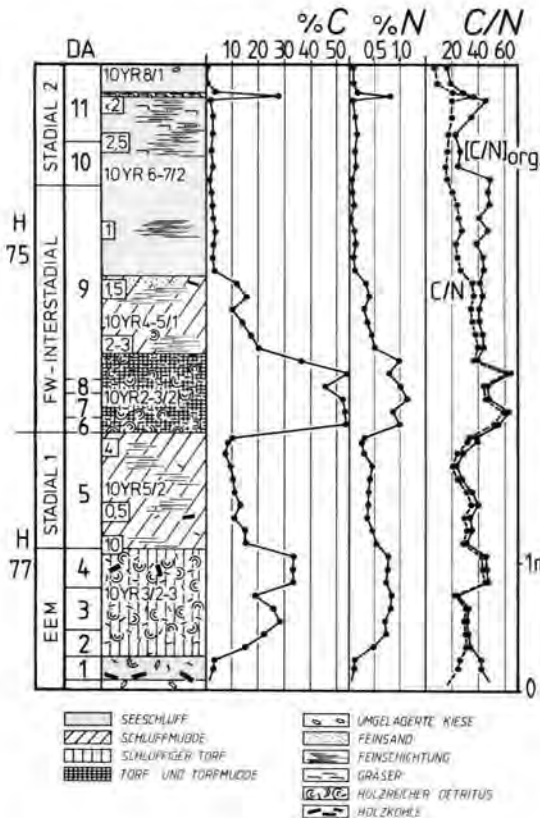


Abb. 3: Verteilung der limnischen und telmatrischen Sedimente sowie Kohlenstoff- und Stickstoffgehalte der karbonatfreien Proben für den Bereich der Seemitte in den Profilen H 75 und H 77.

Fig. 3: Carbonate-free limnic and telmatic sediments and their carbon and nitrogen contents in the sections H 75 and H 77 from the middle of the former lake.



ansteigen. *Pinus* erreicht ihren Höchstwert (33 %). Auch die Anteile der krautigen Arten (= NBP) — vor allem die Anteile der *Gramineae* und die *Sphagnum*-Werte — nehmen stark zu. Die *Calluna*-Kurve erreicht 2 %, und die geschlossene *Artemisia*-Kurve beginnt.

In diesen Befunden spiegeln sich Veränderungen der Vegetation wider, wie sie für das Ende von Waldzeiten seit langem bekannt sind: Anspruchsvollere Baumarten verschwinden allmählich, und es kommt zur Bildung von Kiefernwäldern. Die in den schluffigen Torfen der DA 2—4 enthaltenen Samen und Früchte sowie einige Pollenkurven geben ergänzend Auskunft über die Art der Vegetation im Bereich der Erdfallensenke selbst. Hier wuchsen damals — wie es für nasse Waldlichtungen typisch ist — Schwarzer Holunder, zeitweise auch Weiden, Himbeeren, mehrere Hahnenfußarten, Seggen und Torfmoos. Holz resp. Nadeln beweisen das Vorkommen von Erlen und Fichten. Aus der Sedimentverbreitung (Abb. 2) kann geschlossen werden, daß der sumpfige Bereich innerhalb der Erdfallensenke nur einen Durchmesser von 5—15 m hatte. Ein See bildete sich erst zur Zeit des DA 5, wie die zunächst spärlichen, dann aber zahlreichen Nachweise von *Potamogeton* (Bestimmungen nach AALTO 1970) und *Batrachium* belegen.

DA 5 (316—395 cm): Dieser Diagrammabschnitt unterscheidet sich vom DA 4 durch noch höhere NBP- und *Betula*-Werte (28—37 % bzw. 17—23 %), niedrigere *Pinus*- und *Picea*-Anteile und den Beginn der *Juniperus*-Kurve. In keinem der älteren Abschnitte ist die Zahl der nachgewiesenen NBP-Taxa so groß wie im DA 5. Darunter befinden sich solche, deren Vorkommen gewöhnlich als Hinweis auf offene Standorte und stadiale Klimabedingungen angesehen wird wie *Artemisia*, *Ephedra*, *Gypsophila*, *Chenopodiaceae*, *Polygonum bistorta*-Typ, *Sanguisorba officinalis*, *Thalictrum* u. a. Daneben sind anspruchsvollere Baumarten regelmäßig, z. T. reichlich nachgewiesen wie *Quercus* (bis 2,1 %), *Abies* (bis 1,9 %), *Carpinus* (bis 9,3 %), *Corylus* (bis 6,8 %) und *Alnus* (bis 37 %). Aber auch Einzelnachweise von *Hedera*, *Viscum* und *Ilex*-Pollen sind verzeichnet. Dieses Phänomen kann mit partieller Resedimentation von eozzeitlichen Sedimenten (DA 1—4) erklärt werden. Als autochthon kann der Pollen der während der Zeit der Klimaverschlechterung (DA 4 und 5) neu auftretenden Taxa gelten. Sie zeigen die Verarmung und Auflichtung der Wälder wahrscheinlich bis zur Ausbildung einer offenen Vegetation mit lichten Birkenbeständen an. Der Pollen anderer Taxa, vor allem derjenige der anspruchsvolleren Waldbäume, stammt wahrscheinlich — wie auch ein Teil der Großreste — aus den interglazialen Sedimenten, die durch Wellenbewegung bei wechselnder Wassertiefe erodiert und

danach in dem kleinen Seebecken erneut sedimentiert werden konnten (vergl. Kap. 8). Das Ende des Interglazials dürfte an der Grenze DA 4/5 zu suchen sein.

Der DA 5 endet an einer pollenanalytisch nachgewiesenen Schichtlücke, die auch am abrupten Wechsel von Schluffmudde zu Torf erkennbar ist. Die Torfbildung hielt bis in die Zeit des DA 9 an.

DA 6—9 (197—317 cm). Das Interstadial beginnt mit einem *Juniperus*-Gipfel (21,8 %, auch Samen) und NBP-Anteilen von mehr als 70 %. Diese *Juniperus*-Strauchphase (DA 6, 313—317 cm) leitete die Wiederbewaldung ein. Zunächst (DA 7, 301—313 cm) breiteten sich Baumbirken aus (bis 82 % Pollen; Früchte und Fruchtschuppen in einzeln geborgenen Torfstücken), dann kamen *Pinus* (DA 8, 287—301 cm, bis 25 %) und *Picea* hinzu (DA 9, 197—287 cm, bis 14 %, auch Nadeln). *Larix* hat vom DA 8 an eine geschlossene Kurve (bis 0,6 %). Die Lärche war, da sie im Pollenniederschlag immer stark unterrepräsentiert ist, offenbar im Gebiet anwesend. *Artemisia*-Pollen ist während der Birkenzeit (DA 7) besonders reichlich nachgewiesen (bis 5,6 %), wird aber in der Fichtenzeit seltener, vermutlich weil für diese Zeit das Temperaturoptimum und damit auch eine hohe Lage der Waldgrenze, oberhalb derer *Artemisia* wahrscheinlich wuchs, anzunehmen ist. Pollen von *Bruckenthalia* und *Picea omoricoides* konnte trotz sorgfältiger Suche nicht nachgewiesen werden.

Mit dem Wechsel von Niedermoortorf zu Seeschluff im DA 9 lassen sich auch wieder anspruchsvollere Gattungen wie *Abies*, *Quercus*, *Ulmus* u. a. nachweisen. Wieweit hier Umlagerung von Pollen (und anderen Pflanzenresten) vorliegt, ist nicht zu entscheiden. Es bleibt auch unklar, warum die Sedimente der DA 8—11 fast keine Samen, Früchte oder Hölzer enthalten.

DA 10 (152—197 cm). Gegen Ende des DA 9 sinken alle Baumpollenkurven ab. Die *Larix*-Kurve setzt aus. Von den Gehölzarten ist im DA 10 nur noch *Betula* von einiger Bedeutung; ihre Kurve liegt mit Werten um 20 % noch immer über denen von *Pinus* und *Picea*, aber die NBP-Werte erreichen jetzt stets mehr als 65 %. Waldlosigkeit, vielleicht sogar Baumlosigkeit ist angezeigt. Sogar die *Artemisia*-Werte gehen auf weniger als 1 % zurück. *Ephedra*-Pollen tritt wieder auf. Erstmals gibt es hier (und im DA 11) eine *Empetrum*-Kurve (bis 2,6 %) und relativ hohe *Calluna*-Werte (bis 3,9 %).

DA 11 (85—152 cm). DA 11 umfaßt den jüngsten Abschnitt des Bohrprofils H 77 sowie vier Proben aus noch jüngeren Horizonten des Aufschlußprofils H 75. Pollenfloristisch unterscheidet er sich vom DA 10 nur wenig; er enthält aber den durch Humussubstanzen auffallend braun gefärbten, jedoch nicht torfigen

ASCHENHÜTTE/Herzberg am Harz, 240 m NN

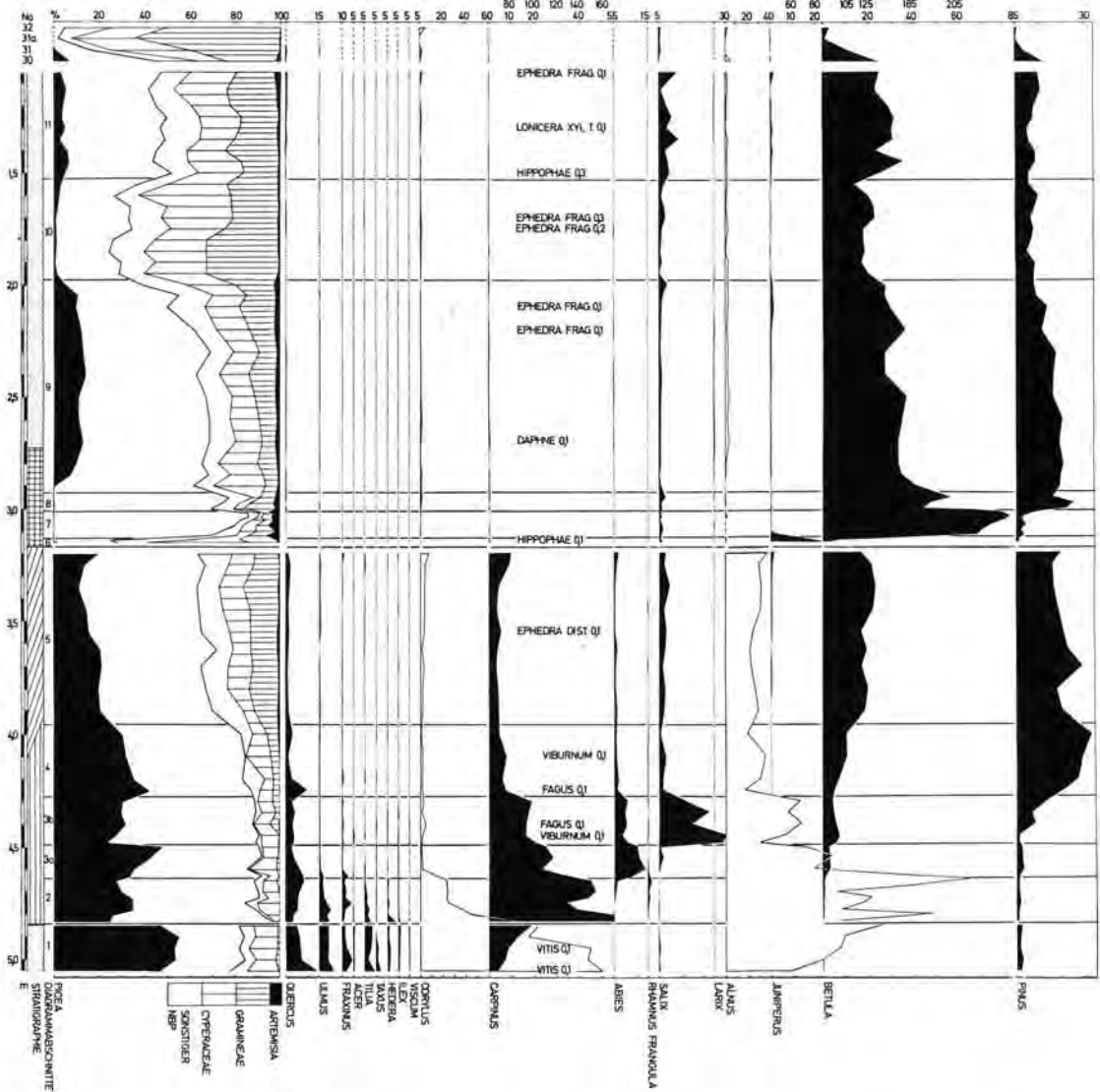


Abb. 4a: Pollendiagramm: Baum- und wichtige Nichtbaumpollenkurven.

Grundsumme: Landpflanzen ohne *Alnus*, *Corylus* und Farne. Stratigraphische Symbole wie in Abb. 2.

Abb. 4b: Großrest- und Nichtbaumpollendiagramm. Abkürzungen: Fr Frucht, FrS Fruchtschuppe, Stk Steinkern, Sa Samen, Ho Holz, Bl Blättchen, Nd Nadel, Kn Knospenschuppe, Skl Sklerotium. Stratigraphische Symbole wie in Abb. 2.

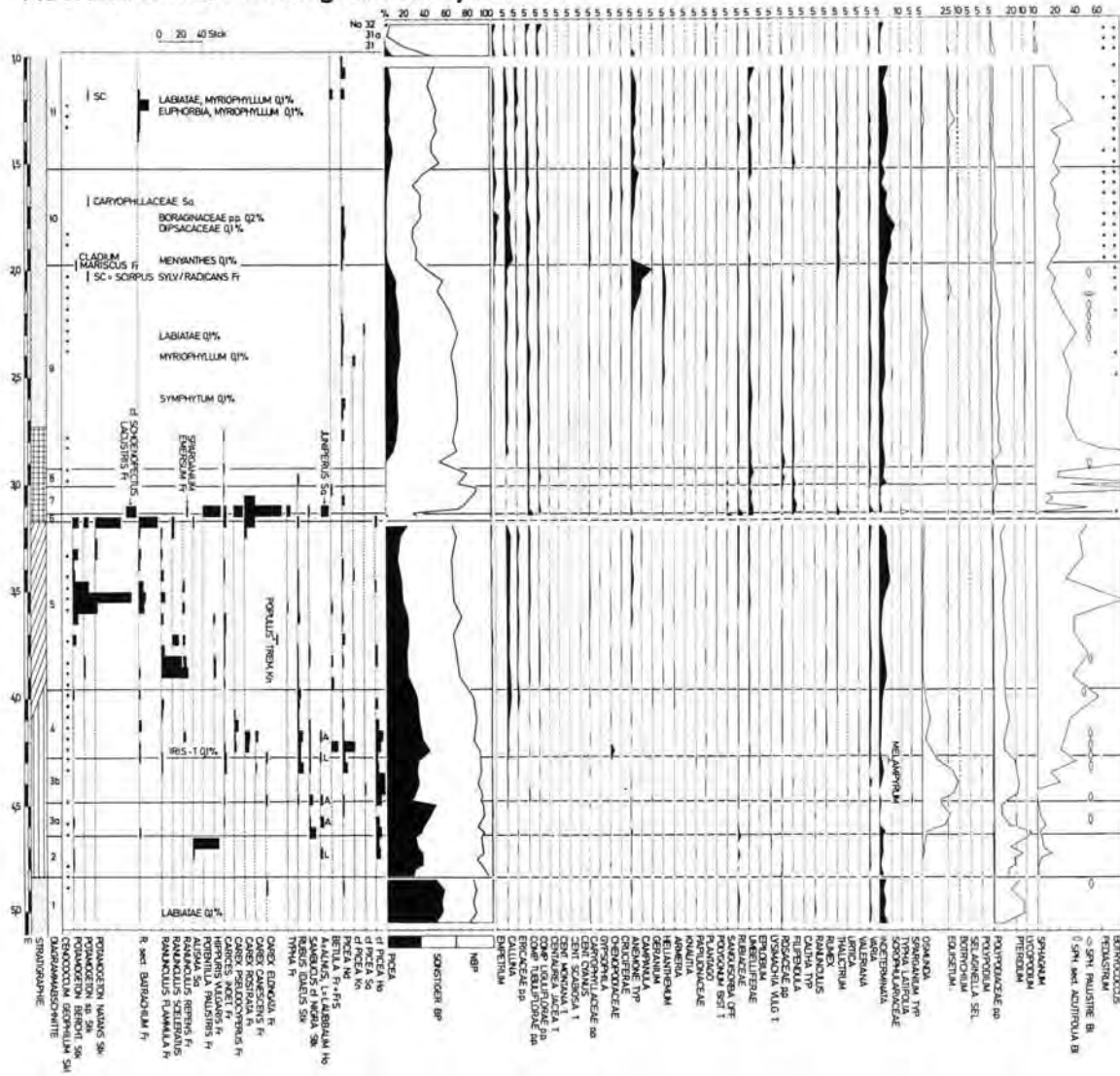
Fig. 4a: Pollen diagram: AP and main NAP curves.

Basic sum: terrestrial plants without *Alnus*, *Corylus* and ferns. Stratigraphical symbols as in Fig. 2.

Fig. 4b: NAP curves and distribution of seeds, fruits etc.

Abbreviations: Fr fruit, FrS fruit scale, Stk stony endocarp, Sa seed, Bl leaf, Nd needle, Kn bud scale, Skl Sclerotium. Stratigraphical symbols as in Fig. 2.

## ASCHENHÜTTE/Herzberg am Harz, 240 m NN



„Seggenhorizont“, einen Verlandungshorizont. Die an mehreren Bohrpunkten daraus entnommenen Pollenproben zeichnen sich durch nahe an 100 % herreichende NBP-Werte aus, zu denen *Gramineae* und *Cyperaceae* mehr als 90 % beitragen.

Die älteren Proben des DA 11 fallen durch erhöhte *Betula*-, *Salix*- und *Artemisia*-Anteile auf. Darin mag eine Begünstigung dieser Arten zum Ausdruck kommen. Eine ähnliche Deutung der ebenfalls höheren *Picea*- und *Quercus*-Werte ist kaum möglich. Doch könnte Pollenumlagerung im Spiele sein. Sie setzt

voraus, daß zur Zeit des DA 11 erodierbares Sediment mit den betreffenden Pollentypen vorhanden war. Im Falle von *Quercus* kämen dafür nur die Sedimente des DA 5 mit ihrem hohen Anteil schon einmal umgelagerten Pollens oder interglaziale Schichten in Frage. Letztere enthalten aber außer *Quercus*-Pollen noch andere Pollentypen, die im DA 11 nicht gefunden wurden. Deshalb kann eigentlich nur Sediment aus dem ersten Stadial (DA 5) erodiert worden sein, das dann auch zu den erhöhten Anteilen von *Betula*, *Salix*, *Artemisia* u. a. im DA 11 beigetragen haben dürfte.

## 5. Datierung der limnisch-telmatischen Sedimente

### 5.1. Eemzeitliche Sedimente

Da der Aschenhütter Erdfall in die Oberterrassenkiese eingesenkt ist, die allgemein als elsterzeitlich eingestuft werden (DUPHORN 1974), können die interglazialen Sedimente nur jünger oder gleichalt wie das Holstein-Interglazial sein. Vegetationsgeschichtliche Kriterien (vor allem die zeitweilige *Carpinus*-Dominanz und das Fehlen sog. tertiärer Pollentypen einschließlich *Eucommia* und *Pterocarya*) führen zu der gleichen Folgerung und erlauben darüber hinaus, ein holsteinzeitliches Alter der Sedimente auszuschließen (vergl. dazu CEPEK; ERD & ZWIRNER 1981; ERD 1970; GRÜGER 1968; MENKE 1968; MÜLLER 1974; STREMMER & MENKE 1980; TURNER 1975 u. a.). Damit entfällt auch der Vergleich mit der cromerzeitlichen Vegetationsabfolge, die vom nur 12 km entfernten Bilshausen (MÜLLER 1965) bekannt ist und die sich trotz zeitweiliger Hainbuchendominanz in wichtigen Merkmalen von der bei Aschenhütte nachgewiesenen unterscheidet (gleichzeitige Ausbreitung von *Carpinus* und *Abies*, völlige Bedeutungslosigkeit von *Corylus* usw.).

Somit muß die ältere Waldzeit von Aschenhütte in den Endabschnitt der Eem-Warmzeit gestellt werden. Die hier erkennbare Vegetationsentwicklung stimmt mit der von den nächstgelegenen eemzeitlichen Untersuchungspunkten (Wallensen: RABIEN 1953; Lüneburger Heide: MÜLLER 1974; BEHRE 1962, 1974; BEHRE & LADE 1986) in folgenden Merkmalen überein: Der Hainbuchzeit geht eine Zeit mit Haselanteilen von meistens mehr als 100 % voraus. Die Hainbuche erreicht überall Werte von mehr als 40 %. Spätestens in der frühen Hainbuchzeit werden *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* bedeutungslos. Die *Taxus*-Kurve erreicht ihr Maximum (Wallensen 23,2 %; GRÜGER 1968) vor Beginn der Hainbuchzeit. Während dieser war *Taxus* ohne jede Bedeutung. Höhere *Abies*-Werte treten erst in der ausklingenden Hainbuchzeit auf. Die höchsten Tannenwerte findet man im Bereich der Mittelgebirge (Wallensen, Aschenhütte).

Beim Vergleich der oben zitierten Diagramme ergeben sich größere Unterschiede nur bei Arten, die — standörtlich bedingt — lokal größere Bestände zu bilden vermögen wie *Alnus* und *Salix* und bei *Picea*.

*Picea*-Pollen ist in allen Vergleichsdiagrammen schon in den Abschnitten der EMW-Zeit verzeichnet. Ihre Höchstwerte erreicht die Fichte aber erst in der mittleren Hainbuchzeit oder danach. So liegen die Fichtenwerte in Wallensen während der Hainbuchzeit

unter 10 % und ihr Maximum (fast 30 %) am Ende derselben. Im Pollendiagramm Aschenhütte dagegen bewegt sich die Fichtenkurve schon während der Hainbuchzeit um die 30 %-Linie und ihr Höchstwert (55,2 %) fällt in den DA 1 (beginnende Hainbuchenausbreitung). Wie Funde von Nadeln, Samen und Knospenschuppen bei Wallensen (160 m NN, RABIEN 1953) und in der Lüneburger Heide (50 bis 60 m NN, BEHRE 1962) beweisen, war die Fichte — trotz niedriger Pollenwerte — schon während der EMW-Zeit in Norddeutschland anwesend. Wo sie schon vor der Hainbuchenausbreitung hohe Werte erreicht wie im Profil Westerland-Friedrichshain auf Sylt, werden diese auf lokale Bestände der Fichte an Moorrändern oder in Bruchwäldern zurückgeführt (AVERDIECK 1967; BEHRE 1962; HALLIK 1953, u. a.). Bei Aschenhütte kam die Fichte mindestens seit Beginn der Hainbuchzeit in tiefen Lagen vor, wie Nadeln beweisen. Ein Teil des nachgewiesenen Pollens wird aus diesen Fichtenbeständen stammen, ein anderer aber aus den nahen Bergwäldern des Harzes.

Pollendiagramme süddeutscher Vorkommen, die der letzten Warmzeit zugeschrieben werden, zeigen, daß hier der Hainbuchenausbreitung eine Zeit hoher Fichtenwerte vorausging (z. B. Leutenbach bei Stuttgart: FREISING & FILZER 1978, Zeifen bei Laufen a. d. Salzach: JUNG, BEUG & DEHM 1972). Nicht frühzeitig hohe, sondern die trotz der Anwesenheit der Fichte in Norddeutschland so lange niedrig bleibenden Fichtenwerte wären zu diskutieren!

### 5.2. Weichselzeitliche Sedimente

Da die Sedimente im Liegenden eemzeitlichen Alters sind, müssen die hangenden Schichten (ab DA 5) aus der Weichsel-Kaltzeit stammen. Diese Deutung wird durch die Verzahnung der hangenden Schichten mit der für das niedersächsische Bergland typischen Weichsel-Lößabfolge bestätigt (ROHDENBURG & MEYER 1966; RICKEN 1983; RICKEN & MEYER 1982). Die im kaltzeitlichen Abschnitt nachgewiesene Waldzeit (DA 6—9) muß einem der beiden frühweichselzeitlichen Interstadiale entsprechen; denn am Ende des Frühweichsels verschwand die Fichte aus NW-Europa und erschien hier erst im späten Holozän wieder.

MENKE und TYNNI (1984) u. a. Autoren unterscheiden in Norddeutschland zwei Frühweichsel-Interstadiale, das (ältere) Brörup-Interstadial und das (jüngere) Odderade-Interstadial. Ein schwacher Klimarückschlag innerhalb des Brörup-Interstadials läßt dieses in manchen Pollendiagrammen zweigeteilt erscheinen. Wenn diese beiden Teile des Brörup-Interstadials als eigenständige Interstadiale aufgefaßt werden, bezeichnet man das ältere als Amersfoort- und das

jüngere als Brörup-Interstadial (sensu ZAGWIJN 1961). Letzteres stellt also nur einen Teil des Brörup-Interstadials sensu ANDERSEN (1961) an der Typus-Lokalität dar. Wie diese Interstadiale miteinander zu korrelieren und zu benennen seien, ist eingehend diskutiert worden (ANDERSEN 1961; AVERDIECK 1967; BEHRE & LADE 1986; ERD 1973; MENKE 1976; MENKE & TYNNE 1984; SCHNEEKLOTH 1966).

Zu entscheiden, welchem der beiden Frühweichsel-Interstadiale das Interstadial von Aschenhütte zuzuordnen ist, fällt schwer; denn die Vegetationsentwicklung ist im Brörup-Interstadial offenbar ganz ähnlich verlaufen wie im Odderade-Interstadial. Zwar hat es den Anschein, als habe die brörupzeitliche Flora mehr thermisch anspruchsvolle Arten enthalten als die des Odderade-Interstadials, aber dieses Merkmal mag bei Aschenhütte wegen seiner vergleichsweise hohen Lage (240 m NN) am Harzrand (Waldgrenze!) und wegen des hier relativ kontinentalen Klimas nicht mehr erkennbar sein. (Die Vergleichsdiagramme stammen — von Kittlitz in der Niederlausitz abgesehen — sämtlich von küstennahen, tiefegelegenen Untersuchungspunkten). Ein Klimarückschlag, der das Aschenhütter Interstadial teilt und als Hinweis auf ein brörupzeitliches Alter desselben dienen könnte, ist kaum zu erkennen. Er müßte sich im Pollendiagramm vor dem Anstieg der *Picea*-Kurve und zwar im DA 8 bemerkbar machen. Deutet man aber den *Juniperus*-Gipfel des DA 6 als Folge dieser brörupzeitlichen Klimaverschlechterung, dann muß man folgern, daß im Profil Aschenhütte die Sedimente des Amersfoort-Interstadials fehlen. Ordnet man das Interstadial dem Odderade zu, dann fehlen die Sedimente des Brörup-Interstadials (sensu Andersen) und wenigstens eines der zugehörigen Stadiale. Da das Becken des Aschenhütter Sees zu dieser Zeit noch mehr als 2 m tief war (vergl. Kap. 8) und weil es kaum vorstellbar ist, daß im Verlaufe von mindestens 15 000 Jahren, die das Brörup-Interstadial und das darauf folgende Rederstaal-Interstadial bis zum Beginn des Odderade-Interstadials gedauert haben, nichts in das Erdfallbecken sedimentiert worden wäre, nehmen wir an, daß die Waldzeit der DA 7—9 das Brörup-Interstadial sensu ANDERSEN repräsentiert und daß die im DA 8 vorübergehend höheren NBP- und *Betula*-Anteile einziger Ausdruck des brörupzeitlichen Klimarückschlags sind.

Die Schichtlücke zu Beginn des Interstadials ist auf ein Absinken des Wasserspiegels im Herning-Interstadial zurückzuführen (vergl. Kap. 8). Sie repräsentiert einen Zeitabschnitt unbekannter, aber vermutlich relativ kurzer Dauer. Dagegen umfaßt die auf den DA 11 folgende Schichtlücke einen langen Zeitabschnitt; denn noch vor Beginn des nächsten Interstadials (Odderade) war der Aschenhütter See verlandet (Abb. 2: S = Seggen-Verlandungshorizont), und

die hangenden Fließerden und Lößlehme sind mittel- und hochglazialen Alters.

## 6. Kohlenstoff- und Stickstoff-Gehalte

Der relative Gehalt an organisch gebundenem Kohlenstoff und Stickstoff in Böden und Torfen, das C/N-Verhältnis, ist im wesentlichen durch den Zersetzungsgrad der organischen Substanz bestimmt (SCHACHTSCHABEL et al. 1976; NAUCKE 1980) und weniger auf differierende primäre Gehalte an Kohlenstoff und Stickstoff zurückzuführen. Wird beim biologischen Abbau der organischen Substanzen zeitweise mehr Kohlendioxid freigesetzt als Stickstoff, dann wird das C/N-Verhältnis enger. Deshalb haben die Mudden und Torfe von Aschenhütte ein C/N-Verhältnis zwischen 15 und 65, wenig veränderte Hölzer aus dem Eem-Interglazial und dem Frühweichsel-Interstadial aber ein solches zwischen 100 und 200.

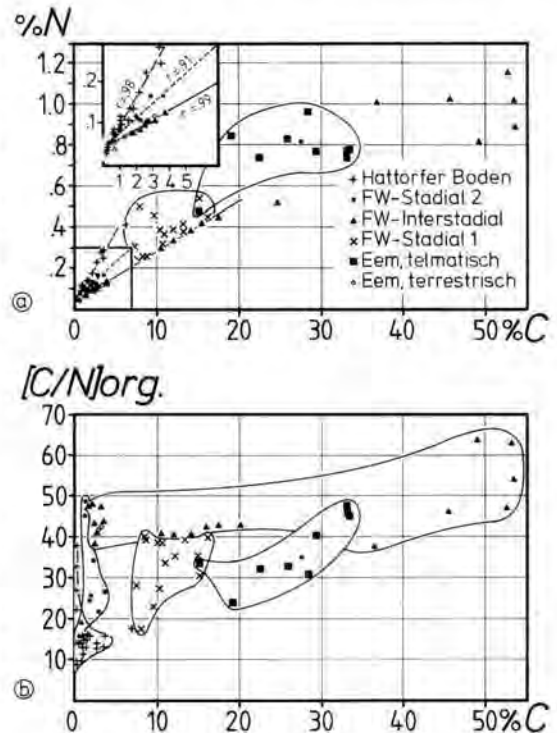


Abb. 5: a) Gesamtstickstoffgehalt in Abhängigkeit vom Kohlenstoffgehalt der karbonatfreien Proben (Gew. %). b) Kohlenstoff/Stickstoffverhältnis der organischen Substanz in Abhängigkeit vom Kohlenstoffgehalt der karbonatfreien Sedimente.

Fig. 5: a) Total nitrogen-versus-carbon content of the carbonate-free sediments (weight %). b) Carbon/nitrogen ratio of the organic matter versus carbon content of the carbonate-free sediment.

Bei Laub- und Nadelstreu liegt es gewöhnlich zwischen 40 bis 60, bei Gräsern zwischen 50 und 100 (SCHACHTSCHABEL et al. 1976). Da in die aus Bulkanalysen gewonnenen C/N-Verhältnisse die Anteile des anorganisch gebundenen Stickstoffs eingehen, muß eine Korrektur durchgeführt werden, um das C/N-Verhältnis der reinen organischen Substanz zu erhalten. Für diesen Zweck wurden für die verschiedenen, durchweg karbonatfreien Sedimenttypen die Gesamtgehalte von Kohlenstoff gegen Stickstoff aufgetragen (Abb. 5a). Dabei lassen sich mit Ausnahme der umgelagerten Schluffmudden des 1. Stadials (Herningstadial) Sedimente mit einem Gesamtkohlenstoffgehalt unter 20 % linear korrelieren (Korrelationskoeffizienten: 0,91 bis 0,99). Bei kohlenstofffreien Sedimenten ergibt sich aus den Korrelationen die mineralische Stickstoffbindung für die limnisch-telmatischen Sedimente des Aschenhütter Sees mit durchschnittlich 0,044 Gew. %. Dagegen beträgt der mineralische Stickstoffanteil der Lößböden des Stillfried-B-Interstadials (Hattorfer Boden) nur etwa die Hälfte des anorganischen Stickstoffanteils der limnisch-telmatischen Sedimente (Tab. 1), was vermutlich mit einem höheren Gehalt derselben an adsorptiven Tonmineralen zu erklären ist. Unter Subtraktion des mineralischen Stickstoffanteils wurde aus den Gesamtbestimmungen das C/N-Verhältnis der rein organischen Substanz berechnet. Bei niedrigen Gesamtkohlenstoffgehalten macht sich die Korrektur in einer deutlichen Erhöhung des C/N-Verhältnisses bemerkbar (Abb. 3). Im folgenden werden drei Aspekte näher erläutert.

1. Wie Abb. 5b zeigt, besitzen die verschiedenen Sedimenttypen von Aschenhütte sowohl charakteristische organische C/N-Verhältnisse als auch charakteristische Gesamtkohlenstoffgehalte (Tab. 1). Man erkennt eine Tendenz zu weiten C/N-Verhältnissen, d. h. schlechterer Mineralisation der organischen Substanz, mit steigendem Kohlenstoffgehalt der Sedimente. Dieser Trend ist auch in rezenten Böden festgestellt worden (SCHACHTSCHABEL et al. 1976) und ist darauf zurückzuführen, daß bei behinderter Zersetzung mehr organisches Material akkumuliert wird. Umgekehrt ist es möglich, daß bei großer Bioproduktion nur ein Teil der anfallenden Biomasse abgebaut werden kann.

2. Zwischen Sedimenttyp und C/N-Verhältnis besteht eine deutliche Abhängigkeit. Torfe des Interglazials und des Interstadials zeigen aufgrund konservierender Bildungsbedingungen eine nur geringe Zersetzung. Seesedimente der Stadiale 1 und 2 haben mittelgroße Zersetzungsbeiträge, da die Mineralisation am Seeboden in belüftetem Wasser stattfinden konnte. Der See war mit einer Wassertiefe von wenigen Metern (vergl. Kap. 8) offenbar zu flach, um eine dauerhafte Temperaturschichtung im Wasserkörper auszubilden. Die Mineralisationsbeiträge deuten auf dimiktische bis polymiktische Verhältnisse. Vergleichsweise sehr hohe Beiträge der Mineralisation werden im Hattorfer Boden erreicht. Obwohl dieser Löß-Paläoboden als Stillfried-B-Äquivalent aufgrund seiner Kryoklastik und Solifluktionerscheinungen einem Tundrenklima zugeordnet werden muß, liegt sein C/N-Verhältnis,

Tab. 1: Kohlenstoff- und Stickstoffgehalte der karbonatfreien Sedimente des Aschenhütter Sees und in den Löß-Paläoböden

Tab. 1: Carbon and nitrogen contents of carbonate-free samples recovered from sediments of the former Lake Aschenhütte and from loess paleosoils

	mineralischer Stickstoffanteil (Gew. %)	Kohlenstoffgehalt (Gew. %)	C/N-Verhältnis der organischen Substanz	
FW-Interstadial				Mittelwert
Torfe		45—54	46—64	55
Mudden	0,043	2—36	38—48	43
Eem-Interglazial		15—34	24—48	37
1. FW-Stadial		7—16	17—40	33
2. FW-Stadial *)	0,045	1—4	15—49	30
Hattorfer Boden *)	0,024	0—7	9—38	15

\*) ohne Seggen-Verlandungshorizont

+) aus Lößbohrungen im südlichen Harzvorland

verglichen mit mitteleuropäischen Böden, zwischen den Humusformen Mull (C/N = 10) und Moder (C/N = 20).

3. Die Frage, ob der Grad der Zersetzung von Klimavariationen abhängig ist, muß offen bleiben. Im Aschenhütter See scheinen Sedimente mit gleichem Kohlenstoffgehalt höhere Zersetzungsbeiträge aufzuweisen, wenn sie unter ungünstigeren klimatischen Bedingungen abgelagert wurden. Dies könnte mit niedrigem Wasser und dem damit verbundenen besseren Sauerstoffangebot zusammenhängen (vergl. Kap. 8).

## 7. Paläoböden

Von überregionaler Bedeutung ist die Verzahnung und Überlagerung der pollenanalytisch datierten Sedimente mit Löß-Paläoböden (vergl. Abb. 2 und 6):

1. Am nordwestlichen Seeufer werden der A<sub>1</sub>- und B<sub>t</sub>-Horizont einer Parabraunerde von auf den Erdfall transgredierenden Mudden überlagert, welche nach dem pollenanalytischen Befund in Bohrung 82/8 im ausgehenden Eem-Interglazial (DA 4/5) und in Bohrung 82/1 im beginnenden Stadial 1 (DA 5) gebildet worden sind (Abb. 6). Folglich handelt es sich hierbei um den Eemboden. Seine Vergleungserscheinungen sind mäßig; der A<sub>1</sub>-Horizont enthält — wie auch andere Eemböden am südlichen Harzrand (RICKEN 1983) — nur geringe Anteile an Holzkohlen und MnO<sub>2</sub>-Konkretionen. Damit kann als sicher gelten, daß der zugehörige Bleichhorizont noch in der Endphase des Eem-Interglazials entstanden ist. Die Bleichung des Oberbodenhorizontes wurde vermutlich durch die in dieser Zeit erfolgende Änderung der Vegetation zu ericaceen-reichen Nadelwäldern begünstigt (vergl. Abb. 4).

2. Pedologische Äquivalente der ersten Stadialphase konnten nicht erkannt werden. Jedoch gehen Torfe

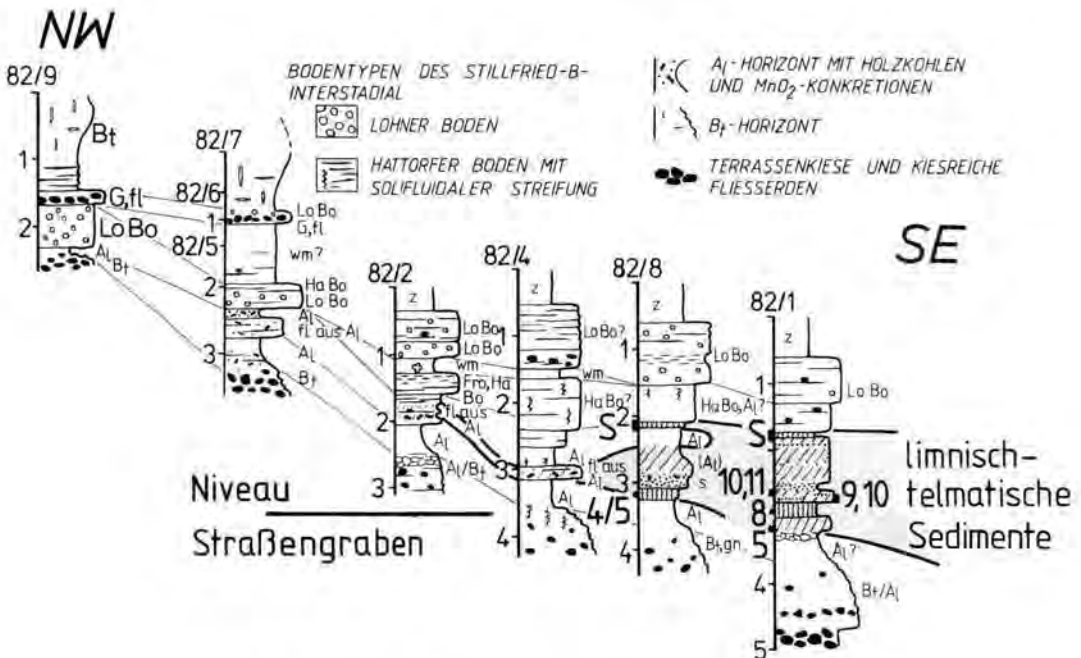


Abb. 6: Verzahnung der limnischen und telmatischen Sedimente des ehemaligen Aschenhütter Sees mit Lößpaläoböden des Eem-Interglazials und des Frühweichsels am nordwestlichen Seeufer. Bezeichnung der Diagrammabschnitte wie in Abb. 2. Abkürzungen: G Kies, s Sand, fl Fließerde, Fro Frostplattung, wm fragliches Lößmaterial des Mittelweichsels, z gestörte Lagerung, B<sub>t</sub> Tonanreicherungshorizont, A<sub>1</sub> Tonverarmungshorizont, Habo Hattorfer Boden, Lobo Löhner Boden.

Fig. 6: Transition between limnic and telmatic sediments and paleosoils of the Eemian interglacial and the Lower Weichselian at the northwestern shore of the former Lake Aschenhütte. Numbers of cores and pollen zones are the same as in Fig. 2. Abbreviations: G gravel, s sand, fl solifluction horizon, Fro frost cleavage, wm loess of the Middle Weichselian period, uncertain, z disturbed stratification, B<sub>t</sub> horizon of clay mineral enrichment, A<sub>1</sub> horizon of clay mineral depletion, Habo Hattorf soil, Lobo Lohne soil (both soils are equivalent to the Austrian Stillfried-B-horizon).

und Mudden des Frühweichsel-Interstadials (DA 6—9) in den Bohrungen 82/1, 2, 4 und 8 in eine nur 20 cm mächtige, humose Oberboden-Fließerde über (Abb. 6). Erst während des 2. Stadials wird dagegen verstärkt Bleichhorizontmaterial in den Aschenhütter See verlagert und das Ufer gegen den See vorgebaut (Abb. 6). Dabei muß offen bleiben, welchen Anteil hierbei Verspülung und welchen Solifluktion hatten.

3. Die limnischen Sedimente des Aschenhütter Sees werden von zwei Lößboden-Fließerdelagen des Stillfried-B-Interstadials überlagert, welche jeweils basale Sohlen aus Kiesmaterial der Oberterrasse aufweisen. Darüber folgen noch 2 m entkalkter Jungweichsellöß, der von der holozänen (pedogenen) Tondurchschlammung kräftig überprägt ist. Die kryoklastischen Solifluktionsböden des Stillfried-B-Interstadials stellen Mischformen der Naßfazies (Hattorfer Boden; RICKEN 1983) und der Trockenfazies dar (Lohner Boden; SCHÖNHALS et al. 1964; ROHDENBURG et al. 1966). Dabei überwiegt hier anteilmäßig der Hattorfer Boden, welcher durch Marmorierung und konzentrische Eisen- und Manganoxidfällungen um fossile Wurzelröhren gekennzeichnet ist. Der Lohner Boden weist dagegen eine braune Färbung und FeOOH-Konkretionen auf.

Wenn auch in reduzierter Mächtigkeit, so sind im Aschenhütter Erdfall alle wichtigen Paläoböden und Lößhorizonte des Jungpleistozäns vorhanden, nämlich: Eemböden, Bleichhorizonte der Frühweichselzeit, Mittelweichselböden (hier mit den Bodentypen des Stillfried-B-Interstadials) und Jungweichsellöß. Die pollenanalytische Datierung der sich mit den Lößderivaten verzahnenden limnisch-telmatischen Sedimente bestätigt die grundsätzliche Richtigkeit der von der Lößforschung aus anderen Überlegungen getroffenen zeitlichen Einstufung der Paläoböden (SCHÖNHALS et al. 1964; ROHDENBURG et al. 1966; HAASE et al. 1970; RICKEN & MEYER 1982; RICKEN 1983).

## 8. Limnische Entwicklung und Spiegelschwankungen

Die Verbreitung der Sedimenttypen, die Schichtlücken und einige Besonderheiten im Pollendiagramm sind zum Teil auf Spiegelschwankungen des Aschenhütter Sees zurückzuführen. Die Spiegelschwankungen lassen sich aus der Sedimentverteilung und aus dem Verlauf der Isochronen aus Abb. 2 gewinnen.

Die limnisch-telmatische Sedimentation im Erdfall begann mit der Bildung von schluffigem Niedermoor- torf am Ende der Eichenmischwaldphase des Eem-Interglazials (DA 1). Davor hat eine Phase unbekann-

ter Dauer gelegen, während der der vermutlich zunächst noch schlotartige Erdfall zum großen Teil mit Kiesbrekzien aus Oberterrassematerial verfüllt worden ist. Der Erdfall entstand wahrscheinlich in dem Intervall zwischen der späten Saalezeit und der Zeit des DA 1.

Während des jüngeren Eems lag der Wasserspiegel tief (die Großrestanalyse erbrachte für die DA 1—3 nur wenige Nachweise von Sumpf- und Wasserpflanzen); doch stieg er bis zum Ende des Eem-Interglazials (DA 4/5) beträchtlich an (Nachweise von Arten nasser Standorte, vor allem Seggen, werden häufiger). Dabei transgredierte die eemzeitlichen Sedimente gegen die Erdfallränder und überlagerten dort den im späten Eem-Interglazial gebildeten Bleichhorizont (vergl. die in Abb. 2 in Kreisen eingetragenen Nummern der DA der jeweils ältesten eemzeitlichen Sedimente).

Im ersten Frühweichsel-Stadial (DA 5) wurde ein relativer Wasserhöchststand erreicht (+ 3 m, zahlreiche Reste von Wasserpflanzen). Dabei wurde ein Teil der Sedimente des Eem-Interglazials von den Erdfallrändern in das Seezentrum umgelagert und zusammen mit stadialen Schluffen erneut sedimentiert (vergl. die noch hohen, kontinuierlich abnehmenden Kohlenstoffgehalte der stadialen Sedimente, das ähnliche C/N-Verhältnis von stadialen und eemzeitlichen Sedimenten und den relativ hohen Anteil thermisch anspruchsvoller Baumarten neben den neu auftretenden kaltzeitlichen Pflanzenarten).

Vor dem Beginn des Brörup-Interstadials war der Aschenhütter See im Bereich der Profillinie (vergl. Abb. 2) offenbar trocken, so daß zunächst keine interstadialen Sedimente abgelagert wurden: selbst in den tiefsten Bereichen des Aschenhütter Sees (Bohrung H 77) fehlt der Beginn der das Interstadial einleitenden *Juniperus*-Phase (Abb. 4).

Während des Brörup-Interstadials (DA 6—9) stieg der Wasserspiegel erneut an. Im noch flachen Wasser kam es bei der Wiederbewaldung zunächst zur Bildung von Birkenbruchwaldtorf. Mit dem Anstieg des Wasserspiegels transgredierte die Torfbildung gegen die Erdfallränder (vergl. die Diagrammabschnittsnummern der Basishorizonte am südöstlichen Seeufer, Abb. 2). Der stetige Rückgang der Kohlenstoffgehalte in den Schluffen und Mudden des DA 9 (Bereich der Seemitte) kann als ein weiterer Hinweis auf den interstadialen Anstieg des Seespiegels gewertet werden (vergl. Abb. 7). Die Großrestanalyse lieferte — wahrscheinlich aufgrund spezifischer (schlechter) Erhaltungsbedingungen — nur wenig Hinweise auf die Art der lokalen Vegetation. Wegen ihrer Feinschichtung müssen die Sedimente des DA 9 jedoch als limnisch Bildungen aufgefaßt werden.



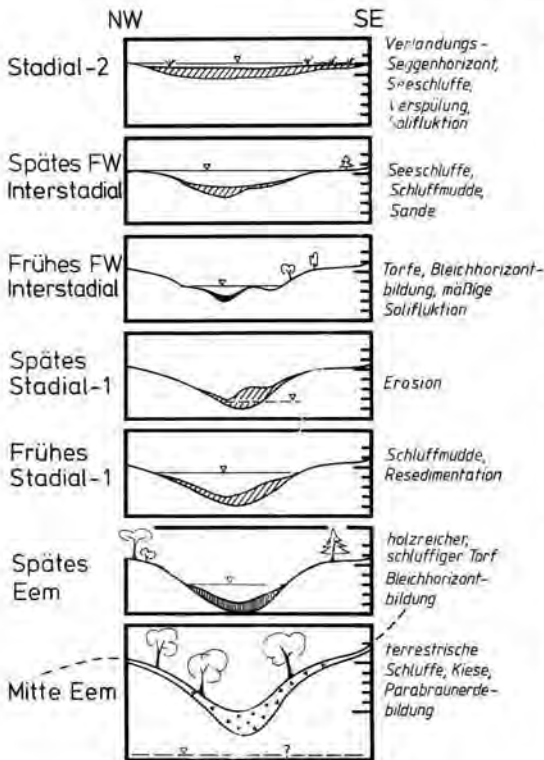


Abb. 7: Sedimentation und Spiegelschwankungen im ehemaligen Aschenhütter See.

Fig. 7: Sedimentation and changes of the water level in the former lake Aschenhütte.

Im nachfolgenden 2. Stadial (DA 10—11) stieg der Wasserspiegel noch über die Abrasionsfläche des Südwestufers an. Sehr wahrscheinlich blieb der Wasserstand in etwa konstant, da sich ein Überlauf an der Flachuferseite im SW bildete. Der Aschenhütter See verlandete unter Bildung eines an Huminstoffen reichen Horizontes, der sich pollenanalytisch durch sehr hohe Gramineen- und Cyperaceenwerte auszeichnet. Der Gehalt an organischer Substanz nimmt in diesem Horizont noch einmal kurzfristig zu. Der Pollenbefund zeigt Waldlosigkeit an (DA 11).

Aus der Sedimentverteilung und den dargestellten Spiegelschwankungen ergeben sich die für den Bereich der Seemitte dargestellten Kurven der Wasser Spiegelhöhe und der kumulativen Sedimentmächtigkeit (Abb. 8). Für die Ermittlung der letzteren wurden die heutigen Mächtigkeiten von Detritusmulde und Torf mit den Faktoren 1,5 (Eem) und 2 (Brörup) multipliziert, um die erfahrene Setzung wieder auszugleichen. Dieser Setzungs- oder Kompaktionsbeitrag wurde durch Messungen an 53 aus dem Torf

stammenden Hölzern mit jetzt elliptischen Querschnitten bestimmt.

Es ergeben sich zwei relative Wasserhöchststände, nämlich für den Beginn des ersten Frühweichsel-Stadials (DA 5, Herning-Stadial) und für das mittlere Brörup-Interstadial (DA 7—8). Dagegen war der untersuchte Bereich des Aschenhütter Sees am Beginn des Brörup-Interstadials trocken (DA 5/6). Da die Wasserstandskurve im Prinzip ähnlich wie die Kurve der kumulativen Sedimentmächtigkeit ansteigt, kann vermutet werden, daß durch die abdichtende Wirkung der limnischen Sedimente ein lokaler Wasserspiegel gebildet wurde, dessen Spiegelhöhe sich klimatisch bedingt von Zeit zu Zeit änderte. Die hohen Seespiegelstände zu Beginn der Weichsel-Kaltzeit und während der jüngeren Abschnitte des Brörup-Interstadials repräsentieren demnach feuchte Perioden mit relativ geringen Verdunstungsraten. Da am Ende des Herning-Stadials trotz geringerer Verdunstung (kälteres Klima und Waldlosigkeit) eine Absenkung des Seespiegels erfolgte, muß dieser Zeitabschnitt ein relativ trockener gewesen sein. Eine ähnliche Deutung von Spiegelschwankungen in pleistozänen Seeablagerungen Norddeutschlands geben MANIA et al. (1970) und USINGER (1981).

Die tiefe Lage der Grundwasseroberfläche während des Eem-Interglazials (vor dem Beginn der limnisch-telmatischen Sedimentation im Aschenhütter Erdfall) ist — in Analogie zu den heutigen Verhältnissen am südlichen Harzrand — eine Folge von interglazialer Subrosionstätigkeit und fluviatiler Erosion (Ricken

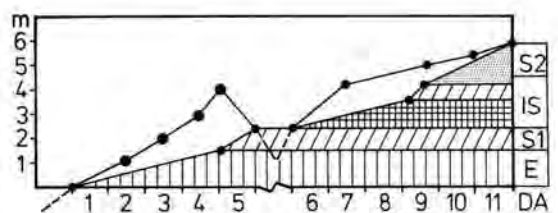


Abb. 8: Kumulative Sedimentmächtigkeit und Spiegelhöhen des ehemaligen Aschenhütter Sees für den Bereich der Seemitte (in Metern) in Abhängigkeit von der Zeit (dargestellt als Diagrammabschnitte = DA, gemäß Fig. 4). Abkürzungen: E Eem interglacial; S1 first stadial, S2 second stadial and IS Lower Weichselian interstadial (Brörup). Signaturen der Sedimente wie in Abb. 3.

Fig. 8: Cumulative thickness of the sediment and water level changes of former Lake Aschenhütte versus time, using the pollen zones (DA) of Fig. 4., based on data from the middle of the lake. Abbreviations: E Eem interglacial; S1 first stadial, S2 second stadial and IS Lower Weichselian interstadial (Brörup). The symbols used for the sediments are the same as in Fig. 3.

1982). Beide Prozesse führten damals wie heute zu einer beträchtlichen Erniedrigung des Talauenniveaus und damit auch zur Erniedrigung der Grundwasseroberfläche. Wieweit die Bildung eines Sees im Aschenhütter Erdfall mit der möglichen Aufschüttung des ca. 150 m entfernten Kieskörpers der Niederterrasse zusammenhängt, muß offen bleiben. In diesem Falle ergäbe sich wegen der relativ hohen Lage des Aschenhütter Sees über dem eemzeitlichen Talauenniveau ein verhältnismäßig steiler, unrealistischer Anstieg der Grundwasseroberfläche. Aufgrund der Verzahnung mit Paläoböden wird vermutet, daß ein beträchtlicher Teil der Aufschüttung des Kieskörpers der Niederterrasse in den Solifluktuationsphasen des Frühweichsels erfolgte (RICKEN 1982).

Zusammenfassend läßt sich feststellen: Die Fichte war während der Eemwarmzeit nicht nur in den Bergwäldern des Harzes vertreten, sondern kam — wenigstens an besonders feuchten Stellen — auch in den Tiefen vor. Der mancherorts festgestellte Brörupzeitliche Klimarückschlag macht sich im Pollendiagramm von Aschenhütte nicht bemerkbar. Das Ausmaß der Klimaverschlechterung hat offensichtlich die ökologischen Grenzwerte der damals im Gebiet vorhandenen Pflanzenarten nicht überschritten. Solifluktion und terrestrischer Sedimenteintrag in den Uferbereich des Sees lassen das ausgehende Brörup-Interstadial, das folgende Rederstatt-Stadial und das Stillfried-B-Interstadial als morphodynamisch besonders aktive Phasen der Weichsel-Kaltzeit erscheinen. Die pollenanalytischen Datierungen bestätigen die grundsätzliche Richtigkeit der von SCHÖNHALS et al. (1964), ROHDENBURG et al. (1966) und RICKEN (1983) vorgenommenen zeitlichen Einstufung der Lößpaläoböden. Bedingt durch einen unterschiedlichen Zersetzungsgrad der organischen Substanz — er ist in den Torfen geringer als in den limnischen Sedimenten — unterscheiden sich die Gesamtkohlenstoffgehalte und die C/N-Verhältnisse in den einzelnen stratigraphischen Abschnitten deutlich voneinander. Die Rekonstruktion der Seespiegeländerungen ergab relative Höchststände unmittelbar am Ende des Eem-Interglazials (frühes Herning-Stadial) und im Brörup-Interstadial sowie einen Tiefstand vor Beginn des Brörup-Interstadials (spätes Herning-Stadial).

## 9. Dank

Die Verfasser danken E. BRUNOTTE (Köln), K. GARLEFF (Bamberg) und H. WEINBERG (Hamburg) für Hilfe bei den Geländearbeiten, W. WILLE (Tübingen) für erste Pollenanalysen, B. MEYER (Göttingen) für die Ermöglichung der Kohlenstoff- und Stickstoffbestimmungen und U. JASCHINSKI (Göttingen) für das Zeichnen der Pollendiagramme.

## 10. Schriftenverzeichnis

- AALTO, M. (1970): *Potamogetonaceae* fruits. I. Recent and subfossil endocarps of the fennoscandian species. — Acta Bot. Fenn., 88: 1—85; 194 Abb.; Helsinki.
- ANDERSEN, S. TH. (1961): Vegetation and its environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial. — Danmarks Geol. Unders., II. R. No. 75: 9—175, 33 Tab., 15 Taf.; København.
- ANDERSEN, S. TH. (1980): Early and Late Weichselian chronology and birch assemblages in Denmark. — Boreas, 9: 53—69, 16 Abb., 6 Tab.; Oslo.
- AVERDIECK, F.-R. (1967): Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig Holstein. — Fundamenta, Monographien zur Urgeschichte, B/2: 101—105, 3 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Köln.
- BEHRE, K.-E. (1962): Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen an letztinterglazialen Kieselgur lagern der Lüneburger Heide. — Flora, 152: 325—370, 8 Abb., 3 Taf.; Jena.
- (1974): Die Vegetation im Spätpleistozän von Osterwanna/Niedersachsen. — Geol. Jb., A18: 3—48, 8 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- & LADE, U. (1986): Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. — Eiszeitalter und Gegenwart, 36: 11—36, 12 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- CEPEK, A. G., ERD, K. & ZWIRNER, R. (1981): Drei Interglaziale in einer mittel- bis jungpleistozänen Schichtenfolge östlich von Berlin. — Z. Angewandte Geol., 27: 397—405, 3 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — 500 S., 91 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Koehler).
- ERD, K. (1970): Pollen-analytical classification of the Middle Pleistocene in the German Democratic Republic. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 8: 129—145, 7 Abb.; Amsterdam.
- (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. — Z. geol. Wiss. Berlin, 1: 1087—1103, 8 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- FREISING, H. & FILZER, P. (1978): Ein pollenführendes Interglazialvorkommen aus dem Neckarbecken bei Leutenbach, Lkr. Waiblingen. — Jh. Ges. Naturkde Württemberg, 133: 88—107, 1 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- GRÜGER, E. (1968): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an cromerzeitlichen Ablagerungen im nördlichen Randgebiet der deutschen Mittelgebirge. — Eiszeitalter und Gegenwart, 18: 204—235, 3 Abb., 5 Taf.; Öhringen.
- HAASE, G., LIEBEROTH, J. & RUSKE, R. (1970): Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. — Peterm. geogr. Mitt., Erg. H. 274: 99—210, 57 Abb.; Gotha.

- HALLIK, R. (1953): Zur Feinstratigraphie des Eem-Interglazials. — *Geol. Jb.*, **68**: 179—184, 1 Abb.; Hannover.
- JORDAN, H. (1976): Die Terrassenkiese im Sösetal am Harz. — *Geol. Jb.*, **A 36**: 75—101, 13 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- JUNG, W., BEUG, H.-J. & DEHM, R. (1972): Das Riß/Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a. d. Salzach. — *Bayer. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., Abh. N. F.* **151**: 1—131, 15 Abb., 7 Taf.; München.
- MANIA, D. & STECHEMESSER, H. (1970): Jungpleistozäne Klimazyklen im Harzvorland. — *Peterm. geogr. Mitt., Erg. H.* **274**: 39—55, 3 Abb., 1 Tab.; Gotha.
- MENKE, B. (1968): Beiträge zur Biostratigraphie des Mittelpleistozäns in Norddeutschland (pollenanalytische Untersuchungen aus Westholstein). — *Meyniana*, **18**: 35—42, 6 Abb., Kiel.
- MENKE, B. (1976): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, **27**: 53—68, 1 Abb., 3 Tab.; Öhringen.
- & TYNNEI, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederhall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. — *Geol. Jb.*, **A 76**: 3—120, 18 Abb., 7 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- MERKT, J., LÜTTIG, G. & SCHNEEKLOTH, H. (1971): Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente. — *Geol. Jb.*, **89**: 607—623, 1 Taf.; Hannover.
- MÜLLER, H. (1965): Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazial-Profiles von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). — *Geol. Jb.*, **83**: 327—352, 5 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahres-schichtenzählungen an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. — *Geol. Jb.*, **A 21**: 149—169, 5 Abb., 3 Tab., Hannover.
- NAUCKE, W. (1980): Chemie von Moor und Torf. — In: GÖTTLICH, K. (Hsgb.): *Moor- und Torfkunde*: 270 S., 135 Abb., 22 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- RABIEN, I. (1953): Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Wallensen in der Hilsmulde. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, **3**: 96—127, 11 Abb., 1 Tab.; Öhringen.
- RICKEN, W. (1982): Quartäre Klimaphasen und Subrosion als Faktoren der Bildung von Kies-Terrassen im südwestlichen Harzvorland. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, **32**: 109—136, 9 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- RICKEN, W. (1983): Mittel- und jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland. — In: BORK, H.-R. & RICKEN, W. (Hsgb.): *Bodenerosion, holozäne und pleistozäne Bodenentwicklung*. — *Catena, Supplement 3*: 95—138, 12 Abb., 2 Tab.; Braunschweig.
- RICKEN, W. & MEYER, B. (1982): Lößbürtige Böden des Jungquartärs zwischen Harz und Leine. — *Mitt. dtsh. bodenkdl. Ges.*, **34**: 249—268, 6 Abb.; Göttingen.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — *Mitt. dtsh. bodenkdl. Ges.*, **5**: 1—137, 25 Abb.; Göttingen.
- SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., HARTGE, K. H. & SCHWERTMANN, U. (1976): *Lehrbuch der Bodenkunde*. — 394 S., 153 Abb., 77 Tab., 1 Taf.; Stuttgart (Enke).
- SCHNEEKLOTH, H. (1966): Ergebnisse weiterer Untersuchungen an den interstadialen Ablagerungen der Weichsel-Eiszeit in Oerel/Krs. Bremervörde. — *Z. dtsh. geol. Ges.*, **116**: 773—796, 6 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuer Untersuchungen zur Würmgliederung in Hessen. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, **15**: 199—206, 1 Abb.; Öhringen.
- STREMMER, H. E. & MENKE, B. (1980): Quartär-Exkursionen in Schleswig-Holstein. — Seventh session of the International Geological Correlation Programme, project 24: Quaternary glaciations in the northern hemisphere: 132 pp., 39 Abb., 7 Tab., 4 Taf.; Kiel.
- TURNER, CH. (1975): The correlation and duration of Middle Pleistocene interglacial periods in northwest Europe. — In: BUTZER, K. & ISAAC, G. L. (eds.): *After the australopithecines*: 911 pp., The Hague.
- USINGER, H. (1981): Ein weit verbreiteter Hiatus in spätglazialen Seesedimenten: Mögliche Ursache für Fehlinterpretation von Pollendiagrammen und Hinweis auf klimatisch verursachte Seespiegelbewegungen. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, **31**: 91—107, 5 Abb.; Hannover.
- ZAGWIJN, W. H. (1961): Vegetation, climate and radio-carbon datings in the late pleistocene of the Netherlands. — *Meded. Geol. Stichting, N.S.* **14**: 15—45, 14 Abb., 2 Tab., 11 Taf.; Maastricht.

## Sedimentary Petrography of Glacial Deposits in the Rotach Valley, Western Allgäu, Southern West Germany

MARTIN RAPPOL & KIER VAN GIJSSEL \*)

Glaciofluvial sedimentation, Würm, lithostratigraphy, section, gravel, sand, diamicton, calcareous composition, heavy mineral analysis, pebble analysis, granulometry, paleorelief

Baden-Württemberg, Bayaria, Alpenvorland

**Abstract:** Gravel, heavy mineral, carbonate, and grain size analyses of Würmian glacial sediments, mainly till, deposited by the Rhine-Valley glacier in the Alpine Foreland, indicate that the compositional variation of till is controlled by several factors. Firstly, vertical and lateral variations are present that relate to the incorporation of variable amounts of local bedrock or pre-existing glaciofluvial deposits. Secondly, a lateral variation in the composition of the far-travelled material reflects the combined effects of variable rock types in the source areas of the glaciers constituting the composite Rhine-Valley glacier, and the shifting position of their flow paths that is likely to have taken place during the course of the glaciation.

[Sedimentpetrographie glazialer Ablagerungen  
im Rotachtal, westliches Allgäu, Südwest-Deutschland

**Kurzfassung:** Kies-, Schwermineral-, Karbonat- und Korngrößenanalysen würmzeitlicher glazialer Ablagerungen, hauptsächlich Grundmoränen, des Rheintalgletschers im Alpenvorland zeigen, daß verschiedene Faktoren ihre Zusammensetzung beeinflussen. Zum ersten gibt es laterale und vertikale Variationen, welche mit der Aufnahme wechselnder Mengen der lokalen Gesteinstypen oder prä-existierender glazifluvialer Ablagerungen zusammenhängen. Zweitens zeigt sich eine laterale Variation im erratischen Bestandteil, welche die Auswirkung der verschiedenen Gesteinstypen im Ursprungsgebiet der Teilgletscher des Rheintalgletschers und die im Verlauf der Vergletscherung wahrscheinlich wechselnde Lage der Strombahnen der Teilgletscher widerspiegeln.

### 1. Introduction

The study area is located in the northern alpine Foreland, east of Lake Constance (Bodensee), in southern West Germany and the Austrian border area (Fig. 1). The international border between Allgäu (West Germany) and Vorarlberg (Austria) lies partly along the small streams of Kesselbach and Eyenbach, which have cut deep gullies through Quaternary (mainly glacial) deposits and bedrock. Many exposures in these gullies offer good opportunities to study the complex lithostratigraphy of unconsolidated deposits in the Rotach valley. In this paper we present new results from sediment-petrographic analyses and discuss the vertical as well as cross-valley compositional variation in till.

### 2. Regional geology

The pre-Quaternary basement of the area consists of calcareous shales, sandstones, and conglomerates of the Tertiary Molasse series. For details the reader is referred to recent summaries and discussions on the Molasse geology by e. g. VOLLMAYR & ZIEGLER (1976), FUCHS (1980), and HERRMANN & SCHWERD (1983). Here we will only point out some features that are of interest to the present study.

In the Rotach Valley, the Molasse beds exhibit a tectonic dip towards northwest (25—45°) and belong to the Erected Outer Molasse in the concept developed by FUCHS (1980). Several lithostratigraphic units can be distinguished, mainly on the basis of alternating marine and terrestrial conditions of sedimentation (Fig. 2).

\*) Address of the authors: Dr. M. RAPPOL, Geological Survey of Canada, 601 Booth Street, Ottawa, Ontario, Canada K1A 0E8. — Drs. K. VAN GIJSSEL, Physical Geography and Soil Science Laboratory, University of Amsterdam, Dapperstraat 115, 1093 BS Amsterdam, The Netherlands.

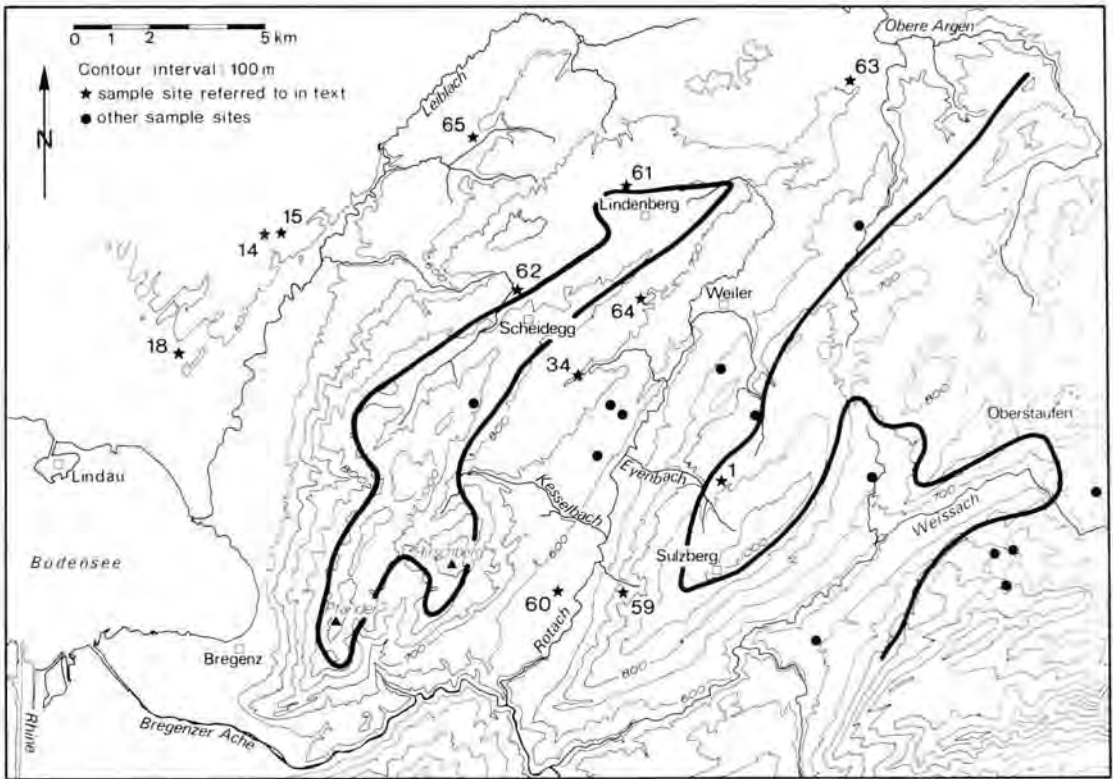


Fig. 1: Location map with position of sample sites.  
Heavy line represent the approximate position of the Inner Younger Endmoraine complex.

The southeastern slope of the Rotach valley (Sulzberg ridge) is built mainly in calcareous shales and sandstone interbeds of the Granitic Molasse, whereas the northeastern slope (Pfänder-Hirschberg ridge) consists mainly of conglomerates and sandstones of the Upper Freshwater Molasse (VOLLMAYR & ZIEGLER 1976). In between, the narrow zone of sandstones of the Upper Marine Molasse is present. Because the axis of the valley lies oblique to the structural zonation of the bedrock, the Upper Marine Molasse traverses the valley axis just south of Weiler (Fig. 2).

Of importance to the present study is the occurrence of an epidote-rich zone at the base of the Upper Marine Molasse ('Luzerner Schichten'); the remaining part of the Molasse in the area contains a heavy-mineral assemblage in which epidote is virtually absent and is dominated instead by garnets (WOLETZ 1958, FÜCHTBAUER 1964). The total heavy mineral content of Molasse sandstones is low: generally the weight percentage is less than 0.5% (HOFMANN 1957, FÜCHTBAUER 1964, both using the 0.06–0.4 mm fraction).

During the Pleistocene, the area was covered several times by the eastern part of the Rhine-Valley glacier,

but evidence for multiple glaciation is scarce. Multiple-till sections in the region have been described by e.g. WEINHOLD (1973), SCHREINER (1976), HERRMANN & SCHWED (1983) and DE JONG (1983). Sediment-petrographic analyses of such sections do not provide us with stratigraphic tools, and at present C-14 dating of organic beds is the only stratigraphic marker available. Dates from sub-till organic deposits, as summarized by DE JONG (1983), suggest a Middle-Würm ice-free period prior to the Late-Würmian glacial maximum of about 22,000–16,000 yr. BP. For the larger part of the area north of the Alps, it appears that there is no consensus (see e.g. WEINHOLD 1973; WELTEN 1976; SCHLÜCHTER 1978; VAN DER MEER 1982; DE JONG 1983), and nor is there really any strong evidence, concerning the age of till underlying the dated horizons. It is variously classified as being of Middle-Würmian, Early-Würmian (Turicum 2 and Turicum 1, respectively, in the concept of WELTEN, 1976) or Rissian age.

As far as we are aware, the only sub-till organic material from the Rotach valley was discovered by the second author in an exposure of the Weissebach, west

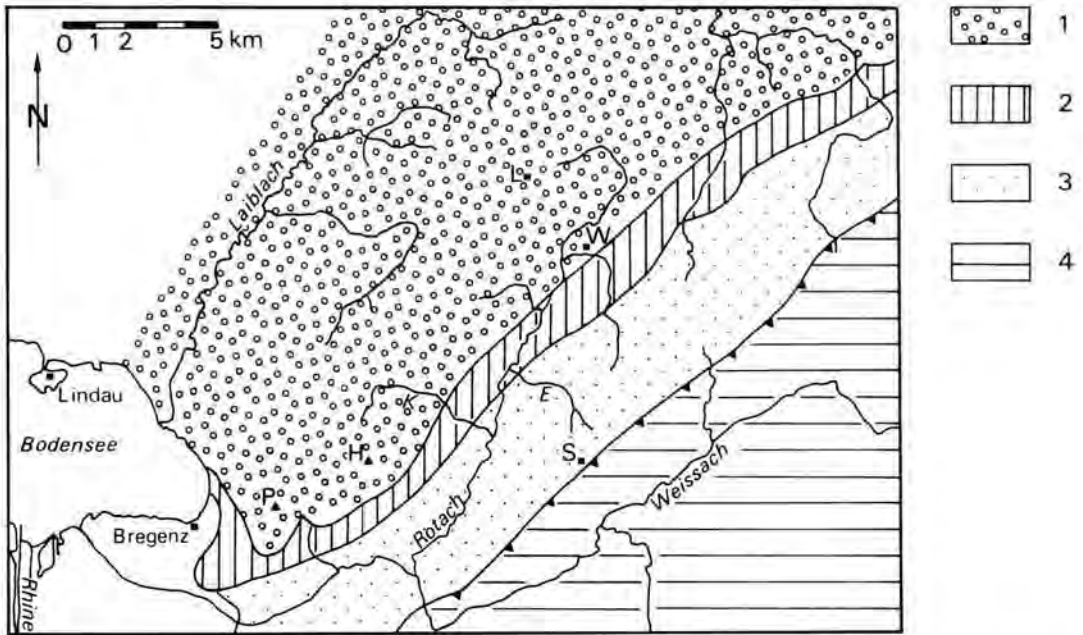


Fig. 2: Simplified bedrock geology. 1. Upper Freshwater Molasse, 2. Upper Marine Molasse, 3. Granitic Molasse, 4. Inner Younger Molasse. Letters refer to topographic names shown on Fig. 1.

of Weiler (site 64 in Fig. 1), and dated as minimal  $42.100 \pm \begin{smallmatrix} 3500 \\ 2400 \end{smallmatrix}$  yr BP (GrN 12281). The organic material occurs in a section consisting of a subglacial till on top (about 3 m thick), overlying about 8 m of gravel with some diamictons of sediment-flow genesis, overlying about 7 m of weathered gravel with a sandy layer near its base, containing the reworked organic debris. Below this are shales of the Molasse (VAN GIJSSEL 1984).

Finally, in a section of the Bösenreutin Tobel (site 18 in Fig. 1) two tills overlie an organic-bearing deposit, which is suggested to be pre-Rissian in age by HERRMANN & SCHWERD (1983).

The Quaternary cover seldom exceeds 20 m in thickness, and the contour pattern in Fig. 1 therefore approximates the bedrock relief. A number of major relief features in the bedrock surface, such as the Pfänder-Hirschberg ridge (1095 m) and Sulzberg ridge (1041 m), separated the Rhine-Valley glacier entering the Foreland into several glacier tongues occupying the major valleys. From east to west the Weissach, Rotach, Argen-Leiblach und Schussen glacier tongues can be distinguished.

Whether the Sulzberg and Pfänder-Hirschberg ridges were completely covered with ice or remained as nunataker standing above the ice during the maximum of the Late-Würmian glaciation is still a matter of dispute. According to VOLLMAYR & ZIEGLER (1976)

and HERRMANN & SCHWERD (1983), pre-Würmian moraines cover the top of these bedrock ridges, whereas e.g. SCHMID (1955) and KRAYSS & KELLER (1983) assume that these ridges were completely covered by the Rhine-Valley glacier at its maximum.

An important morphologic feature is represented by the so-called Inner Younger Endmoraine, which is analogous to the sediment complex formed during the stadial complex Würm-Stein am Rhein as defined by KELLER & KRAYSS (1980). In the study area, this ice-marginal feature has been mapped and discussed by SCHMID (1955), VOLLMAYR & ZIEGLER (1976), KELLER & KRAYSS (1980), DE JONG (1983) and VAN GIJSSEL (1985), among others. Its position is indicated in Fig. 1.

Because deglaciation of the area proceeded down the regional drainage slope, ice-marginal and proglacial lakes formed in front of the retreating glacier front (e.g. VOLLMAYR & ZIEGLER 1976; VAN GIJSSEL 1985).

The last two major tributaries feeding the Rhine-Valley glacier on its eastern flank were the Ill and Landquart glaciers. According to KRASSER (1940), the Rotach valley was covered by part of the Landquart glacier, whereas the Ill branch occupied the Weissach. The source area of these two glaciers is underlain predominantly by sedimentary rocks (mainly limestone, dolostone and calcareous shales), but in the upper reaches of their basins metamorphic rocks also occur.

Especially important is the amphibolite of the Silvretta massif as an erratic indicator in glacial deposits of the Alpine Foreland.

### 3. Methods

In the field, stratigraphic sections were measured, and sediments classified following a simple lithofacies schema (see Fig. 3).

Gravel petrography was determined for the 8–16 mm fraction, from counts of 100–300 clasts. The distinguished classes are listed in Table 1.

Heavy-mineral composition was determined for the 0.25–0.125 mm (2–3  $\phi$ ) fraction, after destruction of carbonates (and apatite) with hydrochloric acid and separation of heavy and light fractions by use of bromophorm (s. g. 2.89). Opaque minerals, rock fragments, and mica-type minerals (includes in fact all platy minerals, here) were counted separately from the remaining transparent minerals and their percentages are given in the tables as percentages of the total heavy mineral fraction. Percentages of the remaining transparent minerals are given relative to each other. At least 300 grains were determined by band counting.

Carbonate content for the fraction smaller than 2 mm ( $-1 \phi$ ) was determined by measuring loss of weight after destruction of the carbonates by 1 N HCl, and is given in Table 1 as weight percentage CaCO<sub>3</sub> equivalents. The calcite/dolomite ratio was determined by measurement of peak-heights in densitometer readings from the diffraction lines of X-ray recordings of powdered sample splits. The procedure essentially follows, and produces similar results as the method proposed by TENNANT & BERGER (1957).

Grain size distribution was determined by dry sieving for the sand and gravel fractions and by pipette method for the silt and clay fractions.

## 4. Discussion of results

### 4.1. Lithostratigraphy

A number of measured sections from the Eyenbach and Kesselbach exposures are depicted in Fig. 3. The oldest deposits are strongly weathered gravel consisting mainly of local Molasse components, and occur at the base of sections at sites 4 and 30 (Fig. 3, Table 1). These gravel deposits may be correlative with the weathered gravel deposit at site 64 that contains the dated organic material (see section 2). Stream flow directions measured in these gravel deposits indicate a down-slope transport (which is normal to a supposed ice-marginal drainage); this, together

with the predominant local provenance, suggests deposition during an ice-free period, prior to the late-Würmian maximum.

Glacial deposits exposed along the Eyenbach above approximately 925 m pre-date the formation of the Inner Younger Endmoraine (IYE). Two tills are present at site 5, separated by sorted sediments. The inter-till deposit consists of laminated silts overlying a sandy-gravelly sediment-flow deposit, with slumped sand and gravel at its base (see also site 4 in Fig. 3). The gravel fraction of this deposit is very rich in far-travelled components, suggesting proximity of an ice margin. These inter-till ice-marginal deposits may be related to a minor oscillation of the glacier margin, with no regional significance. Alternatively, the lower till at site 5 might pre-date the late-Würm ice cover, but we have no indications for that.

Site 57 lies approximately at the position of IYE, and the disturbed gravel deposit at the top of this section was probably deposited during this stillstand. Also at site 57, and at site 7, a boulder pavement occurs several metres below the top of the section. Because of the large difference in altitude between the two sections, it is questionable whether the boulder pavements are correlative. This refers to a general problem in areas of alpine relief, where the large height differences over short distances create major difficulties for stratigraphic correlation.

Several two-till sections also occur on the Kesselbach side of the valley. These sections lie below the level of the IYE, and in some the upper till may therefore correlate with the formation of the IYE. This depends whether the IYE complex represents a major readvance of the glacier or whether it is a recessional complex, involving no significant advance of the glacier margin (see KELLER & KRAYSS 1980; DE JONG 1983).

The section at site 12 illustrates the complex sequences one commonly encounters in alpine environments. It must be stressed that not every intra-till sorted sediment band represents a deglaciation event. The frequency and distribution of such deposits in till suggest that in many cases they were deposited subglacially (RAPPOL 1983).

For reasons of stratigraphy, it is rather critical to be able to distinguish between subglacial till and diamictons formed by mass movement processes (debris-flow deposits, or "Pseudomorane" as these were called by von KLEBELSBERG 1948). The problem has been discussed by DE JONG & RAPPOL (1983) and RAPPOL (1983); criteria listed by these authors were used in this study. However, as no unequivocal criteria are available, the distinction may remain problematic especially in the case of poor exposure.







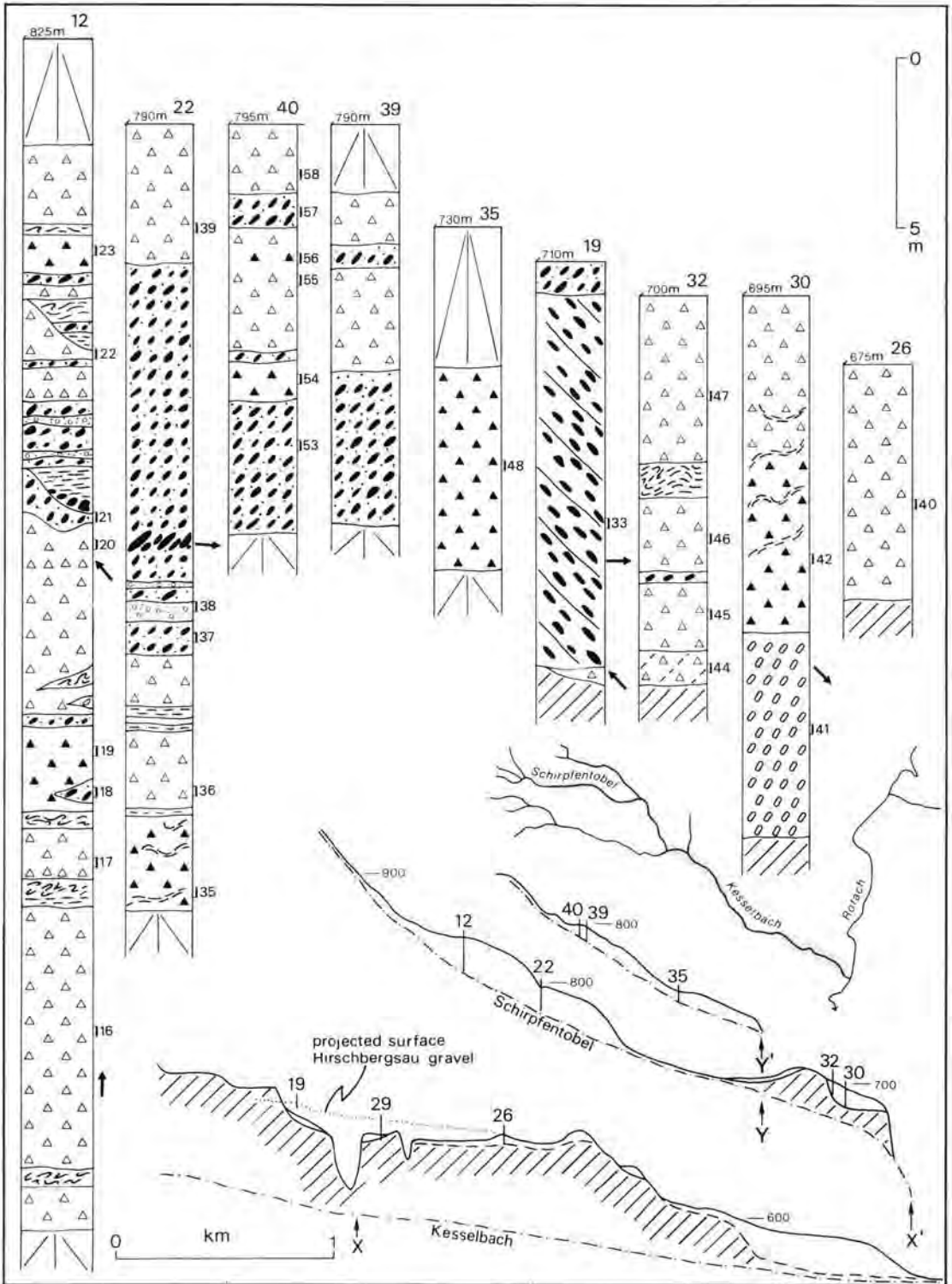
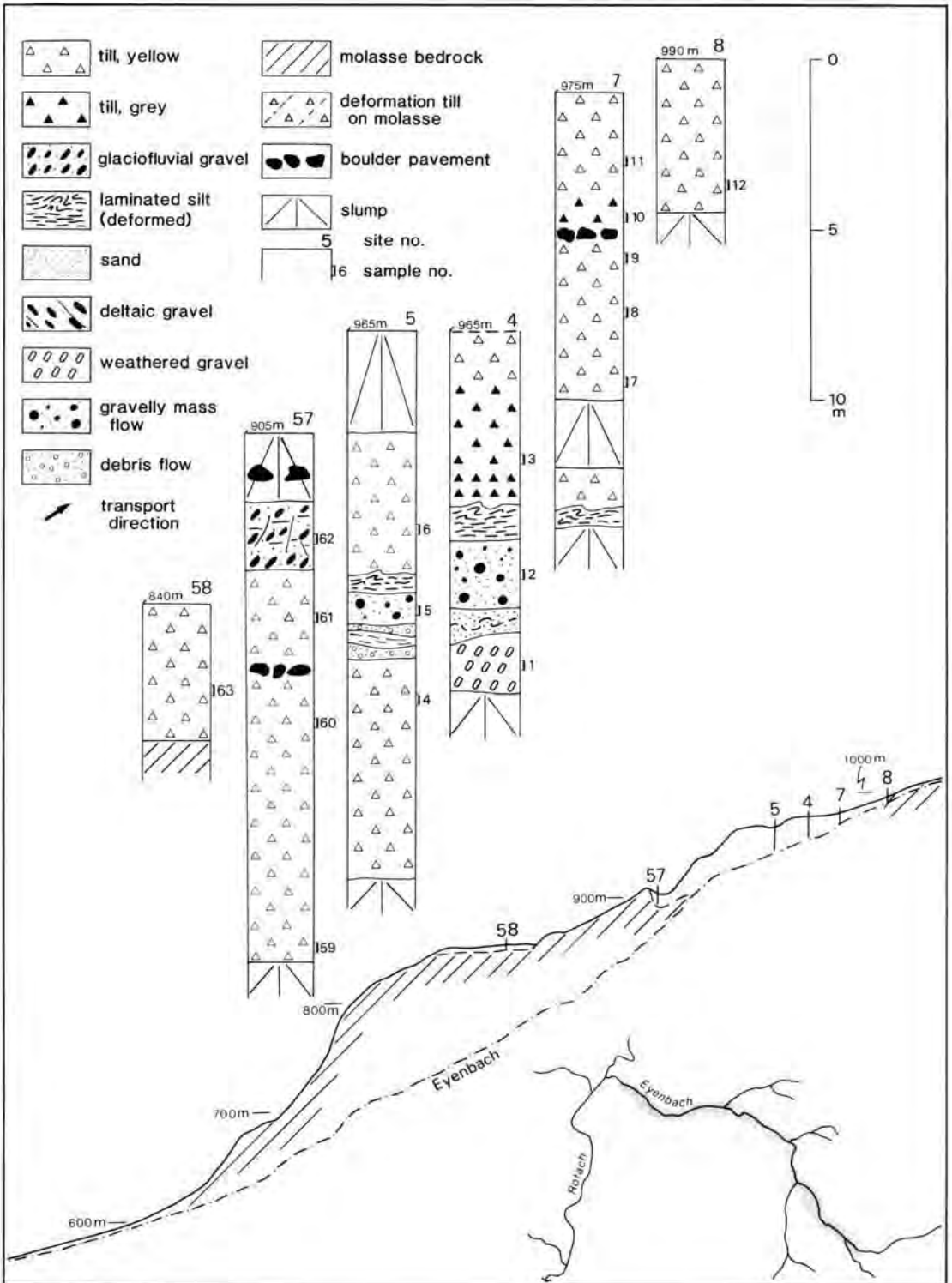


Fig. 3: Stratigraphic sections along the Kesselbach and Eyenbach gullies.



Tab. 2: Compositional data (%) from some tills deposited by the Rotach and Argen-Leiblach lobes of the Rhine-Valley glacier. The first 4 samples are from till deposited up-glacier from the outcrop area of the Upper Marine Molasse in the Rotach valley. Below these follow samples down-glacier from this zone. Down from sample 32, deposits belong to the Argen-Leiblach lobe. For samples whose numbers start with 81—, gravel petrography was determined for the fraction 5—8 mm, and without distinguishing between the different Molasse lithologies

sample no.	sample site	carbonate	calcite + dolomite	grain size				gravel petrography							heavy mineral composition								sediment type				
				gravel	sand	silt	clay	Molasse	-conglomer.	-sandstone	-siltstone	limestone + dolostone	amphibolite	rest cryst.	quartz	calcite	rest	weight %	opaque	rock fragm.	mica	amphibole		epidote	garnet	staurolite	tourmaline
15	1	71	2.1	24	26	33	17	1	4	3	86	-	-	-	2	4	0.9	42	16	18	44	24	16	5	3	2	till
65	59	55	2.3	22	33	35	10	10	30	22	32	1	1	-	1	2	0.5	46	10	14	38	9	37	6	2	2	till
8101				20	45	25	7	--	13--	--	75	1	2	-	-	8	0.9	38	5	1	16	21	54	5	2	1	till
8102				18	33	37	11	--	19--	--	69	1	3	-	2	5	0.6	24	12	2	43	27	20	2	1	1	till
8106				15	42	35	8	--	57--	--	34	1	3	-	1	4	0.7	23	9	3	17	50	27	2	-	-	till
8107				23	38	30	10	--	12--	--	70	2	8	2	2	6	1.6	14	3	1	27	42	23	2	1	1	till
8108				20	38	31	12										1.6	18	15	2	27	33	28	4	2	-	till
8109				15	39	35	12	--	8--	--	74	1	11	1	2	3	1.9	23	22	2	38	42	11	6	-	-	till
1131	63			14	27	42	18										0.1	22	2	4	12	14	52	4	-	8	till
1143	63		16.7	12	33	41	13	7	81	-	9	-	2	-	-	1	0.1	53	3	2	4	15	62	7	1	6	till
50	34			23	36	29	12	9	16	1	64	3	3	1	1	3	1.1	16	8	2	27	39	21	4	2	1	till
1150	64			18	27	39	16										1.0	33	3	5	25	25	39	1	3	4	till
32	18							8	2	-	55	6	20	2	1	6											gravel
31	18		2.4	29	34	29	9	20	7	1	49	3	14	1	-	5	4.4	7	7	3	41	44	11	2	-	-	till
30	18							9	2	-	61	4	19	2	-	4											gravel
29	18		3.3	10	31	49	10	16	7	-	51	-	14	4	-	6	2.3	9	10	5	42	37	12	1	1	-	till
26	15		5.6	16	34	40	11	5	42	13	29	-	7	1	1	2	1.0	18	7	5	34	20	32	3	3	2	till
25	14		16.7	9	28	45	19	3	46	24	15	-	3	2	2	6	0.7	24	12	2	24	29	36	3	1	1	till
24	14		100	-	-	100	-	-	-	100	-	-	-	-	-	-	0.3	60	5	5	1	2	67	6	8	13	def.till
1156	62			23	24	38	16										0.2	29	7	5	29	17	42	3	-	2	till
1151	61			18	28	37	18	1	7	2	83	-	2	1	1	3	0.8	18	12	2	35	22	31	4	1	-	till

The contact between till and Molasse is exposed in places. On sandstone and conglomerate, this contact is generally sharp and abrupt, with a polished and striated bedrock surface. On sandy siltstones however, the upper part of the bedrock is commonly brecciated and changes upwards gradually into a deformation till containing traces of far-travelled components (see Table 3, and samples 44 and 24 in Tables 1 and 2, respectively). Also where till overlies laminated, silty deposits, the latter are commonly strongly deformed in their upper part, and mixed with till. On gravel, the contact is generally sharp, but erosion is indicated by a gravel-enriched zone at the base of the till.

Till colour alternates from grey to yellow, the latter getting more brown close to the surface. According to GERMAN *et al.* (1979), till colour reflects the nature of the dominant source rock lithologies: grey results from debris rich in Alpine limestones, whereas yellow tones result from large amounts of Molasse-derived material in till. In a limited number of cases this relationship seems to hold, but more commonly another factor seems more important. Grey and yellow occur not only in till, but also alternate in glaciolacustrine silts as well as in calcareous shales of the Molasse. These colours are also found in tills deposited by cirque glaciers of the limestone region of Vorarlberg; in places till colour changes from yellowish to grey as one digs into the vertical face of a till exposure. The main factor in determining till colour is, therefore, the oxidation state of the material, which may show a relation to grain-size distribution rather than petrography

(compare for example samples 55 and 56 from site 40 in Table 1).

Sedimentation in connection with the existence of a large ice-dammed lake in the Rotach valley is represented by fine-grained lake bottom sediments and coarse-grained deltaic deposits.

Fine-grained laminated or massive deposits occur at many locations near the valley axis and may exceed a thickness of 20 m. In a small pit at Fischanger (site 60 in Fig. 1) trace fossils were observed on the coarse silty partings of the otherwise clayey and laminated deposit. However, with respect to pollen content, the deposit was virtually sterile over the entire 3 m height of its exposure (*pers. comm.* Dr. R. T. SLOTBOOM).

Coarse-grained delta or fan-delta deposits are found at several levels in the Rotach valley. The largest of these is found at Hirschbergsau, south of the Kesselbach. It is preserved as an undissected, eastward sloping surface at about 670–680 m a. s. l. and consists of about 10 m of subhorizontally bedded gravel overlying bedrock (HEINZ *et al.* 1984). At least two remnants of higher delta levels are present in this area, showing topsets and foresets in a gravel pit west of Hirschbergsau (site 19), and overlie striated bedrock with till pockets. These deltaic deposits represent what may be called paraglacial sedimentation (see CHURCH & RYDER 1972) by the late-glacial Kesselbach. The Hirschbergsau gravel deposit is probably time-correlative with ice-contact and deltaic deposits west of

Tab. 3: Heavy mineral composition (%) of till deposited by local cirque glaciers in the Subalpine Molasse area, south of the river Weissach, and of deformation till on sandy calcareous shales of the Molasse at site 61 (samples 1152, 1153) and site 65 (1103, 1104). See also samples 44 (Table 1) and 24 (Table 2). Sample 1131 represents Molasse-sandstone rock fragments taken from a till at Steinegaden (site 63). For site locations, see Fig. 1

sample no.	weight %	opaque	rock fragm. mica		amphibole	epidote	garnet	staurolite	tourmaline	disthene	zircon + rutile	rest	sample type
919	0.3	83	1	4	-	2	70	11	2	3	9	3	till of cirque glacier
922	0.3	68	5	7	-	3	75	8	8	-	4	1	till of cirque glacier
960	0.3	71	2	6	-	-	70	16	7	-	6	3	till of cirque glacier
1131	0.3	22	2	5	1	38	43	2	3	1	8	4	Molasse sandstone
1103	0.1	50	6	10	13	13	50	5	3	3	9	5	deformation till
1104	0.1	almost exclusively opaque minerals										deformation till	
1152	0.3	58	5	4	2	3	71	7	5	1	5	7	deformation till
1153	0.4	53	2	1	3	6	64	8	8	2	5	3	deformation till

Langen (Vorarlberg), as mentioned in DE GRAAFF (1986, and pers. comm.).

#### 4.2. Gravel petrography

Results of the gravel countings indicate the presence of a striking cross-valley variability as well as large variations in vertical profiles (Table 1).

Firstly, the nature of Molasse components in till is a direct reflection of local bedrock lithology. Till along the Kesselbach is especially rich in conglomerate and sandstone rock fragments, whereas till in the Eyenbach gully contains mainly sandstone and shale fragments. This difference reflects the main lithologies of the Upper Freshwater Molasse and the Granitic Molasse, respectively (compare with map and profiles in VOLMAYR & ZIEGLER, 1976).

Secondly, the amount of igneous and metamorphic rock fragments (I + M) is clearly higher in till of the Kesselbach sections than in that of the Eyenbach. This phenomenon seems independent of the amount of locally derived components, and therefore represents a characteristic of the far-travelled debris. There may be several factors that contribute to the explanation of this observation. In the first place it may reflect a regional trend within the area covered by the eastern part of the Rhine-Valley glacier, where we expect an increase of I + M from east towards west (see also DE JONG 1983; 67). This follows from the fact that the last two major tributaries on the eastern side of the Rhine-Valley glacier — the Landquart and Ill glaciers — drained areas that for a considerable part are underlain by sedimentary bedrock. In the Weissach valley, east of Sulzberg, the amount of I + M in till deposited by the Rhine-Valley glacier seldom amounts to 1% or more, and the majority of fragments are amphibolite (KNAACK 1985, and pers. comm.). In the Rotach valley, along the Eyenbach and along the Sulzberg ridge in general, the amount of I + M varies between 0 and 3% (it should be noted that some I + M rock fragments are present in all samples; this was noted in scanning many hundreds of particles in the 4–8 mm fraction).

Along the Kesselbach, total I + M percentages are generally well over 3%, with a tendency for more I + M -rest than amphibolite fragments. Still more to the west, the countings of DE JONG (1983) generally show a strongly subdued proportion of amphibolite compared to I + M -rest, with percentages of total I + M usually well over 10%.

In our study of the Rotach valley, another factor may be of importance. As noted before, most samples from the Eyenbach exposures are from till that pre-

dates the formation of the Inner Younger Endmoraine, while those of the Kesselbach may be younger. It is likely that the positions of the individual flow paths of the glaciers building the Rhine-Valley glacier were not stable during the full period of glaciation. During maximum glaciation, the Bregenzer Wald glacier may have pressed against the eastern part of the Rhine-Valley glacier, pushing it westwards; but there is evidence that during deglaciation, when the Rhine-Valley glacier still occupied part of the Rotach and Weissach valleys, the Bregenzer Wald glacier had retreated from the northern part of the Bregenzer Wald and made no contact with the Rhine-Valley glacier (e.g. KRASSER 1940; SIMONS 1986). For a deglaciation phase still younger than the IYE, KRASSER (1940) suggests that the Ill glacier occupied the lower reach of the Weissach valley, whereas the Rotach valley was occupied by ice originating from the Landquart valley. A shifting of the flow lines in the Rhine-Valley glacier in a southeastern direction during deglaciation may be expected to result in higher I + M percentages in till deposited at a certain spot during later stages.

There are also considerable variations within vertical profiles, as a consequence of variable amounts of local versus erratic material. In several cases, where till overlies gravel deposits that are rich in far-travelled components, the overlying till, or at least its basal part, also contains much far-travelled material (e.g. in sections 4, 5 and 40), suggesting reworking of the glaciofluvial deposits.

#### 4.3. Heavy mineral composition

Characteristics of the heavy mineral composition and its variability in till of the Rotach valley are in some respects similar to variations in gravel petrography. There are some basic differences too, however, that are mainly the result of a much higher concentration of heavy minerals in part of the far-travelled fraction. Among other things, this is demonstrated by the high concentrations of amphibole-group minerals compared to amphibolite rock fragments, both of which are not present in the Molasse and sedimentary rocks of the East-alpine and Helvetic nappes of Vorarlberg. The amphiboles and amphibolites derive primarily from the Silvretta crystalline area and are transported to the study area by the Ill glacier and, to a lesser extent by the Landquart glacier. The data given by HAHN (1969) illustrate well the importance of the Silvretta amphibolite for the heavy mineral composition of modern river sediments of the Rhine valley downstream from the Ill confluence; according to HAHN (1969: 263), heavy mineral concentrations in modern sediments of the Ill river are the highest for the entire Rhine catchment.

Table 3 summarizes some data that give an indication of the heavy mineral composition of the Molasse rocks. HOFMANN (1957) and FÜCHTBAUER (1964) indicate heavy mineral weight percentages of usually less than 0.5 % for Molasse sandstones in a large area of Switzerland and southern Germany. Even though the till contains much reworked local bedrock, and moreover a high percentage of limestone and dolomite rock fragments, its heavy mineral concentration is much higher. Given also the composition of the heavy minerals, this indicates that incorporation of Molasse material will first of all lower the heavy mineral weight percentages. Compared to other components, a relatively large proportion of the heavy minerals are thus derived from a remote source (BIK 1960; DE JONG 1983). By no means, however, does this imply that the entire till-forming debris is directly transported by the ice from a remote source. The far-travelled components are moreover probably reworked from sub-till glaciofluvial deposits, as is indicated by the vertical variation in sections in Fig. 3 and Table 1 (e.g. site 40).

Table 3 shows that, in the fraction used here, most Molasse is characterized by a heavy mineral assemblage consisting mainly of garnet and opaque mine-

erals. Two samples (sample 44 in Table 1 and sample 1131) contain less garnet and opaques, but much epidote instead; both these samples are from the Rotach-lobe deposits. The epidote-rich zone is known from the base of the Upper Marine Molasse (WOLETZ 1958) and may also occur in a thin upper zone of the Granitic Molasse (see Fig. 2).

Fig. 4 shows the effect of the presence of this zone on the heavy mineral composition of till in the Rotach valley. Down-glacier of the Upper Marine Molasse, many till samples contain an anomalously high percentage of epidote-group minerals. This can only be interpreted as being the result of erosion and incorporation of epidote-rich Molasse material. Sample 1131 (in Table 3) in fact represents Molasse sandstone fragments taken from a till at Steinegaden (site 63 in Fig. 1) deposited by the Rotach lobe. Note also that till deposited up-glacier from the Upper Marine Molasse commonly contains more garnet than till of the Argen lobe, suggesting a higher contribution of local material to the heavy mineral fraction in the Rotach valley. The same applies for till of the Weissach valley.

These results correspond well with the findings of GASSER & NABHOLZ (1969), who demonstrate a strong relationship between till and bedrock mineralogy in the Molasse zone of Switzerland.

The fact that in the Argen lobe area this relationship seems absent must be due to the following factors, 1) higher heavy mineral weight percentages in the far-travelled debris because it contains more material derived from igneous and metamorphic source rocks, and 2) more glaciofluvial deposits masking the bedrock and acting as local sources of far-travelled material.

A good example of the effect of the local glacier-bed materials on till composition is provided further by some observations in the Argen-Leiblach area. The sedimentary sequence at site 18 has been described by HERRMANN & SCHWERD (1983: e.g. their figure 2). We sampled a section at a site southwest of Tobel. At the base occur lacustrine laminated silt and sand (over 4 m thick) containing, especially in the upper part much organic material including large wood stumps. The lacustrine deposit contains a heavy mineral assemblage that is typical for the local Molasse bedrock (84 % garnet; HERRMANN & SCHWERD 1983: 11), suggesting a non-glacial origin. It is overlain by a lower till (sample 29 in Table 2), about 7 m thick. The lower till is overlain by 3.5 m of gravel with silty layers (sample 30), which in turn is overlain by 2.5 m of an upper till (sample 31), and, finally 2 m of gravel deposit (sample 32).

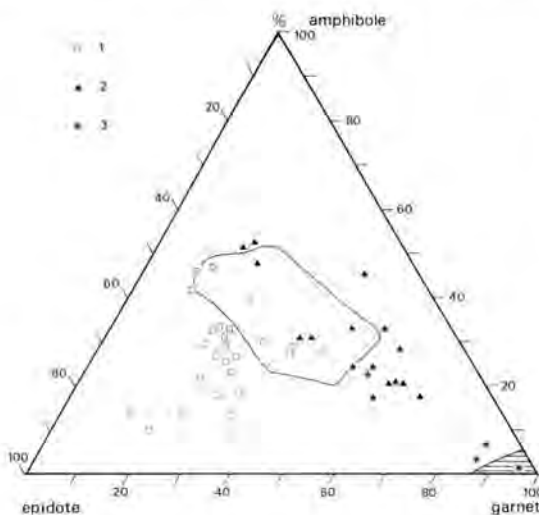


Fig. 4: Heavy mineral composition of till in the Rotach valley compared with data from adjacent areas.

1. Rotach-valley till, down-glacier from the Upper Marine Molasse outcrop.
2. Rotach-valley till, up-glacier from the Upper Marine Molasse outcrop.
3. Till from the Weissach valley.

The enveloped area represents 32 samples (of which 23 in DE JONG 1983) of the eastern part of the Argen-lobe area. The horizontally hatched area on the lower right envelopes 14 till samples from the Molasse zone covered by the western Iller glacier.

The lower till shows much evidence of reworking of a considerable amount of material from the lacustrine deposit, since it contains much dispersed organic debris and lenses of unconsolidated and deformed silty sediment. This is reflected by the high silt content, and also by a low heavy mineral weight percentage compared to the upper till (see Table 2). Incorporation of the lacustrine deposit did not affect the gravel petrography and the composition of the transparent heavy minerals, and in this respect, both upper and lower till show compositions typical for far-travelled material.

Approximately 4 km to the northeast, till overlies sandy siltstones of the Molasse. At site 14, the till (sample 25) overlies about 1 m of brecciated shales and deformation till (sample 24), with slickensided shear-planes indicating transport towards N25° E. Samples 25 and 26 indicate considerable reworking of bedrock material by their gravel composition (Table 2), and also by comparatively high concentrations of garnet and opaque minerals, and low heavy-mineral weight percentages.

#### 4.4. Carbonate content

Total carbonate content of till in the Rotach valley ranges between 40 and 60 % (Table 1) and provides no basis for till differentiation. Mean and standard deviation for 36 samples are 50.0 and 8.8 %, respectively. These values compare well with those obtained by BIK (1960) from an area in Vorarlberg, south of the Molasse zone, where till of the Rhine-Valley glacier overlies Cretaceous limestone and calcareous shale of the Helvetic series:  $50.9 \pm 8.5$  % for 36 samples. This similarity suggests that carbonate content of the local Molasse bedrock and of the erratic debris in till of the Rotach valley varies largely within the same limits. Data given by HOFMANN (1957) and FÜCHTBAUER (1964) for carbonate content of Molasse sandstone range between 30 and 70 %, showing strong local fluctuations, but from the Rotach valley little data are available.

Carbonate content of sample 15 at site 1, which was taken from a fine-grained grey till on the flank of a small moraine ridge (see Fig. 1 and Table 2), is anomalously high (71 %), corresponding with an equally extreme value of 86 % limestone and dolostone fragments in the gravel fraction. In general, however, carbonate content of the matrix and limestone/dolostone content of the gravel fraction are poorly correlated.

The calcite/dolomite ratio is higher in till along the Kesselbach, and shows a positive correlation with the amount of Molasse rock fragments in the gravel fraction. This is in accordance with a low dolomite

content, of the Upper Freshwater Molasse as reported by HERRMANN & SCHWERD (1983: 8).

The source of the erratic dolomite and dolostone should be sought in the lower reaches of the Ill valley and its tributaries. Again, the results of HAHN (1969: figure 8) demonstrate the strong effect of the Ill confluence on the carbonate, and especially dolomite content of modern Rhine sediments.

#### 4.5. Grain size distribution

Variations in the relative frequencies of the main granulometric classes in till of the Rotach valley are given in Table 1 and 2. These properties change rapidly in vertical profiles as well as laterally, which is mainly due to reworking and incorporation of variable amounts of local bedrock and/or unconsolidated materials (mainly either glaciolacustrine silt or glaciofluvial gravel). Sand-silt-clay ratios in the Rotach valley overlap almost completely with such data from the Argen-Leiblach lobe (DE JONG 1983) or Iller glacier (RAPPOL 1983). There is also not much difference from diamictons formed by mass movement processes. These data, therefore, provide little basis for the characterization of significant variations in petrography or facies.

The shape and origin of the grain size frequency distributions in till from Vorarlberg and western Allgäu was recently discussed by CAMMERAAT & RAPPOL (1987). On the basis of the  $\phi$ -scale, till of the Molasse zone is generally characterized by modes in the gravel, fine sand, and silt fractions. Most till of the Rotach valley exhibits these characteristics as illustrated in Fig. 5. Sample 1151, however, is from a grey till near Lindenberg (site 61 in Fig. 1), which overlies a yellow deformation till on Molasse shales. This sample shows a distribution more similar to tills in the area south of the Molasse, where a mode in the fine sand fraction is generally absent (RAPPOL 1983; CAMMERAAT & RAPPOL 1987). The analysis of gravel petrography indicates that it contains very little material derived from the Molasse (see Table 2).

In the Molasse area, the main difference between size distributions of locally derived Molasse debris and far-travelled material in till lies in the frequency distribution of the sand fraction. Whereas far-travelled debris is more or less evenly distributed over the various  $\phi$ -classes, Molasse components generally show a deficiency in the coarse sand fraction and a prominent mode in the 2.5–3  $\phi$  fraction. For the Rotach valley, frequency distributions within the sand fraction are shown in Fig. 6. Sample 15 clearly deviates from the general trend, in a similar way as sample 1151 in



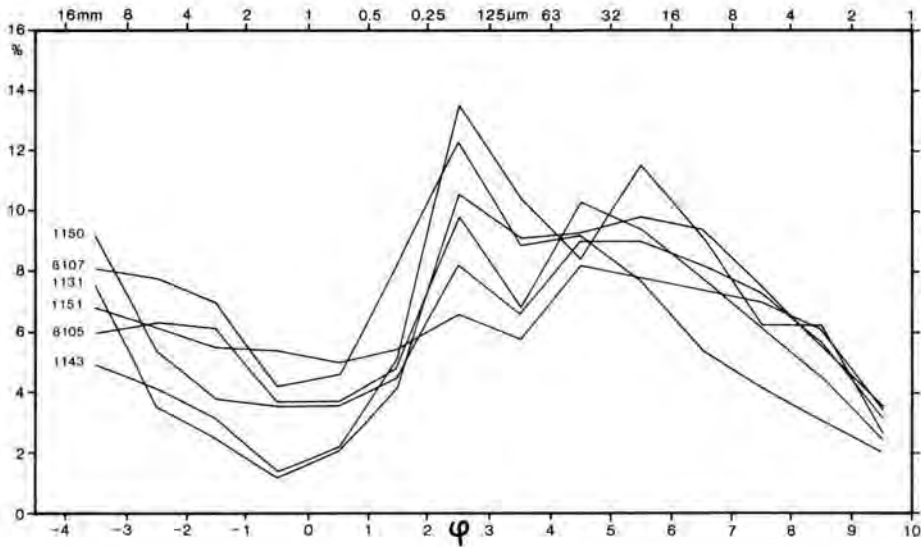


Fig. 5: Grain-size frequency distributions per  $1\phi$  interval for a number of selected till samples from the investigated area.

Fig. 5. Also, the gravel analysis of this sample indicates that it consists predominantly of far-travelled, non-Molasse components (Table 2).

Most other curves show a distribution that is strongly skewed towards the fine sand fraction, with deficiencies in the coarse sand and very fine sand fraction. There is, however, a striking difference between till from the Eyenbach gully and that from the Kesselbach. Till in the Eyenbach exposures is characterized by a prominent shoulder in the  $1-2\phi$  range; this is likely related to the grain size distribution of sandstones of the Granitic Molasse which underlies the glacial deposits on this side of the valley.

## 5. Conclusions

On the basis of their morphology, the major Pleistocene Alpine glacier systems can be subdivided into three segments: 1. the main accumulation area, with confluent cirque and small valley glaciers, 2. the main trunk valley, connecting the accumulation area with 3. the piedmont glacier where the ice mass spreads out over a large area. To attain and maintain such a system, high flow velocities and great ice thicknesses are needed in the narrow middle section (that is, the Rhine valley south of the Bodensee), and it is here that the erosional power of the ice is greatest. Many overdeepened valley sections on the north side of the Alps testify to the erosional power of these valley glaciers (e. g. BADER & JERZ 1979; SEILER 1979).

Although the piedmont area is often referred to as a predominantly depositional glacial environment, it seems clear that erosion by the ice is also an important geomorphic process. Overdeepened basins are found well into the piedmont area (e. g. GERMAN et al. 1967; SEILER 1979), and perhaps the Bodensee depression (SCHREINER 1979) should be regarded as the largest of these basins. Glacial erosion in the piedmont area is, however, also manifested by the large amount of incorporated local material, including preexisting glaciofluvial deposits, in till.

In the Rotach valley, several factors contribute to a considerable variation in till composition, and it is likely that these factors apply to a much larger area in the Alpine region than considered here.

The Rhine-Valley glacier is a large composite valley glacier, consisting of several major tributaries. Similar to compositional variations in lateral and medial moraines on active glaciers, lateral variations in composition of glacial deposits will reflect the distribution of source rocks in the areas drained by these glaciers. In the area considered here, among other things, such variations are reflected in an eastward decrease of the ratio of igneous + metamorphic rock fragments/limestone + dolostone. It is possible that the flow paths of the composite glaciers have shifted somewhat during the time of glaciation, creating differences in composition between older and younger deposits, and thus complicating the general picture.

A second source for compositional variation lies in the nature of the local bedrock, including unconsolidated

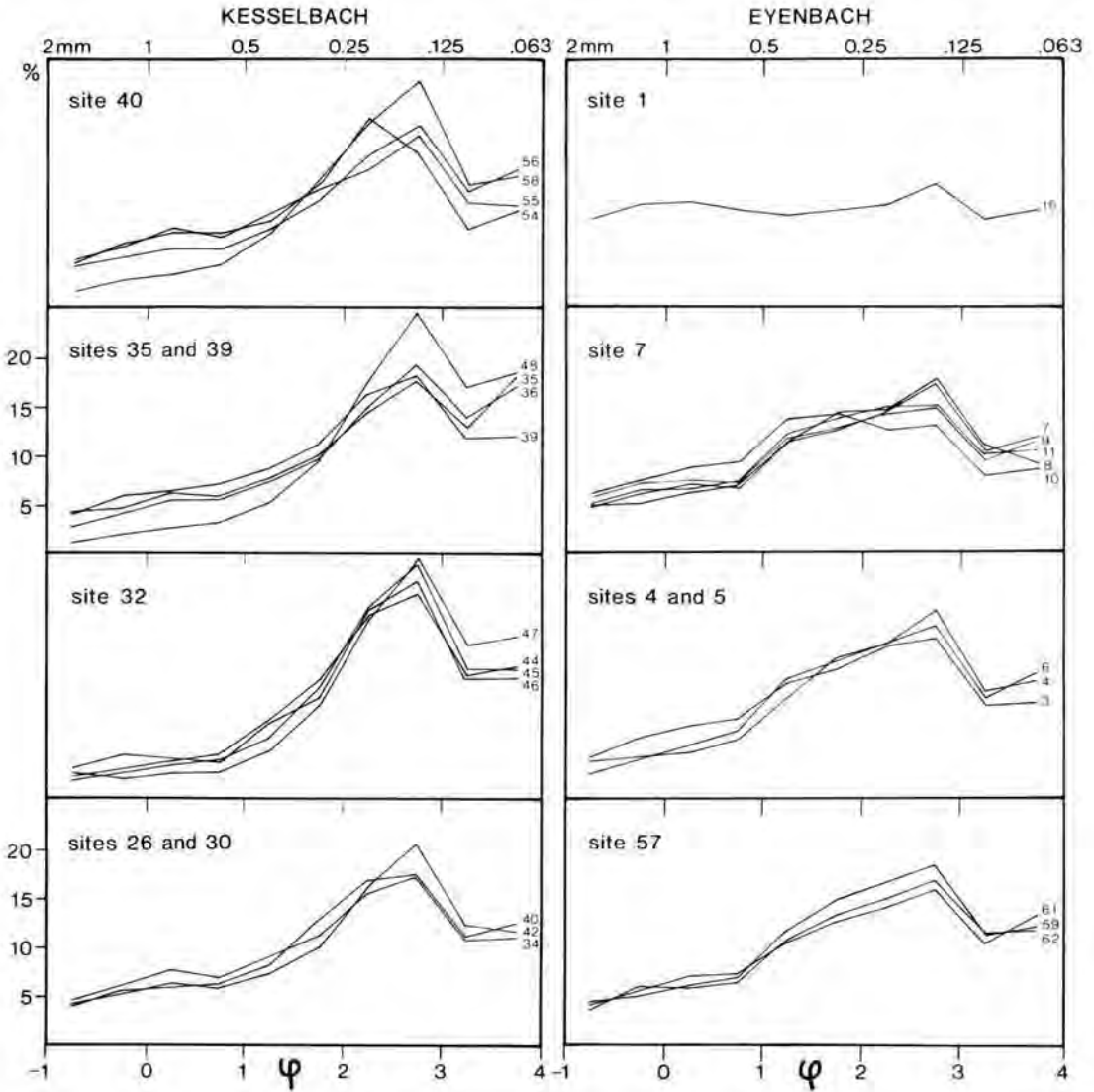


Fig. 6: Grain-size frequency distributions per 0.5  $\phi$  interval for the sand fraction (is 100 %) of till in the Rotach valley. Sites on the left are from the Kesselbach side, on the right from the Eyenbach side of the Rotach valley.

materials. As was demonstrated here, and earlier by GASSER & NABHOLZ (1969), composition of the Molasse may control many properties of the overlying till.

In many cases however, a close correspondence of Molasse and till composition may be obscured by interlayered glaciofluvial deposits.

For a correct interpretation of heavy mineral data, it is important to consider all components together with the weight percentages. For example, the amphibole content of 44 % for sample 15 (Table 2) appears much higher than the 24 % of sample 10 (Table 1); how-

ever, considering carbonate content, heavy mineral weight percentage, and amounts of opaque and platy minerals and rock fragments in the 2–3  $\phi$  fraction of the original sample material, the amphibole content in sample 10 is actually twice as high as in sample 15. Sample 15, in fact, represents material mainly derived from carbonate source rocks of Vorarlberg that are very poor in heavy minerals, and then mainly contains opaques and a type of platy mineral. A minimal contribution of material derived from crystalline bedrock (here amphibolite), completely determines the composition of the transparent heavy minerals in such a case.

Moreover, the heavy mineral concentration of Molasse rocks is low compared to that of the far-travelled material containing a significant amount of debris from crystalline source rocks, notably amphibolites.

The composition of the transparent heavy mineral fraction is therefore a poor indicator for the contribution of local material in till. Compared to material derived from limestones and dolostones, the heavy mineral concentration in the Molasse will be high. As noted by BIK (1960), most heavy minerals in till of the Rhine-Valley glacier, overlying bedrock of the Helvetic Series, are transported into the area by the ice, because the local bedrock contains hardly any heavy minerals in the analyzed fractions.

Because till composition is so strongly determined by the immediate substrate material, compositional parameters as the ones determined here, do not provide us with useful criteria for correlating tills or distinguishing tills of different age. It may help however, in distinguishing non-glacial deposits from glaciofluvial deposits, as the former tend to be relatively poor in far-travelled components. The significance of multiple tills is still difficult to evaluate, because comparative information from adjacent areas is lacking. The thin upper till in some of the Kesselbach sections may possibly represent a readvance of the ice associated with the formation of the Inner Younger Endmoraine complex. Multiple tills may be the result of several causes, however, and it is certainly not justifiable, in the absence of further evidence, to connect individual tills with separate major glacials; slight readvances, subglacial sedimentation of sorted material, and also mass-movement processes may produce separate tills or till-like diamictos belonging to one glaciation phase. Sediment-petrographic analyses as used in this study cannot be used as stratigraphic tools for tills in the area because glaciers followed much the same course during different glaciations, and local sub-till materials determine till composition to such a great extent; the data do provide however valuable information on the processes of glacial erosion and sedimentation. We strongly feel that there is much new information to be gained here, and that for further progress in our understanding of the glacial history of the Alpine foreland, detailed lithostratigraphic and sediment-petrographic analysis are needed.

## 6. Acknowledgements

Thanks are due to BERT DE LEEUW for developing the method and performing the determinations of the calcite/dolomite ratios, to HELEN DUMYCH for correcting the english, and to TRACEY GERRARD for help in drafting the figures.

## 7. References

- BADER, K. & JERZ, H. (1978): Die glaziale Übertiefung im Iller- und Alpseeal (Oberes Allgäu). — *Geol. Jb. A* 46: 25—45, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BIK, M. J. J. (1960): Zur Geomorphologie und Glazialgeologie des Fröhdischbach- und Mühltoeltals in Vorarlberg (Österreich). — *Diss. Univ. Amsterdam*, 175 p., 23 Abb., 75 Fig., 4 Tab., 7 Anh.; Amsterdam.
- CAMMERAAT, E. & RAPPOL, M. (1987): On the relationship between bedrock lithology and grain size distribution of till in western Allgäu (West Germany) and Vorarlberg (Austria). — *Jb. Geol. B.-A.* 130: 383—390, 6 Fig.; Wien.
- CHURCH, M. & RYDER, J. (1972): Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial process conditioned by glaciation — *Geol. Soc. Am. Bull.* 83: 3059—3071, g Fig., 4 Tab.; Boulder.
- FUCHS, W. (1980): Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. — In: OBERHAUSER, R. (red), *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 144—176, 11 Abb.; Springer Verlag, Wien.
- FÜCHTBAUER, H. (1964): Sediment petrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. — *Eclogae Geol. Helv.* 57, 157—298, 29 Fig., 12 Tab.; Basel.
- GASSER, U. & NABHOLZ, W. (1969): Zur Sedimentologie der Sandfraktion im Pleistozän des schweizerischen Mittelandes. — *Eclogae geol. Helv.* 62: 467—516, 6 Fig., 2 Tab., 2 Taf.; Basel.
- GERMAN, R., LOHR, P., WITTMANN, D. & BROSE, P. (1967): Die Höhenlage der Schichtgrenze Tertiär/Kwartär im mittleren Oberschwaben. — *Eisz. u. Gegenwart* 18: 104—109, 1 Taf.; Öhringen.
- GERMAN, R., MADER, M. & KILGER, B. (1979): Glaciogenic and glaciofluvial sediments, typification and sediment parameters. — In: SCHLÜCHTER, CH. (ed.), *Moraines and Varves*: 127—143, 2 Fig., 2 Tab.; Rotterdam (Balkema).
- GIJSSSEL, K. VAN (1984): Geomorphological and sedimentological investigations in the Rotach valley area, Western Germany/Austria. — *Unpubl. M. Sc. thesis, University of Amsterdam*, 89 p., 38 Fig.; Amsterdam.
- GRAAFF, L. W. S. DE (1986): Zur Deglaziationsgeschichte des Bregenzerwaldes, mit spezieller Berücksichtigung des Gebietes Andelsbuch-Egg. — *Wandertagung 1986 der Österr. Geol. Ges. in Dornbirn, Exkursionsführer* 4: 74—80, 1 Fig.; Wien.
- HÄHN, C. (1969): Mineralogisch-Sedimentpetrographische Untersuchungen an den Flußbettsanden im Einzugsbereich des Alpenrheins. — *Eclogae geol. Helv.* 62: 227—278, 17 Fig., 9 Tab.; Basel.
- HEINZ, H., HERRMANN, P. & SIEBERL, W. (1984): Geophysikalische Untersuchungen für die geologische Landesaufnahme auf Blatt 83 Sulzberg (Vorarlberg). — *Jb. Geol. B.-A.* 126, 487—496, 11 Abb., 4 Tab.; Wien.

- HERRMANN, P. & SCHWERD, K. (1983): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt 82 Bregenz. 28 p., 2 Abb., 1 Taf.; Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HOFMANN, F. (1957): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. — *Eclogae geol. Helv* 50: 289—322, 2 Fig., 8 Tab.; Basel.
- JONG, M. G. G. DE (1983): Quaternary deposits and landforms of western Allgäu (Germany) and the deglaciation after the last major Pleistocene ice advance. — Diss. Univ. Amsterdam, 186 p., 24 Fig., 15 Tab., 5 App.; Amsterdam.
- JONG, M. G. G. DE & RAPPOL, M. (1983): Ice-marginal debris-flow deposits in western Allgäu, southern West Germany. — *Boreas* 12: 57—70, 15 Fig., 1 Tab.; Oslo.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodensee-Raum (Stadialer Komplex Würm-Stein am Rhein). — *Eclogae geol. Helv.* 73: 823—838, 3 Fig., 1 Taf.; Basel.
- KLEBELSBERG, R. VON (1948): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Band I. Springer Verlag, Wien.
- KNAACK, F. G. (1985): Een Kwartair-geologies onderzoek in het Weissachdalgebied. — Unpubl. M. Sc. thesis, Univ. Amsterdam: 94 p., 29 Fig., 2 Tab., 4 App.; Amsterdam.
- KRASSER, L. M. (1940): Die diluviale Ausgestaltung des Alpenen Oberrheintales. — *Jahresber. u. Mitt. geol. Ver., N. F.* 39: 79—87, 2 Krt.; Stuttgart.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials. — *Schr. VG Bodensee* 101: 113—129, 6 Abb.; Friedrichshafen.
- MEER, J. J. M. VAN DER (1982): The Fribourg area, Switzerland. A study in Quaternary geology and soil development. — *Publ. Fys. Geogr. Bodemk. Lab., Univ. Amsterdam* 32, 203 pp., 94 Fig., 12 Tab., 7 App.; Amsterdam.
- RAPPOL, M. (1983): Glacigenic Properties of Till. Studies in glacial sedimentology from the Allgäu Alps and The Netherlands. — *Publ. Fys. — Geogr. Bodemk. Lab., Univ. Amsterdam.* 34: 225 p., 108 Fig., 3 App.; Amsterdam.
- SCHLÜCHTER, CH. (1978): Die lithostratigraphische Gliederung der Ablagerungen seit der letzten Zwischeneiszeit. — *Geogr. Helv.* 37: 85—92, Fig. Zürich.
- SCHMID, R. (1955): Glazialgeologische Untersuchungen im westlichen Allgäu. — Inaugural-Dissertation, Universität zu Tübingen. Tübingen 71 p., 16 Abb., 1 Krt.;
- SCHREINER, A. (1979): Zur Entstehung des Bodensebeckens. — *Eisz. u. Gegenwart* 29: 71—76, 4 Abb.; Hannover.
- SEILER, K.-P. (1979): Glazial übertiefte Talabschnitte in den Bayerischen Alpen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart* 29, 3548, 6 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- SIMONS, A. L. (1985): Geomorphologische und glazialgeologische Untersuchungen in Vorarlberg, Österreich. — *Schr. Vorarlb. Landesmus., Reihe A, Bd. I:* 257 p., 19 Abb., 53 Krt., 100 Bld., 4 Anh.; Bregenz.
- TENNANT, C. B. & BERGER, R. W. (1957): X-ray determination of dolomite-calcite ratio of a carbonate rock. — *American Mineralogist* 42: 23—29, 1 Fig., 2 Tab.; Washington.
- VOLLMAYR, T. & ZIEGLER, J. H. (1976): Geologische Karte von Bayern 1:25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 8425 Weiler I. Allgäu. 76 p., 5 Abb., 3 Tab.; 4 Beil.; Bayerisches Geologisches Landesamt München.
- WEINHOLD, H. (1973): Beiträge zur Kenntnis des Quartärs im Württembergischen Allgäu zwischen östlichen Bodensee und Altdorfer Wald. — Thesis, Univ. Tübingen. 149 pp.
- WELTEN, M. (1976): Das jüngere Quartär im nördlichen Alpenvorland der Schweiz auf Grund Pollenanalytischer Untersuchungen. — In: FRENZEL, B. (ed.), Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24: Quaternary Glaciations in the northern Hemisphere (1976): 53—75, 8 Fig., 1 Tab.; Deutsche Forschungs-Gemeinschaft, Bonn-Bad Godesberg.
- WOLETZ, G. (1958): Schwermineraluntersuchung. In: PLÖCHINGER, B., OBERHAUSER, R. & WOLETZ, G.: Das Molasseprofil längs der Bregenzer Ach und des Wirtatobels. — *Jb. Geol. B.-A.* 101: 317—319, 1 Tab.; Wien.

## Marine Interglacial Deposits in the Cuxhaven Area, NW Germany: A Comparison of Holsteinian, Eemian and Holocene Foraminiferal Faunas

KAREN LUISE KNUDSEN \*)

Holsteinian, Eemian, Holocene, core, biostratigraphy, foraminifers  
Hamburg, Neuwerk Island, Lower Saxony, Northwestern German Plain

**Abstract:** Interglacial foraminiferal faunas are described from Holsteinian, Eemian, and Holocene deposits in borings from the Cuxhaven area. These assemblages are compared with published faunal lists from corresponding interglacial deposits in NW Germany and Denmark.

The faunal succession of each interglacial sequence in the present area has its own characteristic features. Of particular interest is the fact that the presence and/or abundance of certain taxa in each of the interglacials may prove to be useful for correlation purposes in the southern North Sea area.

[Marine Interglazialablagerungen aus dem Raum Cuxhaven, NW-Deutschland: Ein Vergleich der Foraminiferen-Faunen von Holstein, Eem und Holozän]

**Kurzfassung:** Es werden interglaziale Foraminiferen-Faunen aus dem Holstein, dem Eem und dem Holozän für den Raum Cuxhaven beschrieben. Bei den bearbeiteten Proben handelt es sich um Material aus Kernbohrungen. Die Vergesellschaftungen werden mit vorliegenden Publikationen entsprechender Vorkommen aus Nordwestdeutschland und Dänemark verglichen.

Jede der 3 untersuchten Faunen hat typische Züge. Von besonderem Interesse ist die Tatsache, daß die Anwesenheit und/oder Häufigkeit bestimmter Taxa für das Gebiet der südlichen Nordsee stratigraphische Korrelationen ermöglicht.

### 1. Introduction

This paper describes and compares the foraminiferal faunas of marine Holsteinian, Eemian, and Holocene deposits in the Cuxhaven area, NW Germany. Results of the Holsteinian of the Neuwerk borings (figs. 1 and 2) have already been published (KNUDSEN 1988a).

The Holocene material examined here derives from the same Neuwerk borings, while the Eemian foraminifera have been collected from a boring nearby at



Fig. 1: Localities referred to in the text in NW Germany and S. Denmark. Filled rings = Holsteinian sites; open rings = Eemian sites; cross = Holocene sites.

Abb. 1: Lokalitäten in NW-Deutschland und S-Dänemark, die im Text näher erläutert sind.

Ausgefüllte Kreise = Holstein; offene Kreise = Eem; Kreuz = Holozän.

\*) Authors address: Dr. K. L. KNUDSEN, Geologisk Institut, Aarhus Universitet, DK—8000 Århus C, Denmark.

Lüdingworth (figs. 1 and 2). The latter boring was made by G. LINKE, Hamburg in 1981. The juxtaposition of these boreholes allows us to compare the faunal compositions of the three interglacial periods from a limited geographic region.

The interglacial faunas from the Cuxhaven area are also compared with some of the earlier records from Holsteinian, Eemian, and Holocene deposits in NW Germany and adjacent areas. Holsteinian assemblages from this region have previously been described by i. a. BUCH (1955), WOSZIDLO (1962), WIEGANK (1972), and KNUDSEN (1980, 1987a, 1987b, 1988a, 1988b, 1988c), while Eemian foraminiferal faunas have been examined by i. a. VAN VOORTHUYSEN (1957), LAFREZ (1963), KONRADI (1973), and KNUDSEN (1985). Foraminiferal faunas from Holocene deposits in borings of the southern North Sea were previously investigated by SØRENSEN (1980) und UFFENORDE (1982). Comparable Recent faunas were described by i. a. VAN VOORTHUYSEN (1960), HAAKE (1962), and RICHTER (1964a, 1964b, 1967).

The samples examined in the present study have been treated according to the laboratory methods described by MELDGAARD & KNUDSEN (1979) and KNUDSEN

(1988b). The percentage frequencies of the most common foraminiferal species are shown in range charts (figs. 4 and 7). Assemblage zones have been established in accordance with the definition given by HEDBERG (1976).

## 2. The Lüdingworth boring

The Lüdingworth boring is located about 10 km SE of Cuxhaven; TK 25 Westerwanna, R = 34,84460, H = 59,61030 (figs. 1 and 2). The level at the bore site is less than 1 m above present day sea-level. Marine interglacial sandy silts were found between 19.00 and 14.50 m depth in the borehole. Glacigenic sediments occurred both below and above the interglacial deposits, while the top of the sequence consisted of a Holocene peat overlain by marine sands, silts, and clays. The marine Holocene sequence has not been examined in the present study. A lithological description of the Lüdingworth boring, made by G. LINKE, is shown in fig. 3.

The stratigraphical position of the marine Eemian sequence at Lüdingworth is shown in fig. 8. HÖFLE et al. (1985, fig. 1) demonstrated, however, that

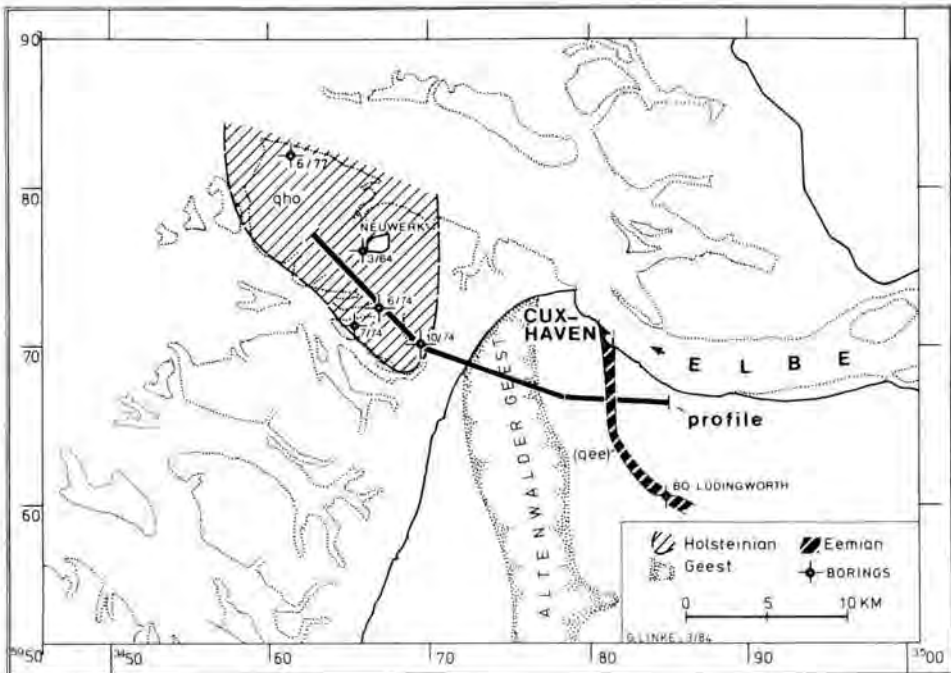
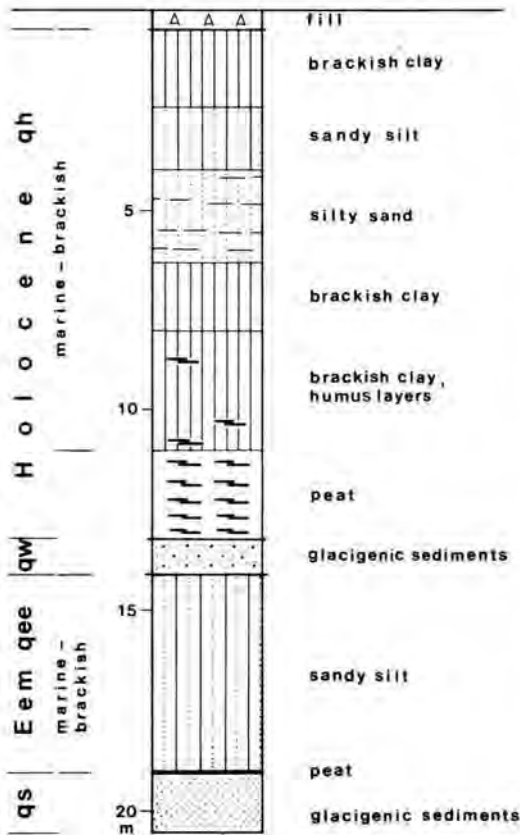


Fig. 2: Studied borings at Lüdingworth and in the Neuwerk area.

The areal extent of the marine Holsteinian and Eemian deposits are indicated (according to G. LINKE 1984). Dotted line indicates the extent of the present tidal flats.

Abb. 2: Untersuchte Bohrungen im Gebiet von Lüdingworth und Neuwerk. Die Verbreitung des marinen Eem und Holstein sind angegeben (Angaben nach G. LINKE 1984). Die punktierte Linie bezeichnet die heutige Gezeitengrenze.

## BO. LÜDINGWORTH



G. LINKE, 3/84

Fig. 3: Lithology of the Quaternary sequence in the Lüdingworth boring. qs = Saalian; qw = Weichselian (G. LINKE 1984).

Abb. 3: Lithologie der quartären Schichtenfolge in der Bohrung Lüdingworth. qs = Saale; qw = Weichsel (G. LINKE 1984).

marine conditions extended over a much larger area around Cuxhaven during the Eemian Interglacial than is indicated here.

### 2.1. Foraminiferal zonation and palaeoenvironment

The marine interglacial sequence has been subdivided into 3 foraminiferal assemblage zones, zones L1 to L3. The relative frequencies of the most common taxa in each sample is shown in the range chart, fig. 4.

Only one sample (18.75–19.00 m depth) is included in the lowermost zone L1. *Elphidium albiumbilicatum* is the dominant species, and *Nonion orbiculare*, *Buccella frigida*, *Elphidium incertum*, *E. williamsoni*,

and *Nonion germanicum* also occur. The sediment is rich in plant debris, and the foraminiferal tests are partly secondarily dissolved, probably by acidic ground water. The high frequency of *E. albiumbilicatum* in zone L1 points to an initial stage of a marine transgression (see also PENNEY 1985, fig. 3). According to LUTZE (1965) this species can tolerate extremely low salinities. Most of the species in zone L1 are the same as found in intertidal areas of the boreal faunal province today (i. a. VAN VOORTHUYSEN 1960; HAAKE 1962).

Assemblage zone L2 covers the interval from 18.75 to 16.50 m. The sharp rise in *Elphidium incertum* and *Buccella frigida* indicates a rapid change to deeper, sublittoral conditions and higher salinities. Other characteristic faunal elements include *Elphidium williamsoni*, *Nonion niveum*, and *N. orbiculare*. *E. albiumbilicatum* still occurs, together with low frequencies of *Ammonia batavus*. These faunas indicate temperate climatic conditions. The water depth may have been as much as 10–20 m. The rise in *Ammonia batavus* at the top of the zone L2 is an indication of a return to shallower, intertidal conditions.

*Ammonia batavus* dominates zone L3, but *Nonion germanicum* and *Elphidium albiumbilicatum* are still common species. This faunal composition, together with the marked rise in *Elphidium gunteri*, indicates extremely shallow water and reduced salinities (see also UFFENORDE 1982).

The complete Eemian marine transgression is, thus, preserved at Lüdingworth. Marine conditions were first established above a peat horizon at about 19 m depth (zone L1). The environment was initially brackish and shallow, but was rapidly superseded by a period with more saline, sublittoral conditions (zone L2). The final stage (zone L3) records a return to shallow, brackish waters consequent on a fall in sea-level.

### 2.2. Correlation and age

The foraminiferal faunas of the interglacial Lüdingworth sequence are comparable with those described from the Eemian of NW Germany (LAFRENZ 1963; KNUDSEN 1985; KUBISCH & SCHÖNFELD 1985) and adjacent areas in the Netherlands (VAN VOORTHUYSEN 1957), Denmark (KONRADI 1976; SØRENSEN 1980), GDR (WIEGANK 1972), and Poland (BRODNIOWICZ 1972).

Common to the Eemian faunas in the above-mentioned studies is the presence of *Nonion niveum*. This species is especially characteristic for Eemian faunas in the eastern part of the region, i. e. from the Oldenbützel area and eastwards to the areas around the Baltic Sea (see also KNUDSEN 1985). The two lusitanian

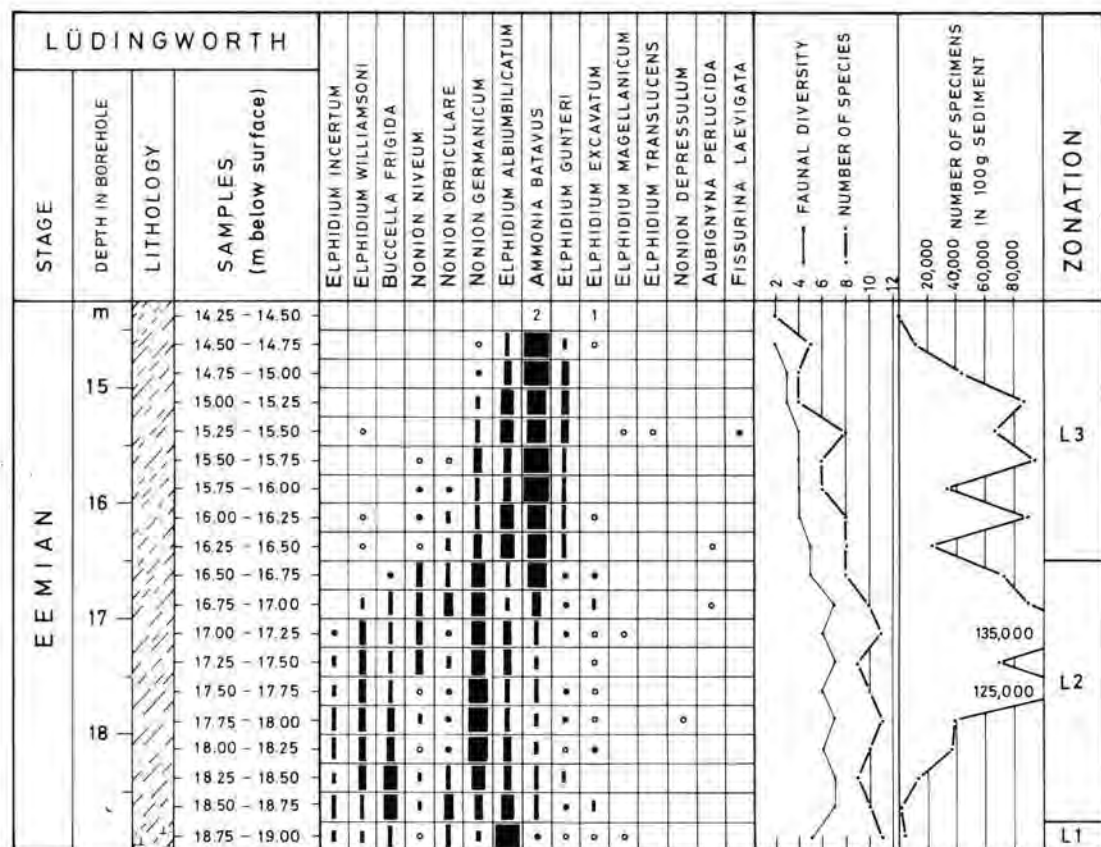


Fig. 4: Range chart for foraminiferal frequencies in the Eemian part of the Lüdingworth boring. Faunal diversity is used in accordance with WALTON (1964). Legend in fig. 5.

Abb. 4: Verbreitungsdiagramm der Foraminiferen im Eem-Anteil der Bohrung Lüdingworth. Faunen-Diversität nach WALTON (1964). Legende Fig. 5.

*Elphidium translucens* and *E. lidoense* also typically occur in most of the Eemian faunas (SØRENSEN 1980; KNUDSEN 1985). Only a single specimen of *E. translucens* was, however, found at Lüdingworth (fig. 4).

Pollen investigations of eight samples from the interglacial sediments at Lüdingworth were made by R. HALLIK and kindly placed at my disposal. His results confirm that the deposits are Eemian in age. A correlation between the foraminiferal zones and the pollen results is shown in fig. 6. Eemian pollen zones are here used in accordance with SELLE (1962) (see also MÜLLER 1974). The deepest pollen sample is from a level just below the first marine zone (no. 8 at 19.00–19.05 m depth). This was placed at the pollen zone I/II boundary, corresponding to the *Betula* fall/*Pinus* rise. Pollen zones II and IIIa are lacking due to transgressive erosion. A sample at the base of the marine sequence (sample no. 7, foraminiferal zone L1, fig. 6)

corresponds to the zone IIIa/IIIb boundary according to HALLIK, while the top sample from the marine sequence can be placed within the upper part of pollen zone IVb, i. e. towards the end of the *Carpinus* maximum. The pollen and foraminifera, thus, complement each other, as both indicate that the marine deposition was restricted to the true interglacial period.

### 3. The Neuwerk borings

Holsteinian foraminiferal faunas from borings at Neuwerk have been described in detail by KNUDSEN (1988a). The Holocene sediments from the same area were investigated by LINKE in 1970, but their foraminiferal faunas have not previously been described. The foraminiferal succession through the Holocene sequence is, thus, presented below for one of these borings (6/77), together with Holsteinian assemblages from a neighbouring boring (6/74, figs. 2 and 7).



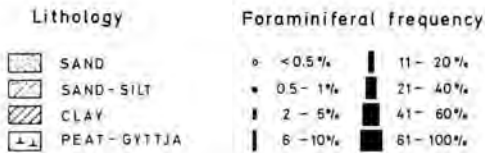


Fig. 5: Legend for the lithology and foraminiferal frequencies, fig. 4 and 7.

Abb. 5: Legende: Lithologie und Häufigkeit der Foraminiferen, Fig. 4 und 7.

### 3.1. The Holsteinian of Neuwerk 6/74

The marine sequence between 29.0 and 45.2 m depth in this boring has been referred to the Holsteinian Interglacial on the basis of both pollen and foraminifera (LINKE et al. 1985; KNUDSEN 1988a).

The faunal compositions in the assemblage zones EA, EW, and EN indicate a gradual change from a very shallow, intertidal habitat in the lower zone to slightly deeper, more open conditions in the top zone (see also KNUDSEN 1988a). Of a special interest is the co-occurrence of arctic taxa, such as *Elphidium ballandense* and *Nonion orbiculare*, with the lusitanian *Aubignyna perlucida*. Pollen analyses of the Holsteinian deposits from the Neuwerk area show that these marine sediments were deposited during the pollen zone 3 after LINKE & HALLIK (prel. comm. 1986, Inqua-Symposium: Holstein-Interglazial, Hamburg). This corresponds the pollen zone 3 of ERD (1973) and pollen zones VII/VIII of MÜLLER (1974).

The Holsteinian foraminiferal faunas correspond to those found in similar deposits in the adjacent areas of NW Germany, and especially those that indicate relatively direct access to normal marine North Sea waters in Schleswig-Holstein and at Hamburg (KNUDSEN 1988b).

### 3.2. The Holocene of Neuwerk 6/77

The marine Holsteinian deposits at Neuwerk are typically overlain by a 5–10 m thick sequence of glacial sediments (fig. 8), which are considered Saalian in age (LINKE 1970). This unit is overlain by marine Holocene silts and sands, at some places with a basal peat at the bottom. Holocene sediments here have a maximum thickness of about 25 m.

The marine Holocene of boring 6/77 is subdivided into two foraminiferal zones, zones H1 and H2. Each sample in this sequence spans an interval of 1 m of sediment.

## LÜDINGWORTH

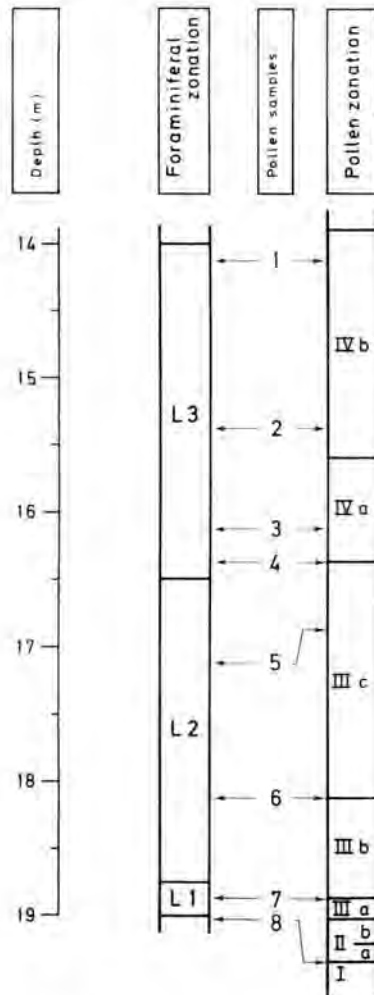


Fig. 6: Correlation of the Eemian foraminiferal zones at Lüdingworth with the Eemian pollen zonation of MÜLLER (1974).

Abb. 6: Korrelation der Eem-Foraminiferen-Zonen bei Lüdingworth mit den Pollen-Zonen nach MÜLLER (1974).

Zone H1 is dominated by *Ammonia batavus* and *Elphidium williamsoni*, but *Nonion germanicum*, *N. depressulum*, *Elphidium excavatum* forma *selseyensis* (see FEYLING-HANSEN 1972), *E. gunteri*, and *E. magellanicum* are also common species. The relative importance of *Elphidium gunteri*, together with low numbers of *E. albiumbilicatum* points to the presence of a shallow, brackish intertidal environment at the base of the sequence. The zone H1 fauna may, however, well represent two different types of environment. This is indicated by the occurrence of low

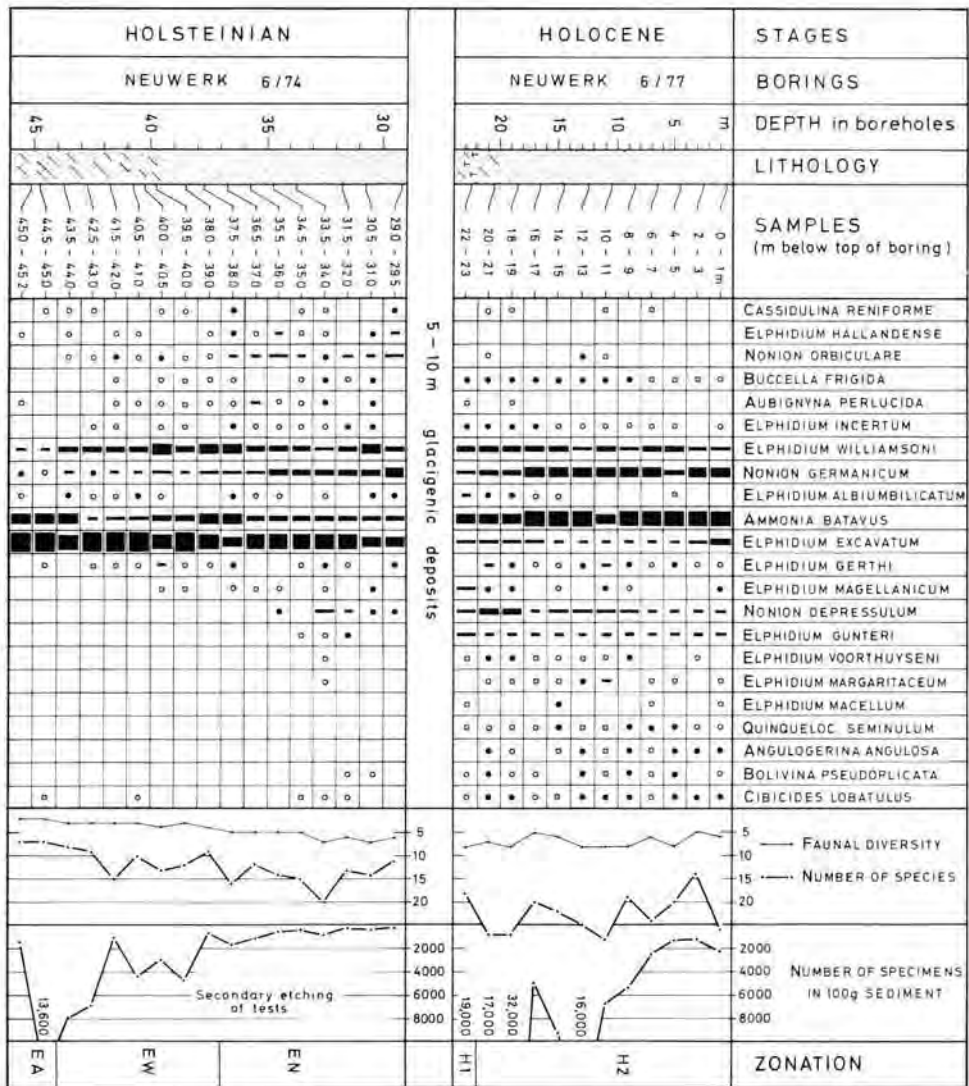


Fig. 7: Range chart for foraminiferal assemblages in Holsteinian and in Holocene deposits of two borings at Neuwerk. Legend in fig. 5.

Abb. 7: Verbreitungsdiagramm der Foraminiferen in den Holstein- und Holozän-Anteilen zweier Bohrungen bei Neuwerk. Legende Fig. 5.

numbers of several taxa that belong in shallow subtidal habitats in the North Sea today (see below).

The frequencies of *Elphidium gunteri* and *E. albiumbilicatum* decrease in the zone H2 assemblages. The presence of many accessory species, such as *Elphidium gerthi*, *E. voorthuyse*, *E. margaritaceum*, *Nonion depressulum*, *Bolivina pseudoplicata*, *Quinqueloculina seminulum*, etc. is a characteristic feature of the zone H2 faunas. This species composition seems to indicate more open conditions and maybe slightly

deeper water than in zone H1. The assemblages correspond to those found in intertidal and shallow subtidal environments of the southern North Sea today (HAAKE 1962; RICHTER 1967), and to Holocene faunas described by UFFENORDE (1982) and SØRENSEN (1980) from borings in the southern North Sea area.

The faunal diversity indices range from 5 to 8 through the total Holocene sequence. This corresponds to the values in the upper part of the Holsteinian sediments of the same area (fig. 7). The marked decrease in

specimen numbers towards the top of the Holocene may be an indication of relatively higher accumulation rates here. No secondary etching of foraminiferal tests is observed.

#### 4. Comparison of the interglacial foraminiferal faunas

A comparison of the Holsteinian and Holocene species composition in fig. 7 shows that the two are almost equal. Certain different characteristics do, however, occur, which may be useful for correlation purposes. One of these is the presence of certain arctic taxa in the Holsteinian deposits at Neuwerk. Arctic species are especially common in the early part of the Holsteinian Interglacial in both NW Germany and SW Denmark. They have, for example, been recorded in the Holsteinian of Eggstedt and Dockenhuden (KNUDSEN 1988b), at Wacken (KNUDSEN 1988c), and at the base of the Holsteinian at Tornskov (KNUDSEN 1987b). The co-occurrence of *Buccella frigida* and *Nonion orbiculare* can also be considered a characteristic feature throughout the marine Holsteinian of NW Germany and SW Denmark.

Another typical feature of the Holsteinian faunas in the southern North Sea area is the presence of the lusitanian species *Aubignyna perlucida* (see also KNUDSEN 1980, 1987b). This species occurs only sporadically both in the Holocene and in the Eemian Interglacial deposits in this region. It is normally much more common in the Holsteinian than was the case in the Neuwerk boring (fig. 7).

Eemian Interglacial faunas can be distinguished from the Holsteinian and Holocene faunas by the co-oc-

urrence of *Buccella frigida*, *Nonion orbiculare*, and *Nonion niveum*. These taxa are, for example, present in Eemian deposits at Lüdingworth (fig. 4), and they have been recorded at many other Eemian sites in the southern North Sea region, e. g. at Oldenbüttel (KNUDSEN 1985) and Stohl (KUBISCH & SCHÖNFELD 1985) in Schleswig-Holstein and at Tønder (SØRENSEN 1980) and Stensigmose (KONRADI 1976) in Denmark.

*Elphidium translucens* and *E. lidoense* are also very typically present in Eemian shallow water deposits in NW Germany and S. Denmark (e. g. LAFRENTZ 1963; KNUDSEN 1985; KONRADI 1976; SØRENSEN 1980), although they are rare or absent at Lüdingworth (fig. 4).

*Quinqueloculina padana*, another lusitanian species, is a characteristic element of deeper water Eemian deposits of N. Jutland, Denmark (KNUDSEN & LYKKE-ANDERSEN 1982; KNUDSEN 1984). This species is not found in Eemian intertidal deposits. Shallow subtidal and intertidal Eemian sediments may, however, be characterized by the presence of other lusitanian taxa, such as *Quinqueloculina aspera* and *Q. seminulum* var. *jugosa*. Both species requires normal marine salinities, and they have, for instance, been recorded in Eemian faunas along the North Sea coasts of the Netherlands (VAN VOORTHUYSEN 1957) and Denmark (SØRENSEN 1980). The latter taxa was also found in the Eemian of the western part of Schleswig-Holstein (LAFRENTZ 1963).

It is, therefore, normally possible to distinguish Eemian Interglacial faunas from other interglacial assemblages by their warmer water aspect. For unknown reasons lusitanian species are almost absent in the Eemian assemblages at Lüdingworth (fig. 4).

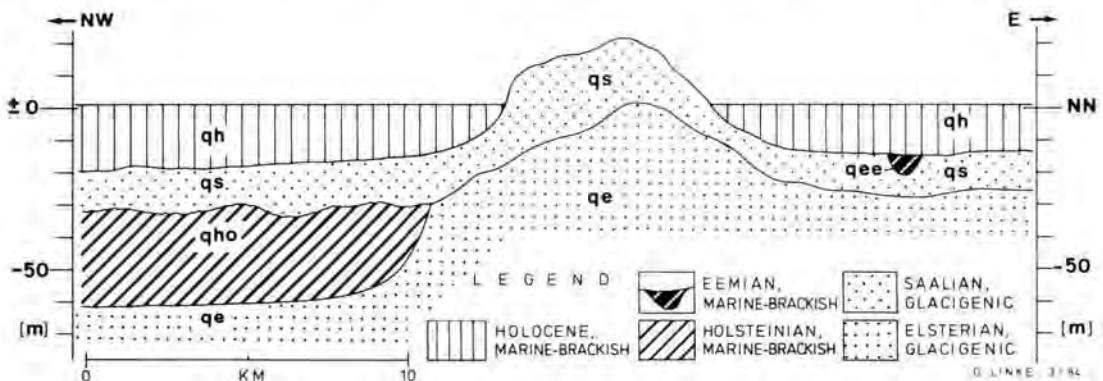


Fig. 8: Cross section through the Quaternary deposits from the Neuwerk area to the Lüdingworth area (G. LINKE 1984). Profile line is shown in fig. 2. (qh = Holocene; qee = Eemian; qs = Saalian; qho = Holsteinian; qe = Elsterian).

Abb. 8: Geologischer Schnitt durch Quartärablagerungen im Gebiet von Neuwerk bis Lüdingworth (G. LINKE 1984). Die Profilinie ist in Fig. 2 angegeben. (qh = Holozän; qee = Eem; qs = Saale; qho = Holstein; qe = Elster).

## 5. Foraminifera

The species mentioned in the text are arranged alphabetically in the following list. Only the most common occurring species and those which have been significant for the interpretation are mentioned here.

- Ammonia batavus* (HOFKER 1951)  
*Angulogerina angulosa* (WILLIAMSON 1858)  
*Aubignyna perlucida* (HERON-ALLEN & EARLAND 1913)  
*Bolivina pseudoplicata* HERON-ALLEN & EARLAND 1930  
*Buccella frigida* (CUSHMAN 1922)  
*Cassidulina reniforme* NØRVANG 1945  
*Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB 1798)  
*Elphidium albiumbilicatum* (WEISS 1954)  
*Elphidium excavatum* (TERQUEM) forma *selseyensis* (HERON-ALLEN & EARLAND 1911)  
*Elphidium gertbi* VAN VOORTHUYSEN 1957  
*Elphidium gunteri* COLE 1931  
*Elphidium hallandense* BROTZEN 1943  
*Elphidium incertum* (WILLIAMSON 1858)  
*Elphidium lidoense* CUSHMAN 1936  
*Elphidium macellum* (FICHEL & MOLL 1798)  
*Elphidium magellanicum* HERON-ALLEN & EARLAND 1932  
*Elphidium margaritaceum* CUSHMAN 1930  
*Elphidium translucens* NATLAND 1938  
*Elphidium voorthuyseni* HAAKE 1962  
*Elphidium williamsoni* HAYNES 1973  
*Fissurina laevigata* REUSS 1850  
*Nonion depressulum* (WALKER & JACOB 1798)  
*Nonion germanicum* (EHRENBERG 1940)  
*Nonion niveum* LAFRENZ 1963  
*Nonion orbiculare* (BRADY 1881)  
*Quinqueloculina aspera* D'ORBIGNY 1826  
*Quinqueloculina padana* PERCONIG 1954  
*Quinqueloculina seminulum* (LINNÉ 1758)  
*Quinqueloculina seminulum* var. *jugosa* CUSHMAN 1944

## 6. Acknowledgements

I am grateful to G. LINKE for placing the present material at my disposal and for valuable help during the work and to R. HALLIK for permission to use his unpublished palynological data from Lüdingworth. My thanks also to D. N. PENNEY for critically reading the manuscript and for improving the English text.

## 7. References

- BRODNIEWICZ, I. (1972): Pleistocene foraminifers of the area of the Lower Vistula River (Northern Poland). — *Acta Palaeont. Polonica*, 17 (4): 423—525; Warszawa.
- BUCH, A. (1955): De marine interglaciale lag ved Inderbjergum. Foraminiferfauna og stratigrafi. — *Medde dansk geol. Foren.*, 12 (6): 593—652; Copenhagen.
- ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. — *Z. geol. Wiss.*, 1: 1087—1103; Berlin.
- FEYLING-HANSEN, R. W. (1972): The foraminifer *Elphidium excavatum* (Terquem) and its variant forms. — *Micropaleontology*, 18 (3): 337—354; New York.
- HAAKE, F.-W. (1962): Untersuchungen an der Foraminiferen-Fauna im Wattgebiet zwischen Langeoog und dem Festland. — *Meyniana*, 12: 25—64; Kiel.
- HEDBERG, H. D. (ed.) (1976): International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure: 1—200; New York (Wiley & Sons).
- HÖFLE, H. C., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1985): Die Ausbreitung des Eem-Meeres in Nordwestdeutschland. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 35: 49—59; Hannover.
- KNUDSEN, K. L. (1980): Foraminiferal Faunas in Marine Holsteinian Interglacial Deposits of Hamburg-Hummelsbüttel. — *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 49: 193—214; Hamburg.
- (1984): Foraminiferal stratigraphy in a marine Eemian-Weichselian sequence at Apholm, North Jutland. — *Bull. geol. Soc. Denmark*, 32: 169—180; Copenhagen.
- (1985): Foraminiferal faunas in Eemian deposits of the Oldenbüttel area near the Kiel Canal, Germany. — *Geol. Jb.*, A 86: 27—41; Hannover.
- (1987a): Elsterian-Holsteinian foraminiferal stratigraphy in the North Jutland and Kattegat areas, Denmark. — *Boreas*, 16: 259—268; Oslo.
- (1987b): Foraminifera in the Late Elsterian-Holsteinian sequence at Tornskow in South Jutland, Denmark. — *Danm. geol. Unders., Serie B*, 10: 7—31; Copenhagen.
- (1988a): Foraminiferal faunas in Holsteinian Deposits of the Neuwark Area, Germany. — *Geol. Jb.*, A 88, in press; Hannover.
- (1988b): Late Elsterian-Holsteinian foraminiferal stratigraphy in borings of the Lower Elbe area, NW Germany. — *Geol. Jb.*, A 88, in press; Hannover.
- (1988c): Elsterian and Holsteinian foraminiferal faunas from the clay pit of Wacken in Schleswig-Holstein, NW Germany. — *Geol. Jb.*, A 88, in press; Hannover.
- & LYKKE-ANDERSEN, A.-L. (1982): Foraminifera in Late Saalian, Eemian, Early and Middle Weichselian of the Skærumhede I boring. — *Bull. geol. Soc. Denmark*, 30: 97—109; Copenhagen.
- KONRADI, P. B. (1976): Foraminifera in Eemian deposits at Stensigmosø, southern Jutland. — *Danm. geol. Unders., Række II*, 105: 1—57; Copenhagen.
- KUBISCH, M. & SCHÖNFELD, J. (1985): Eine neue „Cyprinen-Ton“-Scholle bei Stohl (Schleswig-Holstein): Mikrofauna und Grobfraktionsanalyse von Sedimenten der Eem-zeitlichen Ostsee. — *Meyniana*, 37: 89—95; Kiel.

- LAFRENZ, H. R. (1963): Foraminiferen aus dem marinen Riß-Würm-Interglazial (Eem) in Schleswig-Holstein. — *Meyniana*, 13: 10—46; Kiel.
- LINKE, G. (1970): Über die geologischen Verhältnisse im Gebiet Neuwerk/Scharhörn. — *Hamburger Küstenforschung*, 17: 17—58; Hamburg.
- , KATZENBERGER, O. & GRÜN, R. (1985): Description and ESR dating of a Holsteinian Interglaciation. — *Quaternary Science Reviews*, 4: 319—331; Oxford.
- LUTZE, G. F. (1965): Zur Foraminiferen-Fauna der Ostsee. — *Meyniana*, 15: 75—142; Kiel.
- MELDGAARD, S. & KNUDSEN, K. L. (1979): Metoder til indsamling og oparbejdning af prøver til foraminiferanalyser. — *Dansk Natur-Dansk Skole, Årsskrift 1979*: 48—57; Copenhagen.
- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holsteinzeitlichen Kieselgur von Muster-Breloh. — *Geol. Jb., A 21*: 107—140; Hannover.
- PENNEY, D. N. (1985): The Holocene Marine Sequence in the Løkken Area of Vendsyssel, Denmark. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 35: 79—88; Hannover.
- RICHTER, G. (1964a): Zur Ökologie der Foraminiferen. I. Die Foraminiferen-Gesellschaft des Jade-Gebietes. — *Natur und Museum*, 94: 343—353; Frankfurt am Main.
- (1964b): Zur Ökologie der Foraminiferen. II. Lebensraum und Lebensweise von *Nonion depressulum*, *Elphidium excavatum* und *Elphidium selseyense*. — *Natur und Museum*, 94: 421—430; Frankfurt am Main.
- (1967): Faziesbereiche rezenter und subrezenter Wattensedimente nach ihren Foraminiferen-Gemeinschaften. — *Senck. leth.*, 48 (3/4): 291—335; Frankfurt am Main.
- SELLE, W. (1962): Geologische und vegetationskundliche Untersuchungen an einigen wichtigen Vorkommen des letzten Interglazials in Nordwestdeutschland. — *Geol. Jb.*, 79: 195—352; Hannover.
- SØRENSEN, Aa. B. (1980): Kvartære aflejringsforaminiferer og stratigrafi i vadehavet vest for Højer. — Thesis, Geol. Inst., Univ. Århus: 1—146; Århus. (Unpubl.).
- UFFENORDE, H. (1982): Zur Gliederung des klastischen Holozäns im mittleren und nordwestlichen Teil der Deutschen Bucht (Nordsee) unter besonderer Berücksichtigung der Foraminiferen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 32: 177—202; Hannover.
- VOORTHUYSEN, J. H. VAN (1957): Foraminiferen aus dem Eemien (Riss-Würm-Interglazial) in der Bohrung Amersfoort I (Locus Typicus). — *Med. geol. Sticht., nieuwe ser.*, 11: 27—39; Maastricht.
- (1960): Die Foraminiferen des Dollart-Ems-Estuarium. In: Symposium Ems-Estuarium (Nordsee). — *Kon. Ned. Geol. Mijnb. k. Gen.*, 19: 237—269; 's-Gravenhage.
- WALTON, W. R. (1964): Recent foraminiferal ecology and paleo-ecology: 151—237. — In: IMBRIE, J. & NEWELL, N. D. (editors): *Approaches to Paleocology*. New York (Wiley & Sons).
- WIEGANK, F. (1972): Ökologische Analyse quartärer Foraminiferen. Beitrag zur Quartärstratigraphie in der nördlichen Deutschen Demokratischen Republik. — *Geologie*, 21, Beih. 77: 1—111; Berlin.
- WOSZIDLO, H. (1962): Foraminiferen und Ostrakoden aus dem marinen Elster-Saale-Interglazial in Schleswig-Holstein. — *Meyniana*, 12: 65—96; Kiel.

## Fluviatile Dynamik im Mittelwesertal während des Spätglazials und Holozäns

SUSANNE LIPPS \*)

Holocene, Bronze age, Iron age, terrace, Alluvial soil, chronology, lithostratigraphy, sand, silt, loam, flood sediment, clay mineral content, calcareous composition

Lower Saxony, Northwestern German Plain, Weser River Valley

**Kurzfassung:** Bei der Untersuchung der spätglazialen und holozänen Bildungen im Mittelwesertal wurde den Hochflutsedimenten sowie den sedimentären und sedentären Füllungen der vom Fluß verlassenen Altarme besondere Beachtung geschenkt. Dabei konnte eine Stratigraphie des Spätglazials und Holozäns erstellt werden, die durch einige grundlegende Ereignisse geprägt wird:

1. Im Spätglazial, spätestens in der Jüngeren Tundrenzeit, fand an der Mittelweser ein Umschwung vom "braided river" zum mäandrierenden Fluß statt, verbunden mit einer geringfügigen Tieferlegung der Talaue. Der Fluß lagerte nun Hochflutsedimente ab, die in der Regel sehr grobkörnig und geringmächtig sind. Ursache für den Umschwung dürfte die Erwärmung im Bölling oder Alleröd gewesen sein, die mit gleichmäßig über die Jahreszeiten verteilter Wasserführung des Flusses einherging.

2. Im jüngeren Atlantikum oder an der Wende Atlantikum/Subboreal kam es vermutlich zu einer noch näher zu untersuchenden Tieferlegung des Auenniveaus um etwa 3 m bei Stolzenau, die sich weiter flußabwärts, bei Verden, wegen des Effekts der Terrassenüberschneidung nicht mehr bemerkbar macht.

3. Seit der ausgehenden Bronzezeit scheint es im Einzugsgebiet der Weser verstärkt zu Rodungen gekommen zu sein. Von nun an bis weit ins Mittelalter hinein wurden an der Mittelweser tonige Hochflutsedimente (Auelehme) abgelagert, unterbrochen durch eine schwache Erosionsphase in der römischen Kaiserzeit.

4. Mit der Rodung der Talaue kam es an der Mittelweser zu einem krassen Umschwung im Sedimentationsgeschehen. Ab etwa 900 n. Chr. (bei Verden erst ab 1200 n. Chr.) wurde unter den veränderten Sedimentationsbedingungen schluffiger Auelehm abgelagert.

5. Im ausgehenden Mittelalter (etwa Mitte 14. Jh. bis um 1500) kam es zur Ablagerung von sandreichem Auelehm, wahrscheinlich als Folge der häufigen Starkregen und Überschwemmungen, die aus dieser Zeit überliefert sind.

6. Während der Neuzeit wurden entlang des nun weitgehend regulierten und eingedeichten Flusses erneut schluffige Auelehme abgelagert, die im flußnahen Bereich häufig kalkhaltig sind. Die Sedimentation dauert bis in die Gegenwart hinein an.

### [Late Glacial and Holocene River Dynamics in the Middle Weser Valley]

**Abstract:** The investigations on Late Glacial and Holocene deposits in the middle Weser valley concentrated on high-flood sediments as well as on sedimentary and sedentary fillings of abandoned river meanders. A stratigraphy of the Late Glacial and Holocene was developed in which some events are of fundamental importance:

1. During the Late Glacial, at latest in the younger Dryas period, change from a braided to a meandering river in connection with an insignificant deepening of the valley floor took place at the middle Weser river. Afterwards thin layers of coarsegrained high-flood sediments were deposited. This change may have been caused by climate improvements during the Late Weichselian (Bölling, Alleröd), when the flow of the river was almost constant during the whole year.

2. During the younger Atlantic or at the turn Atlantic/Subboreal an erosion phase is supposed to have happened which deepened the valley floor by the amount of about 3 m near Stolzenau. Further investigations are necessary. At the lower course of the Weser river, near Verden, the erosion phase cannot be traced because river terraces are overlapping in that area.

3. Probably clearings became more frequent in the surroundings of the Weser valley since the late bronze age. From then on until far into the middle Ages high-flood loam rich in clay was deposited at the middle Weser river. This phase was interrupted by a minor incision during the first centuries of the Christian era (Roman time in Germany).

4. Clearings in the valley floor of the middle Weser river caused a dramatic change in sedimentation. From about 900 A. C. (at the lower middle Weser river near Verden from about 1200 A. C.) a silty high-flood loam was deposited.

\*) Anschrift der Autorin: Dr. S. LIPPS, Nieders. Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D — 3000 Hannover.

5. During the late middle Ages (from the middle of the 14th century until about 1500 A. C.) deposition of high-flood loam rich in sand took place, which was probably due to heavy rains and floods whose frequent occurrence at that time has been delivered.

6. In modern times again silty high-flood loams were deposited along the now vastly regulated and diked Weser river. In the vicinity of the river those loams are frequently calcareous. The sedimentation still takes place today.

## Inhalt

1. Einleitung
2. Hochflutsedimente
  - 2.1. Spätglaziale und altholozäne Hochflutsedimente
  - 2.2. Der eisenzeitliche Auelehm (qh(1))
  - 2.3. Der mittelalterliche Auelehm (qh(2))
  - 2.4. Der neuzeitliche Auelehm (qh(3))
3. Rinnensedimente
4. Schriftenverzeichnis

### 1. Einleitung

Die Weser ist in der Vergangenheit ein Schlüsselgebiet für die Erforschung der jüngeren Flußgeschichte gewesen. Zahlreiche Untersuchungen, unter denen die Arbeiten von NATERMANN (1939a, b, 1941), NIETSCH (1955), LÜTTIG (1960) und STRAUTZ (1962) besonders hervorzuheben sind, beschäftigten sich insbesondere mit den Auelehmen der Weser. Vor etwa 25 Jahren verlagerte sich der Schwerpunkt der Forschung in andere Flußgebiete, und an der Weser war eine Revision der älteren Untersuchungen der fluviatilen Dynamik des Spätglazials und Holozäns überfällig.

Die vorliegende Arbeit entstand am Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLFb) im Rahmen eines von der DFG geförderten Forschungsprojekts unter der Leitung von Dr. C. HINZE und Dr. H. JORDAN (ausführliche Darstellung der Ergebnisse in LIPPS 1987). Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich im Mittelwesertal von Stolzenau über Nienburg, Hoya und Verden bis Achim südöstlich von Bremen, wobei Teile des unteren Allertals eingeschlossen sind (vgl. Abb. 1). Ziel der Untersuchungen war es, die Spätglazial- und Holozänstratigraphie zu erhellen. Insbesondere die Kenntnis der jungholozänen Flußgeschichte und der Stratigraphie der Rinnensedimente konnten erweitert werden.

Die pollenanalytische Bearbeitung von 137 Proben übernahm dankenswerterweise Herr Dr. H. MÜLLER

(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, vgl. Anhang in LIPPS 1987). Herr Dr. M. A. GEYH (NLFb) datierte 15 Proben mittels der 14C-Analyse. Auch ihm gilt mein Dank. Außerdem wurden zahlreiche sedimentologische und bodenchemische Untersuchungen von Mitarbeitern des NLFb und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe durchgeführt. Allen, die an den Untersuchungen beteiligt waren, sei hiermit gedankt.

Hilfreiche wissenschaftliche Diskussionen zum Thema wurden mit zahlreichen Mitarbeitern des NLFb und anderer Stellen, die hier nicht alle namentlich aufgeführt werden können, geführt. Ihnen allen gilt mein Dank. Schließlich bedanke ich mich bei all jenen, die durch ihren unermüdlichen Einsatz im Gelände zum erfolgreichen Abschluß der Arbeiten beigetragen haben.

Erläuterung der benutzten Abkürzungen:

q = Quartär

h = Holozän

N = Niederterrasse

qh(1) zeitliche Gliederung

qh(2) holozäner Sedimentations-

qh(3) phasen, (1) älter (2) älter (3)

/T = Ton

/U = Schluff

/S = Sand

/k = kalkig

/kf = kalkfrei

/F = Mudde

/Hn = Niedermoortorf

/W = Wasser

/y = anthropogen

### 2. Hochflutsedimente

Das spätweichselzeitliche und holozäne Sedimentationsgeschehen an der Mittelweser variierte in Abhängigkeit von lokalen Faktoren wie Flußgefälle, Talbreite, Nähe zur Mündung, Zufuhr von Material aus Nebenflüssen, Vegetationsgeschichte und historischer Entwicklung. Unter Berücksichtigung dieser Aspekte konnte mit Hilfe von 437 Handbohrungen eine detaillierte Stratigraphie insbesondere des jüngeren Holozäns entwickelt werden (vgl. Tab. 1), die sich auf zahlreiche pollenanalytische, archäologische und 14C-Datierungen stützt. Danach hat die Sedimentation der heute im Mittelwesertal weit verbreiteten Auelehme im wesentlichen erst in der vorrömischen Eisenzeit begonnen und mehr oder weniger kontinuierlich bis heute angehalten.

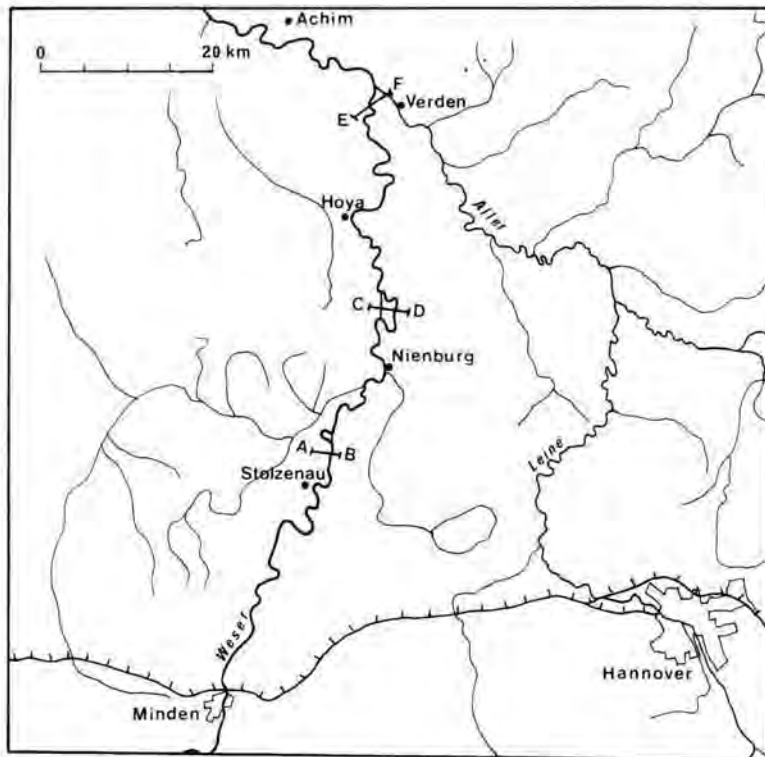


Abb. 1: Übersichtskarte.

## 2.1. Spätglaziale und altholozäne Hochflutsedimente

Im Mittelwesertal gibt es einige Hinweise auf eine spätglaziale bis altholozäne Terrasse, die bei Stolzenau größere Flächen einnimmt, wo sie nur geringfügig (etwa 1 m) in die Niederterrasse eingeschnitten ist, aber um etwa 3 m über der rezenten Talaua liegt. Unterhalb von Hoya überschneidet sich diese Terrasse mit den jüngeren Auenterrassen (vgl. 2.2) und liegt daher ungefähr im gleichen Niveau. Dort liegen etwa 1 m mächtige, schwach schluffige und tonige Sande, die durch ihre deutliche Marmorierung in den verschiedensten Farben auffallen. Eine Mudde im Liegenden dieser Sedimente konnte pollenanalytisch mit einiger Wahrscheinlichkeit in die Jüngere Tundrenzeit datiert werden. Es handelt sich hier vermutlich um ein Äquivalent der häufig beschriebenen und von LANG (1973) an der Leine ins Spätglazial datierten „Hochflutlehme“ bzw. der in Mitteldeutschland als „Tallehme“ bezeichneten, spätweichselzeitlichen oder altholozänen Hochflutsedimente (NEUMEISTER 1964).

Es fällt auf, daß die spätglaziale bis altholozäne Terrasse von Mäandern durchzogen ist, die den jungholozänen Mäandern der Weser in Form und Ausmaß entsprechen, wogegen auf der Niederterrasse oft noch das verzweigte Rinnensystem eines „braided river“ zu

erkennen ist, Mäander dagegen nur ansatzweise vorhanden ist. Auf dieses Phänomen und die Folgerungen, die sich daraus ergeben, wird in Kap. 3 eingegangen.

## 2.2. Der eisenzeitliche Auelehm (qh (1))

In der vorrömischen Eisenzeit, vielleicht schon in der ausgehenden Bronzezeit, setzt im gesamten Mittelwesertal eine tonige Auelehmsedimentation ein. Die Flußaua dürfte damals noch vollständig bewaldet gewesen sein, zunehmende Rodungen im Einzugsgebiet der Weser sorgten aber durch Bodenerosion für eine verstärkte Sedimentfracht des Flusses. Dank der Bewaldung dürfte die Fließgeschwindigkeit der sich in der Aue ausbreitenden Hochwässer gering gewesen sein, weshalb es vorwiegend zu toniger Sedimentation kam.

Der Tongehalt des qh(1) beträgt im Mittel 40 %, vereinzelt aber auch deutlich darüber. Die Färbung des tonigen Auelehms ist rötlich, sofern in ihm keine reduzierenden Verhältnisse herrschen. Bei Stolzenau erreicht der eisenzeitliche Auelehm Mächtigkeiten von 1,5–2 m (vgl. Abb. 2) und liegt andeutungsweise auf einer Terrasse. Seine Ablagerung war, wie aus archäologischen Funden hervorgeht, gegen 300



Tab. 1: Chronologie der Auelehmsedimentation

Jahre AD	Klimaabschnitte n. OVERBECK 1975	Pollenzonen n. OVERBECK	Kulturperioden in NWD	obere M.-Weser (LIPPS)	untere M.-Weser (LIPPS)	untere Aller (LIPPS)	Mittelweser (STRAUTZ 1962)	Mittelweser (LÜTTIG 1960)	Main (SCHIRMER 1980)	
1500	Jüngeres Subatlantikum	XIIc <sup>NWD</sup>	Neuzeit	qh (3)	qh (3)	qh (3) /kf	qh (4)	qh (3)	Viereth-Phase	
		XIIb <sup>NWD</sup>					qh (3)		Staffelbach-Phase	
		XIIa <sup>NWD</sup>	Mittelalter	qh (2) /S,U	qh (2) /S	qh (2) /U,S	Erosionsphase	qh (2)	Unterbrunn-Phase	
				qh (2) /U	qh (2) /U					
1000	Älteres Subatlantikum	XIN <sup>NWD</sup>	Völkerwand.-Zeit	qh (2) /T	qh (2) /T	qh (2)	qh (2)	Erosionsphase	Zettlitz-Phase	
röm. Kaiserzeit										Erosionsphase
500		XN <sup>NWD</sup>	vorröm. Eisenzeit	qh (1)	qh (1) (?)	qh (1) (?)	qh (1) (?)	qh (1) (?)	Erosionsphase	Zettlitz-Phase
0										
-500	Subboreal	IX <sup>NWD</sup>	Bronzezeit				qh (1)	qh (1)		
-1000										
-1500										

NWD = Nordwestdeutschland

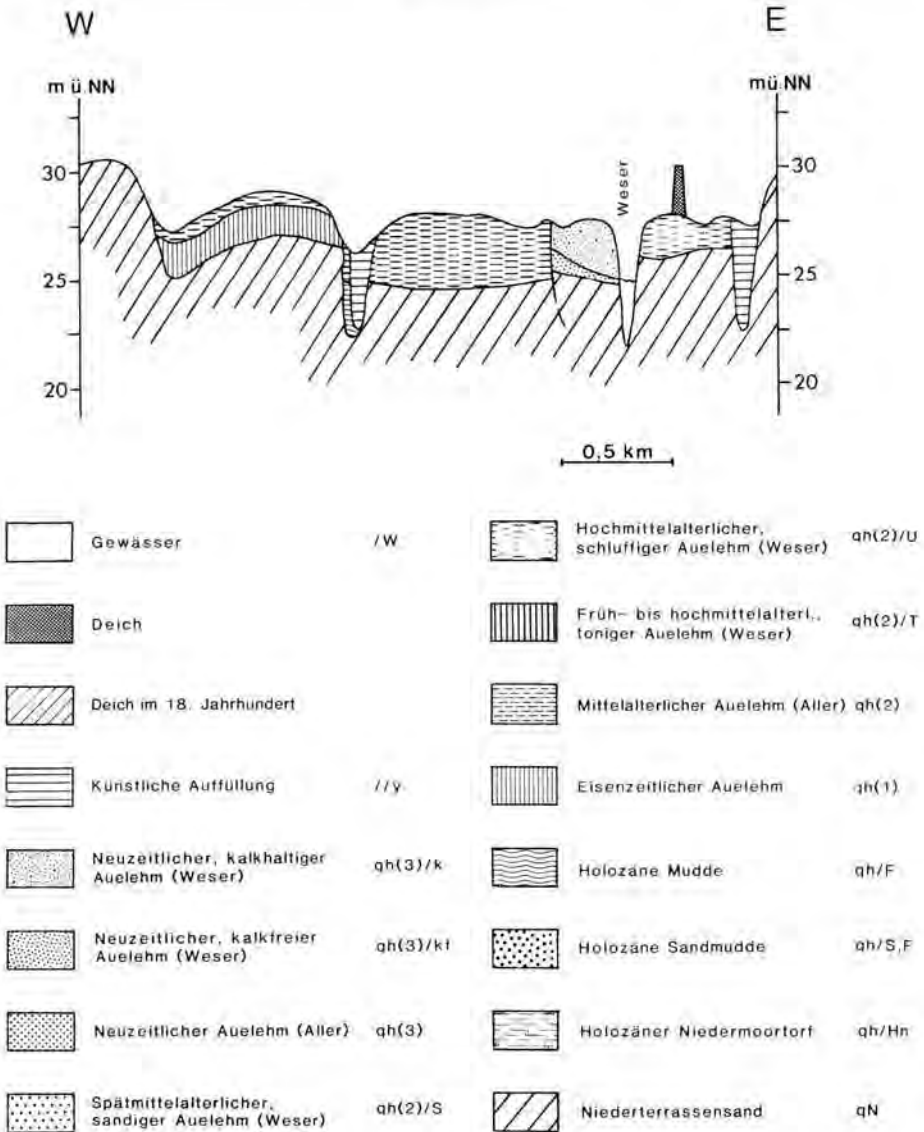


Abb. 2: Profil Landesbergen (A—B).

v. Chr. weitgehend beendet (siehe auch STRAUTZ 1962). Danach scheint es zu einer geringfügigen Tierferlegung des Auenniveaus gekommen zu sein, die allerdings von Nienburg an flußabwärts nicht mehr nachzuweisen ist (vgl. Abb. 3). Dort existiert der qh(1) als eigenständiger Auelehmkörper nicht. Es gibt lediglich vereinzelte Hinweise darauf, daß er sich an der Basis jüngerer Auelehmdecken befindet. Offensichtlich handelt es sich hier um einen Fall von Terrassenüberschneidung.

Im Allertal konnten bisher nur geringfügige Reste einer qh(1)-Sedimentation nachgewiesen werden.

### 2.3. Der mittelalterliche Auelehm (qh(2))

Im frühen Mittelalter fand im Mittelwesertal erneut tonige Auelehmsedimentation statt (qh(2)/T). Petrographisch ist der qh(2)/T nicht vom qh(1) zu unterscheiden. Im Stolzenauer Raum trennt jedoch eindeutig eine Terrassenstufe die beiden Auelehmkörper. Der qh(2)/T wird sehr mächtig (bis über 3 m) und ist insbesondere im Weser/Aller-Urstromtal bei Verden weit verbreitet (vgl. Abb. 4). Hier bilden qh(1) und qh(2)/T vermutlich einen gemeinsamen, tonigen Auelehmkörper. Die Sedimentation scheint mehr oder weniger kontinuierlich von der späten Bronze-

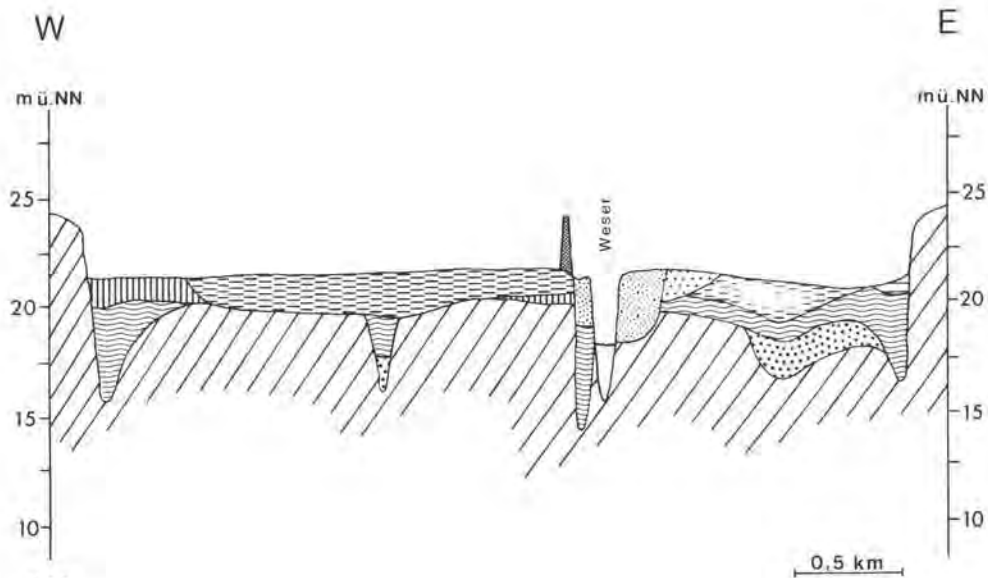


Abb. 3: (links) Profil Rohrsen (C—D)

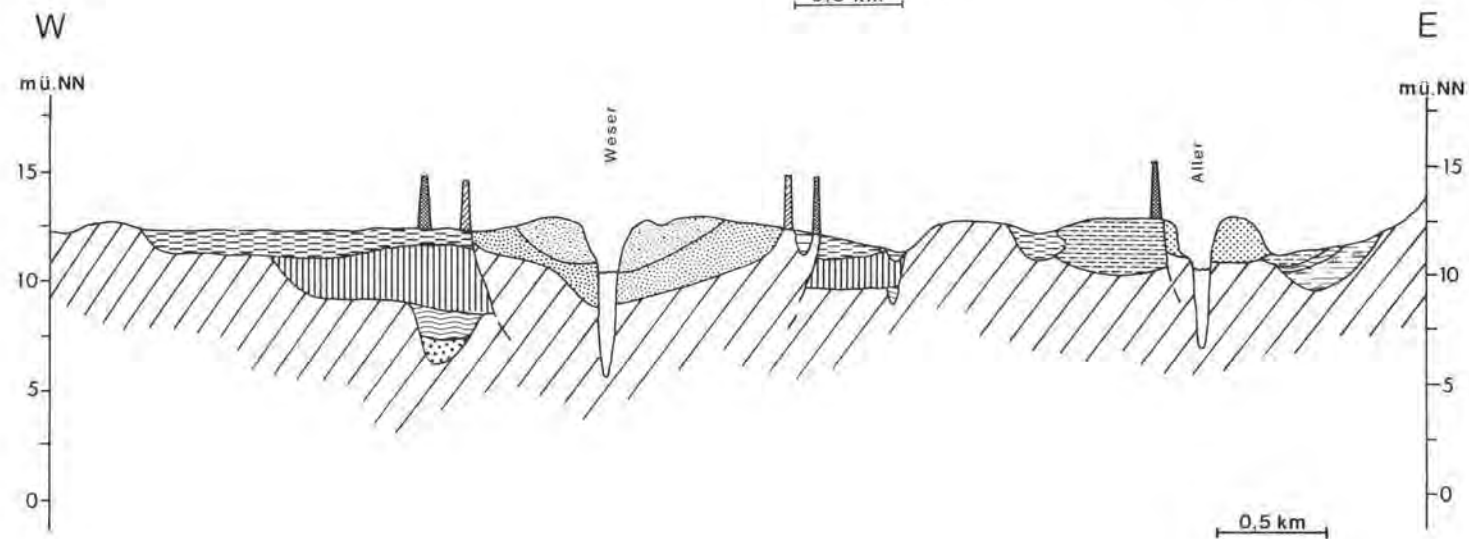


Abb. 4: (unten) Profil Klein-Hutbergen (E—F)

zeit bzw. frühen Eisenzeit bis ins Mittelalter hinein stattgefunden zu haben.

Die Ablagerung des qh(2)/T dauerte bei Stolzenau etwa bis zum Jahr 900 n. Chr. an, weiter westerabwärts aber deutlich länger, bei Verden wahrscheinlich bis 1200 n. Chr. Danach kam es zu einem recht plötzlichen Umschwung im Sedimentationsgeschehen. Von nun an wurden bräunliche Auelehme mit wesentlich geringeren Tongehalten (um 25 %) abgelagert, vorherrschende Korngröße ist der Schluff (qh(2)/U). Wie konnte es zu diesem krassen Umschwung kommen? Als Erklärung bietet sich die verstärkte Rodung sowohl der Talaue als auch des Einzugsgebiets der Weser zwischen dem 9. und 12. Jahrhundert an (vgl. NATERMANN 1941; MENSCHING 1951). Bei Stolzenau dürfte sich schon vor dem Jahre 1000 n. Chr. die innerhalb eines oder weniger Jahrzehnte ablaufende Umstellung der Wirtschaftsweise, die von Kirche und fränkischer Grundherrschaft erzwungen wurde (vgl. NATERMANN 1941; TÜXEN 1983), auf die Auelehmablagerung ausgewirkt haben. In den gerodeten Talauen war die Fließgeschwindigkeit der Hochwässer plötzlich viel größer geworden, womit die Voraussetzungen für grobkörnigere Sedimentation geschaffen waren. Stärkere Hochwasserspitzen, verursacht durch den Fortfall der Rückhaltefunktion der natürlichen Vegetation im Einzugsgebiet, führten sogar noch zu einer 0,5 bis 1 m mächtigen Anlandung von qh(2)/U auf den früher weitgehend hochwasserfrei gewesenem qh(1)-Terrassen. Weiter flußabwärts scheint die Rodung der Talaue erst später stattgefunden zu haben. Auch macht sich der Rückstau der Tide, die bis Bremen reicht, wohl schon in verringerter Fließgeschwindigkeit der Hochwässer bemerkbar, ein Effekt, der für Springfluten sogar historisch überliefert ist (v. HORN 1964).

Im ausgehenden Mittelalter geht dann im gesamten Mittelwesertal die schluffige in eine schluffig-feinsandige Auelehm sedimentation (qh(2)/S) mit Sandgehalt um 30 % über. Die Tongehalte liegen nur noch bei 12 %. Der qh(2)/S nimmt bei Stolzenau nur geringe Flächen ein, ist aber weiter flußabwärts, insbesondere im Raum Hoya, weit verbreitet. Er ist in seinem flächenhaften Vorkommen schon deutlich an den heutigen Flußlauf angelehnt und bildet darüber hinaus häufig die Füllung von tiefen Erosionstrinnen in älteren Auenbereichen. Häufig wird der qh(2)/S zur heutigen Weser hin durch die alte Deichlinie begrenzt, wie aus einer Auswertung der Kurhannoverschen Landesaufnahme aus dem 18. Jahrhundert hervorgeht. Da seit etwa 1500 n. Chr. ein geschlossener Deichschutz besteht (v. HORN 1964), der qh(2)/S aber nach pollenanalytischen Untersuchungen nicht älter als das ausgehende 14. Jahrhundert ist, kann seine Bildungszeit sehr eng eingegrenzt werden. Als

Ursache für die grobkörnige Sedimentation im ausgehenden Mittelalter kommt die Klimaverschlechterung im 14. Jahrhundert in Frage, die nach BORK (1985) die folgenreichste hygrische Klimaschwankung der letzten 13 Jahrhunderte gewesen sein soll. Außerordentliche Starkregen und damit verbundene Hochwässer, vielleicht auch die zusätzliche Rodung, die im Hochmittelalter ihren Höhepunkt erreicht hatte, könnten die Ablagerung des grobkörnigen qh(2)/S verursacht haben.

Im Allertal sind während des Mittelalters vorwiegend stark sandige Auelehme oder Auensande abgelagert worden. Eine Differenzierung in verschiedenaltige Auelehmdecken wie an der Mittelweser ist nicht möglich. Bei den geringmächtigen tonigen Lagen, die gelegentlich dem qh(2) der Aller eingeschaltet sind, dürfte es sich um eine unter Waldbedeckung in sumpfigeren Auenbereichen entstandene Fazies handeln.

Während des Mittelalters mündete die Aller erst bei Achim in die Weser. Dies läßt sich sowohl anhand von Altarmen als auch von Allersedimenten weit unterhalb der heutigen Mündung nachweisen. Eine Vermischung des qh(2) der Weser und der Aller hat vor der damaligen Mündung nicht stattgefunden, obwohl über mehrere Kilometer hinweg eine gemeinsame Talaue benutzt wurde. Vielmehr ist die Grenze zwischen Weser- und Allerauelehmen recht scharf und wird durch zahlreiche Niederterrasseninseln markiert.

#### 2.4. Der neuzeitliche Auelehm (qh(3))

Während der Neuzeit wurde im Mittelwesertal wiederum schluffiger Auelehm (qh(3)) abgelagert. Man findet ihn in einem schmalen Streifen entlang des heutigen Flußlaufs. Nur in Flußschlingen, wo durch Wanderung der Mäander in der Neuzeit noch Ausräumung älterer Auelehmdecken stattgefunden hat, nimmt er größere Flächen ein. In Flußnähe ist der qh(3) meist kalkhaltig (bis zu 5 % Kalkgehalt, qh(3)/k), in flußferneren Bereichen dagegen in der Regel völlig entkalkt (qh(3)/kf). Die Frischsedimentzufuhr ist dort zu gering, um den Entkalkungsprozeß aufzuhalten (vgl. OELKERS 1970).

Der qh(3)/kf ist dem qh(2)/U sehr ähnlich, weist aber oft einen höheren Sandgehalt (10–20 %) auf. Damit ist er immer noch deutlich feinkörniger als der qh(2)/S, was ein weiterer Hinweis auf klimatische Ursachen für die Grobkörnigkeit des spätmittelalterlichen qh(2)/S ist. Bei Stolzenau scheint der qh(3) ab 1600 entstanden zu sein (vgl. STRAUTZ 1962). Von Hoya an flußabwärts ist er eindeutig an den nicht eingedeichten Bereich in Flußnähe gebunden. Da die Deiche etwa seit 1500 (s. o.) in ihrer heutigen Form

bestehen, abgesehen von Deichbegradigungen, die nach dem 2. Weltkrieg durchgeführt wurden, muß der qh(3) in der Neuzeit entstanden sein. Seine Ablagerung dauert bis heute an, wie noch im Winter und Frühjahr 1987 nach Hochwässern zu beobachten war.

Die Aller lagerte während der Neuzeit einen stark sandigen Auelehm bis Auesand ab, in dessen Sandfraktion der Grobsand vorherrscht. Der qh(3) der Aller ist generell kalkfrei, was wohl auf seine Grobkörnigkeit zurückzuführen ist, denn im Liegenden des qh(3)-Auelehms wurden kalkhaltig, feinklastische Rinnensedimente gefunden. Eine Vermischung von Weser- und Allersedimenten findet erst einige Kilometer abwärts von der Mündung statt.

### 3. Rinnensedimente

Der mäandrierende Fluß hat während des Spätglazials und Holozäns immer wieder sein Flußbett verlagert. Die dabei entstandenen Altarme sind nach und nach verlandet. In diesen Rinnen wurden in der Regel Mudden sedimentiert, manchmal entwickelte sich ein verlandender Altarm auch zum Niedermoor. Häufig finden sich Mudden und Torfe in Wechsellagerung.

Während oberhalb von Hoya, also bevor die Weser in das Urstromtal der Aller eintritt, meist nur schmale Rinnen auftreten, die in ihren Ausmaßen dem heutigen Flußbett entsprechen, scheint das Gebiet um die Allermündung herum vor der Ablagerung der Auelehmdecken, also vielleicht bis in die Bronzezeit hinein, weitflächig versumpft gewesen zu sein.

Bei Stolzenau können zwei Generationen von Rinnen unterschieden werden (vgl. 2.1). Die Rinnenfüllungen der Mäander auf der 3 m-Terrasse bei Stolzenau sind zwischen Spätglazial und Atlantikum vom Fluß verlassen worden. Der Fluß hat also schon unter spätglazialen Bedingungen mäandriert, was auch im Main (SCHIRMER 1980) und im polnischen Tiefland (KOZARSKI & ROTNICKI 1977) der Fall war. Der genaue Zeitpunkt für den Umschwung vom "braided river" zum mäandrierenden Fluß läßt sich für die Mittelweser noch nicht angeben. Er liegt aber vor der jüngeren Tundrenzeit. Im Bölling oder Alleröd könnte es also erste Mäander gegeben haben.

Die Rinnen in der rezenten Talaue sind dagegen nicht vor dem jüngeren Atlantikum, wahrscheinlich aber erst vom Subboreal an vom Fluß verlassen worden. Vermutlich kam es im jüngeren Atlantikum oder an der Wende Atlantikum/Subboreal bei Stolzenau zu einer Tieferlegung des Auenniveaus um etwa 3 m, während die Aue ihre Höhenlage davor vom Spätglazial an und danach bis heute jeweils praktisch nicht

verändert hat. Genauere Untersuchungen zu diesem Phänomen stehen noch aus. Ähnliche Beobachtungen werden auch aus anderen Flußgebieten beschrieben, so von der Ems (ROESCHMANN 1960; MÜLLER 1956), aus Mitteldeutschland (NEUMEISTER 1964) und aus dem polnischen Tiefland (KOZARSKI & ROTNICKI 1977; KOZARSKI 1983).

Unterhalb von Hoya existiert keine morphologische spätglaziale oder holozäne Terrasse. Eine Einschneidungsphase im Holozän hat es in diesem Bereich sicherlich nicht gegeben. Jedoch sind auch hier spätweichselzeitliche Mäander dokumentiert (vgl. 2.1), allerdings im Niveau der jüngeren Rinnen. Das untere Mittelwesertal und das untere Allertal sind vor Ablagerung der Auelehmdecken streckenweise flächenhaft versumpft gewesen. Die sumpfigen Streifen sind oft mehr als 1 km breit, also über zehnmal so breit wie das rezente Flußbett. Ein breiter Niedermoorstreifen am östlichen Talrand hat vom Atlantikum (evtl. schon vom Boreal) bis heute im Auenniveau kontinuierlich bestanden. Mit dem ausgehenden Atlantikum oder frühen Subboreal dehnte sich die Versumpfung mit Mudde- und Torfbildung dann über größere Flächen aus. Ihren Höchststand erreichte sie zu Beginn des jüngeren Subatlantikums, etwa zwischen 900 und 1200 n. Chr. Aus dieser Zeit stammen die im Mündungsdreieck von Weser und Aller weit verbreiteten, nur 0,5 m mächtigen Mudden, die später von Auelehm überdeckt wurden. Ab etwa 1200 beschränkte sich die Versumpfung dann wieder auf einen schmalen Streifen am östlichen Talrand.

### 4. Schriftenverzeichnis

- BORK, H.-R. (1985): Mittelalterliche und neuzeitliche lineare Bodenerosion in Südniedersachsen. — *Hercynia N. F.*, 22, 3: 259—279; Leipzig.
- HORN, W. VON (1964): Deichgeschichte des Weser-Aller-Dreiecks. — 193 S.; Verden (Stedorfer und Westener Deichverband).
- KOZARSKI, S. (1983): The Holocene Generation of Paleomeanders in the Warta River Valley, Great Polish Lowlands. — *Geol. Jb. A* 71: 109—118, 5 Abb.; Hannover.
- & ROTNICKI, K. (1977): Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the late Wurm and Holocene. — *Quaestiones Geographicae*, 4: 51—95; Poznań.
- LANG, H. D. (1973): Erläuterungen zur Geol. Karte von Niedersachsen 1:25 000, Blatt 3323 Schwarmstedt. — 78 S., 12 Abb., 13 Tab., 1 Kt.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- LIPPS, S. (1987): Fluviatile Dynamik nordwestdeutscher Flüsse im Jungquartär. — *Ber. Arch. NfB* 101 213: 66 S., 5 Abb., 4 Tab., 37 Profile, 2 Kt., Anhang von H. MÜLLER (15 S., 1 Tab.); Hannover. — [Unveröff.].

- LÜTTIG, G. (1960): Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 11: 39—50, 4 Abb.; Öhringen.
- MENSCHING, H. (1951): Die Entstehung der Auelehmdecken in Nordwestdeutschland. — *Proc. 3 rd intern. Congr. Sediment. 5.*—12. Juli 1951: 193—210, 7 Abb.; Groningen-Wageningen.
- MÜLLER, H. (1956): Ein Beitrag zur holozänen Emstalentwicklung zwischen Meppen und Dörpen auf Grund von pollenanalytischen Untersuchungen. — *Geol. Jb.*, 71: 491—504, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- NATERMANN, E. (1939a): Zur Geologie der Wesermarsch oberhalb Achim. — *Abh. Naturw. Ver. Bremen*, XXXI, 1: 154—167, 7 Abb.; Bremen.
- (1939b): Zeitbestimmung einer Flußverlagerung auf Grund der Auelehmbildung. — *Abh. Naturw. Ver. Bremen*, XXXI, H. 2, 326—334, 3 Abb.; Bremen.
- (1941): Das Sinken der Wasserstände der Weser und ihr Zusammenhang mit der Auelehmbildung des Westertales. — *Archiv f. Landes- und Volkskunde von Niedersachsen*, 9: 288—309, 8 Abb.; Göttingen.
- NEUMEISTER, H. (1964): Beiträge zum Auelehmproblem des Pleiße- und Elstergebietes. — *Wissensch. Veröff. dt. Inst. Länderkunde, N. F.*, 21/22: 65—131, 4 Abb., 1 Tab., 8 Fotos; Leipzig.
- NIETSCH, H. (1955): Hochwasser, Auenlehm und vorgeschichtliche Siedlung. Ein Beitrag auf der Grundlage des Westergebietes. — *Erdkunde*, 9, 1/4: 20—39, 8 Abb.; Bonn.
- OELKERS, K.-H. (1970): Die Böden des Leinetales, ihre Eigenschaften, Verbreitung, Entstehung und Gliederung, ein Beispiel für die Talböden im Mittelgebirge und dessen Vorland. — *Beih. Geol. Jb.*, 99, *Bodenkd. Beitr.*: 71—151, 16 Abb., 5 Tab., 5 Taf.; Hannover.
- PREUSS, H. (1979): Die holozäne Entwicklung der Nordseeküste im Gebiet der östlichen Wesermarsch. — *Geol. Jb.*, A 53: 3—84, 25 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- ROESCHMANN, G. (1960): Die Grundwasserböden des Emstales zwischen Rheine und Papenburg und ihre Beziehungen zur Geschichte des Emstlaufes. — *Geol. Jb.*, 77: 741—820, 2 Taf., 11 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1980): Exkursionsführer zum Symposium Franken. Holozäne Talentwicklung — Methoden und Ergebnisse. — 210 S.; Düsseldorf. — [Unveröff.]
- STRAUTZ, W. (1962): Auelehmbildung und -gliederung im Weser- und Leinetal mit vergleichenden Zeitbestimmungen aus dem Flußgebiet der Elbe. — *Beitr. Landespflege*, 1: 273—314; Stuttgart.
- STREIF, H. (1975): Versuch einer Bilanzierung der Sedimentation im Küstenholozän Ostfrieslands. — *Geol. Jb. A* 28: 3—14, 1 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- TÜXEN, J. (1983): Vor- und Frühgeschichte / Dorfentwicklung. — In: *Gemeinde Leese (Hrsg.): 800 Jahre Gemeinde Leese*, 13—108; Stadthagen (Selbstverlag).

Manuskript eingegangen am 20. 8. 1987.

## Spätquartäre Sedimentationsgeschichte des Meerfelder Maares (Westeifel). — Mikrostratigraphie jahreszeitlich geschichteter Seesedimente

BERND ZOLITSCHKA \*)

Maar, lake sediment, core, Alleröd, Dryas, Boreal, Atlantic,  
lithostratigraphy, silt, clay, varve, pumice, charcoal, human activity

Rhineland Palatinate, Eifel Mountains

**Kurzfassung:** Zwei Sedimentkerne aus dem zentralen Teil des Meerfelder Maares wurden mikrostratigraphisch ausgewertet. Diatomologische Untersuchungen weisen die überwiegend organischen Ablagerungen als jahreszeitlich geschichtet aus. Die daraufhin durchgeführte Warvenzählung erlaubt es, jeden Sedimentabschnitt absolut zu datieren.

Klimaschwankungen und anthropogene Einflüsse können nachgewiesen und datiert werden. Sie steuern den wechselnden Sedimentaufbau und erklären die unterschiedlichen Sedimentationsraten.

[Late Quaternary History of Sedimentation  
in the Meerfelder Maar (Western Eifel). —

Microstratigraphy of Annually Laminated Lake Sediments]

**Abstract:** Two sediment-cores out of the central part of Meerfelder Maar/Westeifel (F.R.G.) have been analysed microstratigraphically. Diatomological investigations proved, that the prevailing organic deposits are annually laminated. Thereupon a varve-count has been carried out.

In addition to precise absolute dating of the late- and post-glacial deposits, varved sediment-sequences provide a lot of informations for paleoenvironmental research.

This paper describes the history of sedimentation during the last 11000 years. Using sedimentation rates and the structure of varves it is possible to recognize influences of human activities since neolithic times and even of minor postglacial climatic variations.

### 1. Einleitung

Die absolute Altersbestimmung mit jahreszeitlich geschichteten Seesedimenten, die Warvenchronologie, führte DE GEER (1912) als Datierungsmethode in die

Quartärgeologie ein. Zusätzlich zur Datierung lieferte die mikrostratigraphische Auswertung der Sedimente eine Fülle von palökologischen Informationen. Damit eröffneten sich neue Wege zur Interpretation von Seesedimenten, die jedoch lange Zeit auf Bändertonabschlüsse, also auf glaziale Warven, in Skandinavien und Nordamerika beschränkt blieben. Erst als der technische Fortschritt die Entnahme von Proben aus rezenten Seen gestattete und verbesserte Präparations-techniken zur Verfügung standen, konnte die Warvenchronologie auch bei den nichtglazialen Warven in Mitteleuropa eingesetzt werden. Nichtglaziale Warven unterscheiden sich von glazialen Warven durch Dominanz der im See produzierten, endogenen Komponenten wie organische Substanz, Diatomeen und biogen gefälltem Kalzit. Glaziale Warven werden aus eingeschwemmten, minerogenen Komponenten aufgebaut.

Bis heute liegen nur wenige mikrostratigraphische Untersuchungen von Sedimenten aus rezenten Seen vor. Zudem sind häufig nur einzelne Zeitabschnitte bearbeitet worden (GEYH, MERKT & MÜLLER 1971; SAARNISTO, HUTTUNEN & TOLONEN 1977; KEMPE & DEGENS 1979; RENBERG & SEGERSTRÖM 1981). An den limnischen Ablagerungen des Meerfelder Maares wurde erstmals in Mitteleuropa an nichtglazialen Warven eine nahezu lückenlose mikrostratigraphische Analyse des gesamten Holozäns und des Spätglazials durchgeführt.

### 2. Der rezente Maarsee (Lage, Geologie, Limnologie)

Das Meerfelder Maar liegt in der Vulkaneifel ca. 40 km nordnordöstlich von Trier und ca. 15 km süd-südwestlich von Daun (TK Daun L 5906) in 336.5 m über NN.

\*) Anschrift des Autors: Dipl. Geogr. B. ZOLITSCHKA, Abt. Geologie, Universität Trier, D—5500 Trier.

Dieser jüngste Krater des Mosenberg-Meerfelder-Vulkansystems ist nach LORENZ (1984) am Kreuzungspunkt zweier Verwerfungen durch phreatomagmatische Explosionen im präexistenten Tal des Meerbaches entstanden. Für die Bildung des Maarkessels liegen keine gesicherten Datierungen vor. Das Mindestalter beträgt nach Untersuchungen von GEYH, dessen Daten von BÜCHEL & LORENZ (1984) publiziert und interpretiert wurden, 30000 Jahre. IRION & NEGENDANK (1984) nehmen aufgrund der Sedimentationsraten und durch Vergleich mit Paläosäkulationskurven von HAVERKAMP (1984) ein Mindestalter von ebenfalls 30000 Jahren an. Die Angaben für das Höchstalter reichen von 50000 Jahren (BÜCHEL & LORENZ 1984), über 70000 Jahre (NEGENDANK, mündl. Mitt.) bis zu einem Alter von etwa 112000 Jahren, das mit Hilfe von Sedimentationsraten berechnet wurde (ZOLITSCHKA 1986). Die limnische Phase dürfte unmittelbar nach Entstehung der Hohlform durch zusammenfließendes Grundwasser eingesetzt haben.

Mit einer Länge von 1480 m, einer Breite von 1200 m und einer Fläche von rund 250 ha ist das Meerfelder Maar das größte Maar der Eifel. Das ursprüngliche Einzugsgebiet von 5,76 km<sup>2</sup> (LAWA 1985) umfaßt Gesteine aus Buntsandstein, unterdevonischen Sandsteinen, Quarziten und Tonschiefern sowie Meerfelder Maar-Tuffen über Unterdevon.

Die Fläche des Maarsees beträgt heute 24,8 ha (LAWA 1985), die Wassertiefe liegt je nach Wasserstand zwischen 17 und 18 m (HALBEASS 1896; SCHARF 1980a). Zu Beginn des 19. Jahrhunderts war der See ca. 5 m tiefer. Zwei Seespiegelabsenkungen um 1840 (MÜLLER 1978) und zwischen 1877 und 1880 (DRONKE 1899; LAWA 1985) führten neben Reduzierung der Wassertiefe zur Halbierung der Wasserfläche. Das Einzugsgebiet wurde vor 1840 (genaue Jahresangaben fehlen) durch Umleitung des Meerbaches, der seitdem südlich am See vorbeifließt, um 75 % verkleinert.

Die im Verhältnis zur Oberfläche geringe Tiefe ermöglicht eine vollständige Durchmischung des Wasserkörpers im Frühjahr und im Herbst; der See ist dimiktisch und holomiktisch. Von Mai bis Oktober bildet sich im Hypolimnion eine sauerstofffreie Zone. Aufgrund physikalischer, chemischer und biologischer Parameter ist der Produktionszustand polytroph (SCHARF 1980b; SCHARF & STABEL 1980; LAWA 1985) — das Meerfelder Maar ist somit das am stärksten eutrophierte Eifelmaar.

### 3. Methoden

Das Untersuchungsmaterial wurde im Sommer 1984 dem zentralen Teil des Meerfelder Maars entnom-

men. Die Sondierungen erfolgten bei 17,6 m Wassertiefe von einem Floß mit dem Stechbohrgerät nach MERKT & STREIF (1970).

Die gewonnenen Bohrkern wurden zerlegt, in wassergesättigtem Zustand schockgefroren, gefriergetrocknet und mit Kunstharz vergossen. Anschließend sind Großdünnschliffe im Format 120 mm × 35 mm hergestellt worden (Methoden nach MERKT 1971).

Die Auswertung der Dünnschliffe erfolgte mit dem Polarisationsmikroskop. Ausgewählte Abschnitte wurden zusätzlich elektronenmikroskopisch bearbeitet.

### 4. Ergebnisse

Das Sediment des Meerfelder Maars besteht bis 23 cm Sedimenttiefe aus Sapropel. Von 23 bis 145 cm schließt sich eine Gytja an, gefolgt von Diatomeengytja bis zur Lage des Laacher Bimstufes in 791 cm Sedimenttiefe, der in dieser Untersuchung die untere Bearbeitungsgrenze darstellt.

Der Nachweis von Jahresschichtung wurde diatomeenkundlich geführt (BENDA 1974). Die Zählung der Warven ergab bis zum Laacher Bimstuf 11224 Jahreslagen, das entspricht einem Alter von 9240 Jahren v. Chr. (ZOLITSCHKA 1986). Dieses Ergebnis stimmt mit Datierungen des Laacher Bimstufes aus dem 2 km entfernten Hinkelsmaar überein; radiometrisch ergaben sich dort 10950 Jahre BP (STRAKA 1975). Die Umrechnung des konventionellen <sup>14</sup>C-Alters in eine Altersangabe mit Kalenderjahren als Maßeinheit führt unter Berücksichtigung der <sup>14</sup>C-Schwankungen der Atmosphäre nach TAUBER (1970) zu einem Alter des Laacher-Bims-Tuffes von 9024 Jahren v. Chr. Die kumulative Zählung der Lagen zwischen zwei bekannten Horizonten (Sedimentoberfläche und Laacher-Bims-Tuff) bestätigt somit zusätzlich zum paläontologisch nachgewiesenen jahreszeitlichen Charakter der Feinschichtung die Anwendbarkeit der Warvenchronologie. Zusammengefaßte Ergebnisse der Datierung, gerundet auf volle 50 Jahre, sind in Tabelle 1 dargestellt. Die Untergliederung des Spät- und Postglazials erfolgt anhand markanter Veränderungen im Sedimentationsgeschehen. Der Vergleich mit radiometrischen und pollenanalytischen Zonen zeigt auch hier Übereinstimmungen (Tab. 1).

Untersuchungen über den Fehlerbereich warvenchronologischer Datierungen liegen nur aus Skandinavien vor. FROMM (1970) schlüsselt die Fehlerquellen der schwedischen Warvenchronologie folgendermaßen auf:

— Zählfehler und Fehler bei der Korrelation verschiedener Bohrungen (weniger als +/— 1 %);



Tab. 1: Untergliederung des Spät- und Postglazials.  
 Datierungen der spät- und postglazialen Klima- und Vegetationsgeschichte in Jahren vor heute (BP)

	MANGERUD et al. (1974) radiometrisch	STRAKA (1975) pollenanalytisch Pollenzone	radiometrisch	ZOLITSCHKA (1986) warvenchronologisch
Subatlantikum		XII	1000	
	2500	XI	2500	2500
Subboreal		X	3500	
	5000	IX	5200	5000
Atlantikum		VIII	7800	7500
Boreal		VII	9000	
	9000	VI	9600	9050
Präboreal		V	10200	10000
Dryas 3		IV	11000	11000
Alleröd		III	11800	11800

— fehlende Warven oder Doppelwarven in einem Jahr (bis zu  $\pm 1\%$ );

— Fehler bei der Anknüpfung an die Gegenwart (durchschnittlich  $+ 200$  Jahre).

Zusammengenommen ergeben sich Fehler von 2 bis 3% im Spätglazial und etwa 1% im Holozän.

Für nichtglaziale Warven geben neuere Arbeiten eine Fehlerquote von unter  $\pm 2\%$  an (RENBORG & SEGERSTRÖM 1981; SAARNISTO 1985). Diese Aussagen basieren auf makroskopischer Auszählung. Bei der hier durchgeführten mikroskopischen Untersuchung nach MERKT (1971) sind Zählfehler und bei ausreichender Überlappung der Bohrungen auch Korrelationsfehler minimal, das heißt, sie liegen in einem Bereich von unter 1%. Das Fehlen von Warven kann bei nichtglazialer, biogener Bildung der Jahresschichtung ausgeschlossen werden. Doppelwarven sind mikrofaziell als solche erfaßbar und scheiden folglich als Fehlerquelle aus. Das größte Problem ist der An-

schluß an die Gegenwart. Es läßt sich nur mit Hilfe des "in-situ-Gefrierens" umgehen (HUTTUNEN & MERILÄINEN 1978; WRIGHT 1980; BATTARBEE 1981; RENBERG 1981). Insgesamt zeigt sich, daß bei Anwendung entsprechender Techniken die Fehlergrenze bei unter  $\pm 1\%$  liegt. Dies wird auch durch Übereinstimmungen mit historischen Ereignissen bestätigt.

Durch Vergleich des mikroskopisch diagnostizierten Sedimentaufbaus mit warven-, pollen-, klimatostratigraphischen und historischen Daten wurde eine pal-ökologische Interpretation des Sedimentbefundes vorgenommen:

**Alleröd:** Die rasche und intensive Erwärmung führt zur Ablösung des im Dryas 2 noch vorherrschenden klastischen Sediments (Silte und Tone) durch organogene Substanzen (vorwiegend Diatomeengyttja). Temperaturzunahme verstärkt die biochemische Verwitterung, dadurch erhöht sich die Nährstoffzufuhr in den See. Gleichzeitig wird die Erosion reduziert, da

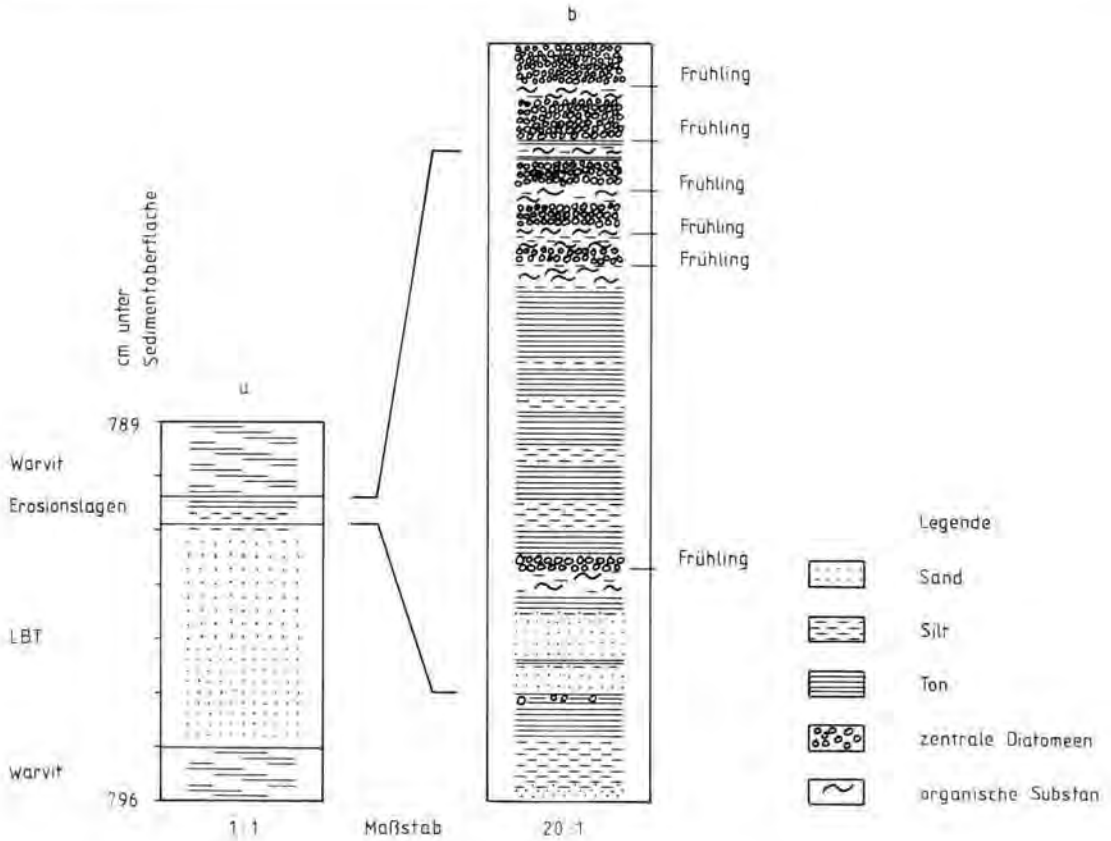


Abb. 1: a) Schematische Darstellung des Laacher Bimstoffes (LBT),  
b) daraus vergrößert die Lagen der anschließenden Jahre mit erhöhter klastischer Komponente.

aufkommender Wald die Bodendecke stabilisiert. Erwärmung und Nährstoffeintrag sorgen für einen sprunghaften Anstieg der Primärproduktion im See. Dies führt zur Eutrophierung, die lediglich im Dryas 3 kurzfristig unterbrochen wird. Die Sedimentationsrate sinkt auf Werte um 0,3 mm/a und erreicht den niedrigsten Wert des Spät- und Postglazials.

Der katastrophale Ausbruch des Laacher Vulkans ist als 4 cm mächtige Aschelage dokumentiert (Abb. 1). Da diese Ablagerung während eines Diatomeenmaximums erfolgte, wird auf Sedimentation im Frühling geschlossen. Untersuchungen aus Süddeutschland bestätigen die jahreszeitliche Zuordnung (MERKT, mündl. Mitt.). Der zweigeteilten Aschelage folgt eine als air-fall gedeutete gradierte Schicht aus Silt und Ton. Im Bereich der Tonlage sind vereinzelt Diatomeen anzutreffen. Zwei gradierte Lagen fallen in den Sommer und Herbst desselben Jahres. Sie werden als Ergebnis der unmittelbar nach dem Ascheregen einsetzenden Erosion interpretiert. Nach der vermehrt Ton führenden Winterlage erscheinen im Frühjahr

stark verkieselte Diatomeen, denen sich ein fünffach gradierter Erosionszyklus (Sommer/Herbst) anschließt. Lediglich in den folgenden vier Winterlagen ist noch vermehrt Ton und Silt nachweisbar. Die Schichtung gleicht jener vor dem Laacher Bimstuff.

**Dryas 3:** Eng verbunden mit dem Kälterückfall ist die reduzierte Nährstoffzufuhr: der Gehalt an organischer Substanz sinkt. Bei gleichzeitig auflebender solifluidaler und äolischer Aktivität (MEYER 1981) gewinnt die minerogene Komponente erneut an Bedeutung. Die Sedimentationsrate steigt auf ca. 1 mm/a. Das Maximum der klastischen Sedimentation fällt in den Zeitraum von 10700 bis 10300 BP. Es könnte sich dabei um die Phase geringster Vegetationsbedeckung bzw. stärkster äolischer und solifluidaler Aktivität handeln. Die sich anschließenden 150 Jahre zeichnen sich durch deutlichen Rückgang der minerogenen Komponente aus. Vermutlich ist dies ein Ergebnis der kurzen Erwärmung, die BEHRE (1966) als „Friesland-Schwankung“ beschreibt. Die erneute Zunahme minerogener Bestandteile nach 10150 BP kann als

Auswirkung der „Piottino-Schwankung“ (ZOLLER 1960) angesehen werden. Es handelt sich dabei um die letzte Kaltphase des Spätglazials.

**Präboreal:** Zu Beginn des Präboreals weist ein leicht erhöhter Siltgehalt auf das Andauern der „Piottino-Schwankung“ hin. Erst um 9800 BP setzt sich die Erwärmung endgültig durch — im Sediment dominiert organische Substanz, die Sedimentationsrate sinkt auf 0,6 mm/a.

**Boreal:** Zunehmende Erwärmung führt zu verstärkter Entkalkung und Nährstoffauswaschung der Böden im Einzugsgebiet. Die Erosion geht zurück, so daß schließlich sogar der Tonanteil aussetzt; das Sediment wird rein organisch. Auch die Kalkfällung, die im Boreal ihr Maximum erfährt, beruht auf biogener Entkalkung. Dies wird durch die Korngrößenabnahme der Kalzitkristalle im Verlaufe eines Sommers angezeigt (GEYH, MERKT & MÜLLER 1971; JANKOWSKI 1981). Im Meerfelder Maar ist dieser Prozeß ebenfalls nachweisbar. Die Sedimentationsrate sinkt weiter auf Werte zwischen 0,4 und 0,5 mm/a.

**Atlantikum:** Das vermehrte Auftreten von Silt und Ton weist auf verstärkte Niederschlagshäufigkeit zu Beginn des Atlantikums hin. Zeitlich paßt diese Phase zwischen 7500 und 6500 BP zu der von ZOLLER (1960) ausgewiesenen dreiphasigen „MisoX-Schwankung“. Im Meerfelder Maar können jedoch nur zwei Niederschlagsmaxima um 7300 und um 6600 BP nachgewiesen werden. Zwischen 6500 und 5500 BP gewinnt die organische Substanz erneut die Oberhand — hier spiegelt sich das postglaziale Klimaoptimum wider. Vereinzelt treten gradierte und unterschiedlich mächtige mineralische Lagen auf. Holzsplitter und Holzkohlestückchen dürften anthropogene Ursachen haben. Dies wird bestätigt durch den Nachweis von Getreidepollen (STRAKA 1975). Gemäß der Altersstellung könnten neolithische Siedler als Verursacher in Frage kommen. Zum Ende des Atlantikums nimmt die klastische Komponente nochmals zu. Hier könnte die Ursache klimatisch bedingt sein, da Holzkohlereste fehlen. Wahrscheinlich handelt es sich um die von ZOLLER (1960) ausgewiesene „Piora-Schwankung“. Überwiegt organische Substanz, so liegt die Sedimentationsrate bei 0,5 mm/a. Sie steigt bei zunehmender klastischer Komponente auf 0,6 bis 0,8 mm/a an.

**Subboreal:** Zeiten mit erhöhten Niederschlägen können auch im Subboreal durch das Auftreten von Silt und Ton nachgewiesen werden. Ab 3350 BP treten diese allogenen Komponenten vermehrt in Turbiditen auf. Sie führen verkohlte Holzreste und sind möglicherweise als Folge der bronzezeitlichen Besiedlung zu deuten. Ein Maximum dieser Turbidite und damit der menschlichen Aktivitäten mit Rodungen und

landwirtschaftlicher Nutzung, beides Ursache verstärkter Bodenerosion und dadurch auch der Turbiditbildung, tritt um ca. 1150 v. Chr. auf. Dabei handelt es sich vermutlich um den Höhepunkt der bronzezeitlichen Kultivierung.

**Subatlantikum:** Die siedlungsgeschichtliche Entwicklung ist im Subatlantikum deutlich im Sediment festgeschrieben und überprägt die Auswirkungen der nur noch minimalen Klimaschwankungen. Um etwa 300 v. Chr. treten Turbidite mit Holz- und Holzkohlestückchen auf. Mögliche Ursache ist die eisenzeitliche Besiedlung. In diese Zeit fällt auch der pollenanalytisch bestimmbare „Kleine Getreidegipfel“ (STRAKA 1975), der ebenso wie zahlreiche archäologische Befunde (SCHUMACHER 1921; STEINHAUSEN 1936) die Zeit der Eifel-Hunsrück-Kultur als ersten Besiedlungshöhepunkt ausweisen. Die Sedimentationsrate steigt auf 1,2 mm/a an, fällt jedoch um 250 v. Chr., bei überwiegend organischer Sedimentation, wieder auf 0,7 mm/a ab.

Erst um ca. 50 v. Chr. setzen erneut Turbidite ein. Sie stehen wahrscheinlich im Zusammenhang mit der römischen Invasion. Es ist davon auszugehen, daß die fischreichen Eifelmaare als Gunstraum der frühen Besiedlung galten. Deshalb dürfte der Widerstand der Bevölkerung und die sich anschließenden Zerstörungen bei der Eroberung durch die Römer im Umfeld der Maare besonders groß gewesen sein. Schlagartige Zufuhr von grobklastischem Material scheint dies zu bestätigen: die Sedimentationsrate steigt auf 0,9 mm/a. Bis ins 5. Jahrhundert wechselt der klastische Anteil häufig im Sedimentationsgeschehen. Auffallend sind einige grobklastische Lagen, die als Folge von Germanen- bzw. Alemaneneinfällen gedeutet werden könnten. In diesen Abschnitten steigt die Sedimentationsrate auf über 1,1 mm/a. Turbidite und erhöhte Sedimentationsraten könnten auch natürliche Ursachen besitzen, zum Beispiel katastrophale Prozesse wie Starkniederschläge oder extreme Windereignisse. Auch Holzkohlestückchen wären durch Waldbrände natürlich erklärbar. Insgesamt läßt sich aber aus der Kenntnis der präatlantischen und vom Menschen nicht beeinflussten Sedimentation folgern, daß viele Argumente für anthropogene und gegen natürliche Ursachen sprechen. Außergewöhnliche Sedimentationsereignisse sind bis zum Einsetzen des Neolithikums vor etwa 5000 Jahren nur in zwei Fällen nachvollziehbar: der Laacher-Bims-Tuff (9240 v. Chr.) und eine weitere nicht näher bestimmbare klastische Lage (7488 v. Chr.). Beide Ereignisse sind zeitlich eng begrenzt auf fünf bzw. einen Jahreszyklus. Holzkohle ist bis zum Atlantikum nicht nachweisbar. Waldbrände sind deshalb nicht auf natürliche Ursachen zurückzuführen. Für den kulturellen Einfluß spricht ebenfalls, daß klastische Komponenten

ten auch in Sommerlagen auftreten und daß sie über Dekaden oder Jahrhunderte hinweg dokumentiert sind. Weiterhin steht die absolute Datierung der fraglichen Abschnitte in Übereinstimmung mit prähistorisch und historisch belegbaren Phasen verstärkter Besiedlung.

Seit dem 6. Jahrhundert dominiert organische Substanz, und die Sedimentationsrate sinkt unter 0,6 mm/a. Vermutlich gewinnt die endogen-organogene Sedimentkomponente deshalb an Bedeutung, weil die klastische Sedimentzufuhr abnimmt. Eine mögliche Ursache ist der Rückgang des Ackerbaus im Einzugsgebiet des Meerbaches mit einer Abnahme der Bodenerosion. Tatsächlich läuft diese Entwicklung parallel mit dem Rückgang von Getreidepollen und dem Anstieg von Callunapollen (STRAKA 1975). Es sind die Auswirkungen der Völkerwanderung; ehemals landwirtschaftlich genutzte Flächen verheiden. Nicht mehr durchgeführte Bodenbearbeitung führt zur Reduzierung der Bodenerosion. Gleichzeitig verstärkt aufkommende perennierende Vegetation in Form von Heide die Stabilisierung der Böden.

In den obersten 150 cm der Sedimentsäule nimmt die klastische Komponente deutlich zu. Dies wurde bereits von HANSEN, IRION & NEGENDANK (1980) auf zunehmende anthropogene Aktivitäten (Rodungsphasen) zurückgeführt.

Um etwa 850 n. Chr. treten Ton, Silt und vereinzelt Sand zusammen mit Holzkohlestückchen auf, gleichzeitig nimmt der Getreidepollenanteil zu: die fränkische Landnahme beginnt. Die Sedimentationsrate steigt bis etwa 1000 n. Chr. auf 1 mm/a. Von 1000 bis 1200 n. Chr. nehmen Turbidite und der minerogene Sedimentanteil weiter zu. Ursache ist die hochmittelalterliche Ausbauphase mit Waldrodungen bis in die Hochlagen der Eifel, also auch im Einzugsgebiet des Meerfelder Maares. Als Folge steigt die Bodenerosion wieder an, was zu Sedimentationsraten bis zu 1,8 mm/a führt.

Vom 14. bis ins 16. Jahrhundert bleibt der mineralische Sedimentanteil gering. Die Sedimentationsrate sinkt unter 0,8 mm/a. Beides steht im Zusammenhang mit der spätmittelalterlichen Wüstungsperiode. Zu dieser Zeit geht die Landnutzung in der Eifel bis in die Tallagen zurück.

In der Neuzeit führen Kriegseinwirkungen durch umfangreiche Zerstörungen von Vegetation und Boden mit anschließender Bodenerosion zu stark erhöhter Sedimentationsrate (4,3 mm/a). Erst um 1850 setzt die hohe minerogene Komponente aus. Neben Aufforstungen mit Fichten durch die Preußen dürften Seespiegelabsenkungen und begleitende Maßnahmen zum Schutz vor Hochwasser die allogene Sediment-

zufuhr durch den Meerbach endgültig unterbunden haben. Ergebnis der Seespiegelabsenkung ist eine Selbsteutrophierung durch Remobilisierung der im trockenengefallenen Sediment des Uferbereichs festgelegten Nährstoffe. Dadurch erhält der See den bis heute andauernden polytrophischen Produktionszustand mit Sapropelbildung. Die Sedimentationsrate erreicht in den letzten 100 Jahren aufgrund geringer Kompaktion relativ hohe Werte um 1,5 mm/a.

Zusammengenommen bietet eine jahreszeitlich geschichtete Sedimentsequenz neben der präzisen und hochauflösenden absoluten Datierung auch die Möglichkeit, Klimaschwankungen und anthropogene Eingriffe in den Naturhaushalt zu erkennen.

### Danksagung

Die vorgestellten Ergebnisse sind Resultate der bei Prof. Dr. J. F. W. NEGENDANK (Geologie) geschriebenen Diplomarbeit mit dem Thema „Warvenchronologie des Meerfelder Maares (Westefel)“. Sie steht im Rahmen einer Serie von Untersuchungen zur Limnogeologie und Palökologie der wassergefüllten Eifelmaare, die von der DFG (NE 154/13-1/2) gefördert werden. Prof. NEGENDANK sowie der DFG gilt mein Dank für die Unterstützung dieser Arbeit.

### Schriftenverzeichnis

- BATTARBEE, R. W. (1981): Diatom and chrysophyceae microstratigraphy of the annually laminated sediments of a small meromictic lake. — *Striae*, 14: 105–109; Stockholm.
- BEHRE, K. E. (1966): Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands (Mit einem Beitrag zur Gliederung des Präboreals). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 17: 69–84; Öhringen/Württ.
- BENDA, L. (1974): Die Diatomeen der niedersächsischen Kieselgur-Vorkommen, palökologische Befunde und Nachweis einer Jahresschichtung. — *Geol. Jb.*, A 21: 171–197; Hannover.
- BÜCHEL, G. & LORENZ, V. (1984): Zum Alter des Meerfelder Maares. — *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 65: 13–15; Frankfurt.
- DE GEER, G. (1912): A geochronology of the last 12000 years. — *Compte rendu de la XI session du congrès géologique international*: 241–257; Stockholm.
- DRONKE, A. (1899): Die Eifel. — 479 S.; Köln (P. Neubner).
- ERLENKEUSER, H., STRAKA, H. & WILLKOMM, H. (1970): Neue <sup>14</sup>C-Datierungen zum Alter der Eifelmaare. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 21: 177–181; Öhringen/Württ.

- FROMM, E. (1970): An estimation of the errors in the Swedish varve chronology. in: Radiocarbon variations and absolute chronology. — Proc. 12th Nobel Symp., Uppsala 1969, (I. U. Olsson, ed.): 163—172; Stockholm.
- GEYH, M. A., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1971): Sediment-, Pollen- und Isotopenanalysen an jahreszeitlich geschichteten Ablagerungen im zentralen Teil des Schleinsees. — Arch. Hydrobiol., 69: 366—399; Stuttgart.
- HALBFASS, W. (1896): Die noch mit Wasser gefüllten Maere der Eifel. — Verh. naturh. Ver. preuß. Rheinl., 53: 310—335; Bonn.
- HANSEN, R., IRION, G. & NEGENDANK, J. (1980): Geochemische und sedimentologische Untersuchungen an Sedimentkernen aus dem Meerfelder Maar (Eifel). — Senckenbergiana maritima, 12: 269—280; Frankfurt.
- HAVERKAMP, B. (1984): Paläomagnetische Messungen an den Sedimentkernen der Bohrung B4 im Meerfelder Maar. — Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 65, 21—28; Frankfurt.
- HUTTUNEN, P. & MERILÄINEN, J. (1978): New freezing device providing large unmixed sediment samples from lakes. — Ann. Bot. Fenn., 15: 128—130; Helsinki.
- IRION, G. & NEGENDANK, J. (Hrsg.) (1984): Das Meerfelder Maar. — Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 65: 1—101; Frankfurt.
- JANKOWSKI, B. (1981): Die Geschichte der Sedimentation im Nördlinger Ries und im Randecker Maar. — Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 6: 1—315; Bochum.
- KEMPE, S. & DEGENS, E. T. (1979): Varves in the Black Sea and in Lake Van (Turkey). in: Moraines and varves, Schlüchter, C. (Hrsg.) (1979): 309—318; Rotterdam (A. A. Balkema).
- LAWA — Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (Hrsg.) (1985): Seen in der Bundesrepublik Deutschland. — 190 S.; Essen (Woeste-Druck-Verl.).
- LORENZ, V. (1984): Zur Geologie des Meerfelder Maeres. — Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 65: 5—15; Frankfurt.
- MANGERUD, J., ANDERSON, S. T., BERGLUND, B. E. & DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. — Boreas, 3: 109—128; Oslo.
- MERKT, J. (1971): Zuverlässige Auszählungen von Jahresschichten in Seesedimenten mit Hilfe von Großdünnschliffen. — Arch. Hydrobiol., 69: 145—154; Stuttgart.
- & STREIF, H. (1970): Stechrohr-Bohrgeräte für limnische und marine Lockersedimente. — Geol. Jb., 88: 137—148; Hannover.
- MEYER, H. H. (1981): Zur klimastratigraphischen und morphogenetischen Auswertbarkeit von Flugsanddeckprofilen im norddeutschen Altmoränengebiet — erläutert am Beispiel aus der Kellenberg-Endmoräne (Lkrs. Diepholz). — Bochumer Geogr. Arb., 40: 21—30; Bochum.
- MÜLLER, E. (1978): Meerfeld — ein Gang durch die Geschichte. — N. Trierisches Jahrb.: 80—84; Trier (Paulinus).
- RENBERG, I. (1981): Improved methods for sampling, photographing and varve-counting of varved lake sediments. — Boreas, 10: 255—258; Oslo.
- & SEGERSTRÖM, U. (1981): Applications of varved lake sediments in paleoenvironmental studies. — Wahlenbergia, 7: 125—133; Umea.
- SAARNISTO, M. (1985): Long varve series in Finland. — Boreas, 14: 133—137; Oslo.
- , HUTTUNEN, P. & TOLONEN, K. (1977): Annual laminations of sediments in Lake Lovojärvi, southern Finland, during the past 600 years. — Ann. Bot. Fennici, 14: 35—45; Helsinki.
- SCHARF, B. W. (1980a): Zur Morphometrie und Hydrodynamik der Eifelmaere. — Mitt. Pollichia, 68: 101—110; Bad Dürkheim/Pfalz.
- (1980b): Zur rezenten Muschelkrebsfauna der Eifelmaere (Crustacea: Ostracoda). — Mitt. Pollichia, 68: 185—204; Bad Dürkheim/Pfalz.
- & STABEL, H. H. (1980): Physikalische und chemische Eigenschaften des Wassers der Eifelmaere. — Mitt. Pollichia, 68: 111—128; Bad Dürkheim/Pfalz.
- SCHUMACHER, K. (1921): Siedlungs- und Kulturgeschichte der Rheinlande von der Urzeit bis in das Mittelalter. — Bd. 1: Die vorrömische Zeit, 254 S.; Mainz (L. Wilckens).
- STEINHAUSEN, J. (1936): Archäologische Siedlungskunde des Trierer Landes. — 640 S.; Trier (Paulinus).
- STRAKA, H. (1975): Die spätquartäre Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel. — Beitr. Landespflege in Rheinl.-Pfalz, Beih. 3: 1—163; Oppenheim.
- TAUBER, H. (1970): The Scandinavian varve chronology and <sup>14</sup>C dating. in: Radiocarbon variations and absolute chronology. — Proc. 12th Nobel Symp., Uppsala 1969, (I. U. Olsson, ed.): 173—196; Stockholm.
- WRIGHT, H. E. (1980): Cores of soft lake sediments. — Boreas, 9: 107—114; Oslo.
- ZOLITSCHKA, B. (1986): Warvenchronologie des Meerfelder Maeres (Westefel) — licht- und elektronenmikroskopische Untersuchungen spätglazialer und holozäner Seesedimente. — Dipl.-Arb., Fachber. Geogr./Geowiss., Univ. Trier: 119 S. — [Unveröff.].
- ZOLLER, H. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. — Denkschriften Schweiz. Naturforsch. Ges., 83: 45—156; Zürich.

# A New Chronostratigraphy of the Late Weichselian Loess Units in Middle Europe based on Thermoluminescence Dating

ETIENNE H. JUVIGNÉ & ANN G. WINTLE \*)

Weichselian, interglacial environment, marker bed, paleosol, tuff, loess.  
U, Th, K, chemical analysis, thermoluminescence dating, C 14 dating, chronostratigraphy  
Belgium, West Germany

**Abstract:** The ages of tephra layers, soils and loess bodies of the late Weichsel are discussed using a consistent set of twentythree thermoluminescence (TL) ages and two radiocarbon ages. Two other radiocarbon ages are rejected since they are inconsistent with the other twentyfive dates. A new chronostratigraphy of the late weichselian loess units is introduced. It is in agreement with the interpretation of the continuous pollen record of Les Echets/France and the loess sequence shows no evidence of interstadial climate. The late weichselian loess was deposited in a period of less than ten thousand years.

## [Eine neue Chronostratigraphie der spät-weichselzeitlichen Lößkörper Mitteleuropas aufgrund von Thermolumineszenz-Datierungen]

**Kurzfassung:** Diese Untersuchung wurde innerhalb des Verbreitungsgebietes des Eltviller Tuffs (Abb. 1) durchgeführt, wobei die Tephralage sowie ein fossiler Boden (E4-Naßboden + Innerwürmboden II + Nagelbeek-Kryoturba-tionszungenhorizont + J3d-Boden) als Leithorizonte benutzt werden. In der Abbildung 3 sind die bisherige Chronostratigraphie (untere Skala) sowie die neue Chronostratigraphie (obere Skala) oberer Weichsel-Löse angegeben. Die durch Thermolumineszenz neu datierten Proben (Rocourt und Lixhe/Belgien, Ringen/B. R. D.) sind in der Abbildung lokalisiert. Die neuen Ergebnisse sowie frühere Thermolumineszenz- und 14C-Altersbestimmungen wurden in der Abbildung 3 dargestellt. So können Tephralagen, fossile Böden sowie Lößkörper aufgrund einer hangenden Folge von 23 Thermolumineszenz- sowie zwei 14C-Altersbestimmungen festgestellt werden. Die lithostratigraphischen Angaben der hochglazialen Löse weisen darauf hin, daß keine deutliche Erwärmung zwischen dem Ende des mittel-weichsel-

zeitlichen Interstadials (28.000 J. B. P.) und 15.000 J. B. P. stattgefunden hat und daher müssen Laugerie- sowie Lascaux-Interstadiale höchstens als Oszillation betrachtet werden. Die erste deutliche Erwärmung nach dem mittelweichselzeitlichen Interstadial hat zwischen ca. 15.000 und 14.000 J. B. P. stattgefunden. Diese wird als „Nagelbeek Oszillation“ bezeichnet. Nach der bisherigen Chronostratigraphie muß diese warme Oszillation in die Mitte der ältesten Tundrenzzeit eingestuft werden. Dabei wird die kalte Oszillation verkürzt, da ihr unterster Teil an das ausklingende Weichsel-Hochglazial angeschlossen werden kann. Die obigen Ergebnisse stimmen mit der Interpretation der äquivalenten Zeitabschnitte des Pollendiagrammes von Les Echets/Frankreich überein. Zwischen 14.000 J. B. P. und dem Beginn der Bølling-Oszillation (ca. 12.400 J. B. P.) wurde eine relativ dicke Lößdecke mit einer Rate von ca. 2 mm/Jahr abgelagert. Aufgrund der neuen Altersbestimmungen können auch der Eltviller Tuff auf ca. 16.200 J. B. P. und der Rambacher/Wallertheimer Tuff auf ca. 19.400 J. B. P. datiert werden.

## 1. Introduction

We have investigated the late weichselian loess sections of middle Europe which are located within the lobe of the Eltville tephra (Fig. 1). In the last twenty years several authors have commented on the late weichselian loess stratigraphy using sections in which the Eltville tephra is present. Their conclusions are shown in figure 2. In this area two stratigraphic units are of the greatest importance because they are present in each of the sections. These are the Eltville tephra layer and the soil named "E4-Naßboden", "J3d grauer Boden", "Innerwürmboden III", or "Horizon à langues de Nagelbeek" (Fig. 2). There is general agreement about the correlation of the Eltville tephra and the individual soils as represented in figure 2. In the following text, this soil is simply named "tongued horizon" referring to the typical tongues at its base. It should also be emphasized that

\*) Addresses of the authors: E. H. JUVIGNÉ, Université de Liège, Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Place du XX Août, 7, 4000 Liège, Belgium. — A. G. Wintle, The Godwin Laboratory, University of Cambridge, Free School Lane, Cambridge CB2 3RS, U. K. now at Geography Department, Royal Holloway and Bedford New College, Egham, Surrey TW20 OEX, U. K.

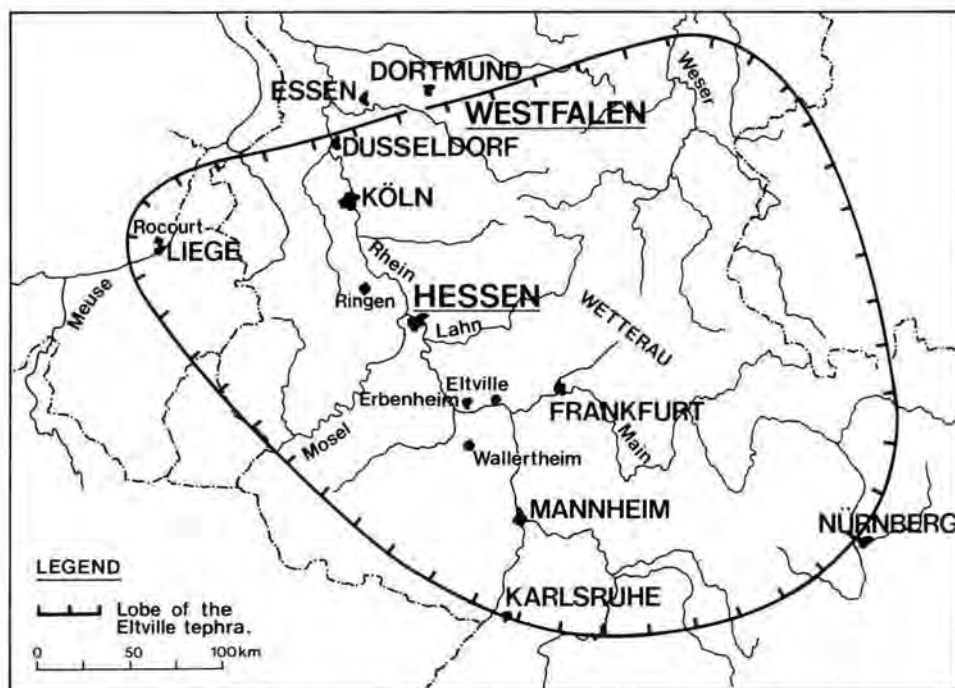


Fig. 1: Lobe of the Eltville tephra (according to MEIJS et al. 1983) with main localities cited in text.

this tongued horizon is penetrated by large ice wedges in the overlying loess sheet.

The age of the late weichselian loess units will be discussed with particular attention being given to the two stratigraphic markers. Absolute ages using different material from the late weichselian loesses are contradictory but indicate an age around 20,000 years B. P. for the sequence from the "E2-Naßboden" (E2-wet soil) up to the tongued horizon.

## 2. Stratigraphic markers in the sequences

### 2.1. The tongued horizon

The term "horizon à langues/à franges" (tongued/fringed horizon) was introduced by GULLENTOPS (1954) who pointed out its occurrence in all the profiles that he described in eastern middle Belgium. The tongued horizon was later found systematically in loess profiles of northern France (LAUTRIDOU 1968; PAEPE & SOMME 1970), western middle Belgium (HAESAERTS 1974; HAESAERTS et al. 1981), Dutch Limbourg (MEIJS et al. 1983) and southern lower Saxony to northern Hesse/F.R.G. (ROHDENBURG 1966). The tongued horizon does not occur as such in the loess profiles of the middle and lower Rhine and its lower adja-

cent valleys, but it is present without tongues as the "Innerwürmboden III" and "E2-Naßboden" (Fig. 2). Hence the tongued horizon is the most developed and widespread morphostratigraphical horizon (PAEPE & SOMME in HAESAERTS et al. 1981) of the loess stratigraphy of middle Europe. Its humic content was demonstrated by GULLENTOPS (in HAESAERTS et al. 1981) and its temperate pollen suite was described by BASTIN (1971). It was given the name "horizon à langues de Nagelbeek" (Nagelbeek tongued horizon) by HAESAERTS et al. (1981).

### 2.2. The "Kesselt Soil"

Since the well-known term "Kesselt Soil" has been widely used in relation to the loess stratigraphy of middle Europe for the last 30 years, it must be explained why it is not considered as the most important soil, even though it is present in the sequence under consideration (Fig. 2, log J). The term was introduced by GULLENTOPS (1954) for the unit which immediately underlies the tongued horizon but with a discontinuity in between. GULLENTOPS attributed no climatic significance to the tongued horizon but introduced the Kesselt Soil as the only interstadial soil of the Weichsel. Later, the term Kesselt soil was applied to the tongued horizon and correlated with the Stillfried

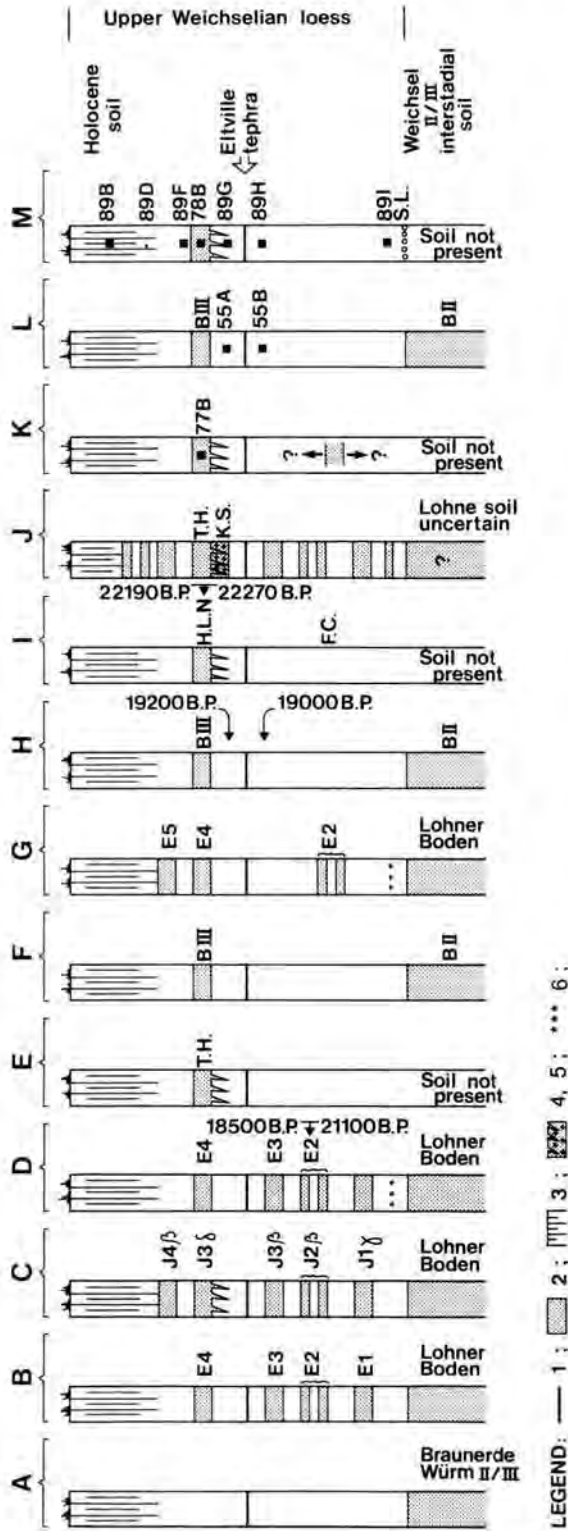


Fig. 2. Lithostratigraphy of the late weichselian loess in middle Europe according to different authors. Stratigraphical position of samples with new TL dates are given by black squares in logs K, L and M and the numbers correspond to those in table 1.

Legend see next page.



## Legend:

1. Eltville tephra layer; 2. Paleosol; the connotation and names fit with those used by each author; 3. Holocene soil; 4. Tongued horizon; 5. Kesselt Soil; 6. Rambach / Wallertheim tephra layer.

A: According to SCHÖNHALS (1951) in Lahn and Main valleys. The tephra layer is simply cited as dark grey layer of volcanic material; SCHÖNHALS (1959) used the name "Kärlicher Tuff" for the tephra layer.

B: According to SCHÖNHALS et al. (1964) in Rhine-Main area. Four "Naßböden" (wet soils) were identified at Erbenheim (F. R. G.) and are labelled E1, E2, E3, and E4. The tephra is still named Kärlicher Tuff.

C: According to ROHDENBURG & MEYER (1966) and ROHDENBURG (1966) in southern lower Saxony and northern Hesse. Five "graue Böden" (grey soils) were identified and are labelled J1g, J2b, J3b, J3d, and J4b, the most important of which is J3d which is reported as the most developed soil within the late weichselian loess. It is tongued at the base.

D: According to SEMMEL (1967) in Hesse. The term "Eltviller Tuff" was introduced instead of Kärlicher Tuff. The occurrence of another tephra layer at the base of the late weichselian loess was pointed out and named "Rambacher Tuff". Shells from the E2-Naßboden were dated at  $18,500 \pm 950$  years B. P. (Hv-1296) and  $21,100 \pm 1,400$  years B. P. (Hv-1297) (SEMMEL 1974). ANDRES (1969) in Rhine Hesse area and BIBUS (1973) in the Wetterau (F. R. G.) have a similar stratigraphy.

E: According to ROHDENBURG & SEMMEL (1971) who discovered the Eltville tephra at Rocourt (Belgium). Since Belgian stratigraphic terms were misused (see in text) they were corrected to avoid further confusion. T. H. means tongued horizon. This stratigraphy was confirmed by JUVIGNÉ & SEMMEL (1981).

F: According to LOHR & BRUNNACKER (1974) in the lower Rhine. BIII means "Innerwürmboden III" (wurmian interstadial soil III). Correlation of this soil with the "Laugerie-Lascaux Interstadial" was proposed. BII is the "Innerwürmboden II".

G: According to BIBUS & SEMMEL (1977) in the middle Rhine. BIBUS (1980) obtained a similar stratigraphy for the lower middle Rhine.

H: According to BRUNNACKER et al. (1978) at Lommersum (lower Rhine Bay) and BRUNNACKER & TILLMANS (1978) at Wallertheim (Hesse). TL ages are reported on the log according to WINTLE & BRUNNACKER (1982):  $19,200 \pm 1,900$  years B. P. (QTL 32 A) and  $19,000 \pm 1,900$  years B. P. (QTL 32 B). Since BRUNNACKER & TILLMANS (op. cit.) placed the "Wallertheimer Tuff" below the "Lohne Soil", the relevant sequence is not represented in the log. For connotations BII und BIII see log F.

I: According to HAESAERTS et al. (1981) in Dutch and Belgian Limbourg. The "Horizon à langues de Nagelbeek" (H. L. N.) was introduced to designate the tongued horizon. Radiocarbon dates on humus were reported by GULLENTOPS (1981):  $22,190 \pm 130$  years B. P. (GrN-10328) and  $22,270 \pm 380$  years B. P. (Lv-1172).

J: According to MEIJS et al. (1983) in Dutch and Belgian Limbourg. T. H. means tongued horizon.

K. S. means Kesselt Soil. This nomenclature will be discussed in text.

K: Loess profile at Lixhe (Belgium) according to GULLENTOPS (1980).

There is nothing to allow the correlation of the Lower Naßboden at Lixhe with E1-, E2-, or E3-Naßboden.

L: Loess profile at Ringen (F. R. G.) according to LOHR & BRUNNACKER (1974). For connotations BII and BIII see log F.

M: Loess profile at Rocourt, simplified from WINTLE (1987a). S. L. means stony layer.

B Soil (PAEPE 1966). This confusion was repeated in papers dealing with the late weichselian loess of middle Europe. HAESAERTS (1974) was the first to point out this confusion and he described the "H. H. B. 4p. p. Soil" as equivalent to the Stillfried B Soil. In the following text the major temperate phase corresponding to this soil development is simply called "Midweichselian Interstadial".

Commenting on a meeting held to discuss this confusion GULLENTOPS (in HAESAERTS et al. 1981) confirmed his original definitions of both terms (tongued horizon and Kesselt Soil) and proposed the use of "Kesselt B Soil" for the tongued horizon and "Kesselt A Soil" for the Kesselt Soil as originally defined.

Moreover, regardless of the discontinuity separating the tongued horizon and the Kesselt Soil, he indicated that they developed immediately after each other at about 22,000 years B. P. This obviously implied that GULLENTOPS disagreed with the correlation of Kesselt A or Kesselt B with the Midweichselian Interstadial.

MUCHER (in HAESAERTS et al. 1981) pointed out that, according to soil-micromorphological research, the Kesselt Soil (Kesselt A Soil) does not show any sign of soil formation; the relevant horizon is only recognizable from its orange colour. Thus it is inappropriate to try to correlate the Kesselt Soil with any other interstadial horizon or any other soil.

### 2.3. The Eltville tephra layer

Several authors have commented on the age and distribution of the Eltville tephra (see explanations of figure 2). SEMMEL (1967) thought that it should be younger than 21,100 years B.P. WINTLE & BRUNNACKER (1982) thought that it was deposited about 19,000 years B.P. On the other hand GULLENTOPS (1981) thought that it should be older than 22,000 years B.P. This contradiction is discussed below with reference to new results.

### 3. Sampling

Samples for thermoluminescence dating were taken at three localities: Rocourt (QTL103A and B and QTL78A and B), Lixhe (QTL77B) and Ringen (QTL55A and B) and their stratigraphical position is given in figure 2. Details about a further nine samples from Rocourt (QTL89B, D, F, G, H and I) have been published elsewhere (WINTLE 1987a) but are shown in figure 2 for completeness.

Tab. 1: Thermoluminescence results and radioactivity data

sample	bulk count rate ( $\text{ks}^{-1}\text{cm}^{-2}$ )	U ppm	Th	S/U	K <sub>2</sub> O (%)	$\alpha$	dose rate (Gy/ka)	ED (Gy)	TL age (ka)
QTL78B	0.867 ± 0.019	3.7	12.1	1.01	1.94	0.10 ± 0.01	4.50	68.7 ± 1.5	15.3 ± 1.3
QTL77B	0.676 ± 0.009	3.4	7.5	1.03	2.00	0.10 ± 0.01	3.72	58.9 ± 2.0	15.8 ± 1.3
QTL55B	0.757 ± 0.013	3.5	9.55	0.96	1.82	0.12 ± 0.01	4.28	70.1 ± 1.1	16.4 ± 1.4
QTL103A	0.831 ± 0.016	4.3	9.0	1.12	1.83	0.12 ± 0.01	4.58	73.0 ± 3.0	15.9 ± 1.3
QTL78A	0.943 ± 0.019	4.8	10.5	0.94	1.95	0.10 ± 0.02	4.77	81.8 ± 3.5	17.2 ± 1.7
QTL55A	0.771 ± 0.017	4.4	7.1	0.98	1.74	0.12 ± 0.01	4.28	68.8 ± 2.3	16.1 ± 1.4
QTL103B	0.892 ± 0.017	3.5	13.5	1.04	1.70	0.12 ± 0.01	4.63	77.0 ± 2.0	16.6 ± 1.3
Rocourt data (from WINTLE 1987a)									
QTL89B	0.716 ± 0.012	3.5	8.7	1.02	2.35	0.12 ± 0.01	4.51	60.8 ± 2.4	13.5 ± 1.1
QTL89D	0.736 ± 0.019	4.5	5.7	1.01	2.12	0.10 ± 0.01	4.18	55.3 ± 1.4	13.2 ± 1.1
QTL89F	0.750 ± 0.017	3.8	8.5	1.15	2.24	0.12 ± 0.01	4.56	61.6 ± 1.5	13.5 ± 1.1
QTL89G	0.866 ± 0.020	4.8	8.4	1.07	1.86	0.12 ± 0.01	4.72	63.5 ± 3.5	13.5 ± 1.2
QTL89H	0.815 ± 0.018	3.6	11.1	1.01	1.91	0.10 ± 0.01	4.30	73.4 ± 0.7	17.1 ± 1.4
QTL89I	0.833 ± 0.017	5.2	6.8	1.08	1.74	0.13 ± 0.01	4.65	115 ± 3	24.8 ± 2.1

The bulk alpha count is a measure of the alpha activity of the sample and this is used to calculate the fraction of the dose rate from the uranium and thorium decay chains. The U and Th ppm values are obtained from the alpha counting results. The ratio S/U is the ratio of the sealed to unsealed alpha count and is a measure of radon emanation.  $\alpha$  represents the relative efficiency of alpha particles at producing TL as measured with an Americium-241 source. These data are combined with the potassium content as measured by atomic absorption spectrometry and a small cosmic ray contribution in the calculation of the dose rate. A correction for a water content of 20% was applied. The TL age is obtained by dividing the ED from the TL measurements by the dose rate. Errors given are  $\pm 1\sigma$ . Further information can be obtained from AITKEN (1985).

#### 4. Thermoluminescence dating

The thermoluminescence (TL) properties of minerals such as quartz and feldspars enable sedimentary grains to be dated directly (WINTLE & HUNTLEY 1982; BERGER 1986). Loess is well suited to application of the TL method since exposure to sunlight during transport prior to deposition removes the earlier TL signal. The TL signal then grows with time as the grains are exposed to radiation from the decay of naturally-occurring radioactive elements within the sediment. A recent review of applications of TL dating to loess and a discussion of the different laboratory procedures has appeared elsewhere (WINTLE 1987b).

Laboratory procedures involve the measurement of the natural TL signal and the TL sensitivity of the sample to laboratory irradiation. Together these are used to calculate the equivalent dose (ED) used in the age

$$\text{equation \# \# TL age (years)} = \frac{\text{ED (grays)}}{\text{dose rate (grays/year)}}$$

The dose rate is obtained by measurement of the radioactive content of the sediment allowing for appropriate dosimetric considerations. Thick source alpha counting was used to determine the uranium and thorium contents and the  $^{40}\text{K}$  contribution was calculated from the  $\text{K}_2\text{O}$  content obtained by atomic absorption spectrometry. The TL results presented in table 1 were obtained using the regeneration method of ED determination on fine grain polymineral samples and further experimental details can be found elsewhere (WINTLE 1987a).

Other TL dates that have been used in determining the weighted mean age include those reported for three sediment samples (OxTL712a, d and g) from Belvedere (near Maastricht, S.E. Netherlands) by HUXTABLE & AITKEN (1985) and another three (OxTL704f1, f2 and f3) which have been obtained at the brickpit site at Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais) (AITKEN et al. 1986; SOMME 1978). These ages were obtained in Oxford using the regeneration method of ED determination for fine grain polymineral samples. The TL was observed with a UG-11 filter in front of a quartz-windowed EMI9635 photomultiplier tube, thus observing more of the ultraviolet part of the spectrum than the system in Cambridge. No EDs, or other analytical data (apart from the in situ gamma spectrometer determinations) have been published to enable further comparisons; also the ages were calculated using an iterative procedure to include a small correction for long term instability of the TL signal (AITKEN et al. 1986). For direct comparison with the dates obtained in this study the correction has been removed.

Four earlier TL dates (QTL32A, B, C, and D) on loess from Wallertheim, Germany, published by WINTLE & BRUNNACKER (1982) have also been included in figure 3.

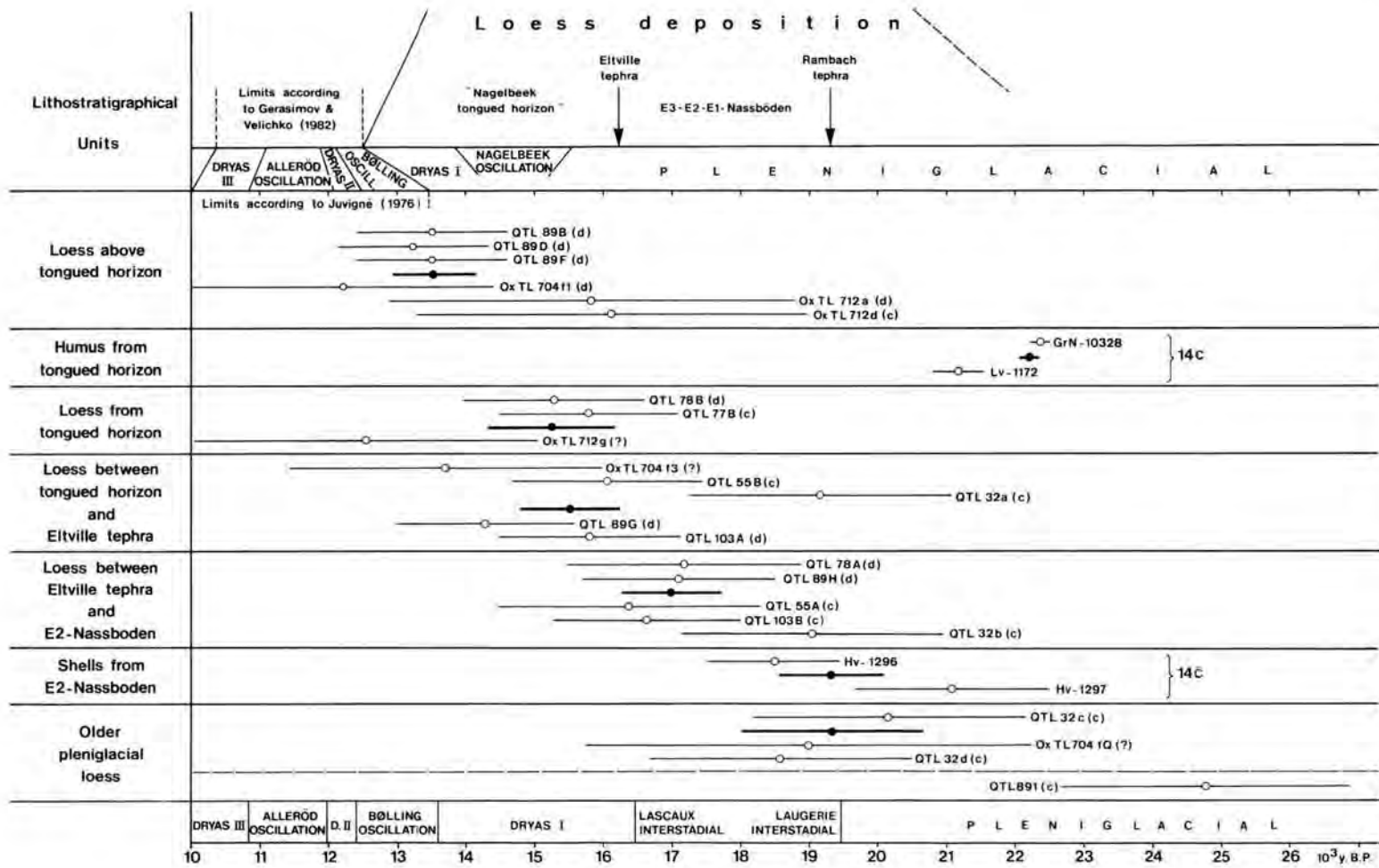
#### 5. Results

New TL ages are listed in table 1. These are also given in figure 3, along with previously reported radiocarbon and TL dates. They were grouped according to the main lithostratigraphical units. Applying the statistical method of LONG & RIPPETEAU (1974), weighted mean ages were calculated using the data set within each unit in figure 3. The error term is the standard deviation of the mean. In lithostratigraphic order these are:

- oldest pleniglacial loess of middle Germany:  $19,300 \pm 1,400$  years BP (3 TL dates)
- shells from E2-Naßboden:  $19,320 \pm 786$  years B.P. (2  $^{14}\text{C}$  dates)
- loess between the E2-Naßboden and the Eltville tephra:  $16,900 \pm 700$  years B.P. (5 TL dates)
- loess between the Eltville tephra and the tongued horizon:  $15,500 \pm 700$  years B.P. (5 TL dates)
- loess from the tongued horizon:  $15,200 \pm 900$  years B.P. (3 TL dates)
- humus from the tongued horizon:  $22,198 \pm 123$  years B.P. (2  $^{14}\text{C}$  dates)
- loess from above the tongued horizon:  $13,500 \pm 600$  years B.P. (6 TL dates)

#### 6. Reliability of absolute ages in the late Weichsel and the Late-glacial

The reliability of TL dating of recent loess was established using the Laacher See tephra which was deposited during the Allerød Oscillation. A total of sixteen radiocarbon dates have been obtained on charcoal from close to the point of eruption and on organic material immediately adjacent to the ash deposit. These have been listed by BOGAARD & SCHMINCKE (1985) who conclude that an age between 10,950 and 11,050 years B.P. is most likely for the eruption which resulted in the Laacher See tephra. A sample of loess taken immediately beneath the tephra during excavation of the archaeological site at Niederbieber gave a TL age of  $13,000 \pm 1,100$  years B.P. (QTL51B) (WINTLE 1987a). Since no loess younger than the beginning of the Bølling Oscillation (see Fig. 3) is firmly demonstrated in western Europe, the above TL age is totally acceptable. Another age check was made on loess taken immediately beneath a thin charcoal layer at the typesite for the "Stillfried B Soil" in Austria.



A TL date of  $29,800 \pm 2,500$  years B.P. (QTL83C) was obtained (WINTLE 1987a) which is in good agreement with the radiocarbon dates of  $28,200 \pm 290$  B.P. (GrN-2523),  $28,340 \pm 220$  B.P. (GrN-2533) and  $28,900 \pm 1,400$  B.P. (GrN-11188).

The TL ages presented in figure 3 are self-consistent within the error limits and fit with the radiocarbon ages of the shells from the E2-Naßboden. However, a few absolute ages are contradictory and a chronostratigraphic correlation cannot be made without excluding some of them. The most obvious out-of-line values are the radiocarbon ages on the humus from the tongued horizon. Not only do they not fit with the proposed TL chronology but they also are not consistent with the younger radiocarbon ages obtained for the lower lithostratigraphic unit which contains the E2-Naßboden. Moreover DELIBRIAS (1979) demonstrated that radiocarbon ages using humic material must be rejected as unreliable.

### 7. Chronostratigraphic position of the individual units of the late weichselian loess (Fig. 3)

#### Oldest pleniglacial loess

At Rocourt, a sample from the lowest part of the late weichselian loess was dated at  $24,800 \pm 2,100$  years B.P. (QTL89I) (Fig. 2 and WINTLE 1987a). This agrees with the time of onset of loess deposition in the second part of the Weichsel in northwestern and central Europe as proposed by HAESAERTS (1985) on the basis of radiocarbon dates on charcoal and archaeological evidence from this region. This sample was taken from a calcareous loess layer which was underlain by a

stony layer which separated it from a greyish brown, non-calcareous loess (WINTLE 1987a). This stony layer may correspond to Stoneline E (unit VIIa) described by VREEKEN (1984) for the Brull excavation at Nagelbeek (Limbourg, the Netherlands). At Nagelbeek a radiocarbon date of  $26,800 \pm 400$  years B.P. (GrN-9014) was obtained for shells from the base of the overlying Middle Silt Loam A (unit VIIb) (VREEKEN 1984). The tongued horizon was located higher in the section at the top of the Middle Silt Loam C (unit VIII). A volcanic ash within unit VIII at Nagelbeek has been reported by MEIJS (1980), JUVIGNÉ & SEMMEL (1981), MEIJS et al. (1983) and VANDENBERGHE (1985).

In middle Germany the lowest late weichselian loess adjacent to the "Rambacher/Wallertheimer Tuff" (BRUNNACKER & TILLMANS 1978; SEMMEL 1967; ANDRES 1969) were dated by WINTLE & BRUNNACKER (1982) at  $20,200 \pm 2,000$  years B.P. (QTL32C) and  $18,600 \pm 1,900$  years B.P. (QTL32D). This provides a mean age of 19,400 years B.P. for the Rambach/Wallertheim tephra layer which is in agreement with the position of the relevant units within the late Weichsel according to SEMMEL (1969) and ANDRES (1969) but is in disagreement with the interpretation of BRUNNACKER & TILLMANS (1978).

#### Eltville tephra layer

A mean age of about 16,200 years B.P. can be placed on the tephra layer based on the TL ages of the overlying and underlying loess units. Moreover, in each loess profile the tephra layer is interbedded within a typical loess body which shows no sign of soil development, which is consistent with a very arid phase of high loess deposition.

Fig. 3: All available absolute TL and radiocarbon dates obtained on material from the late weichselian loess in this part of middle Europe. Letter between parentheses following designation of sample mean: d = decalcified loess; c = calcified loess; ? = not known. Open circles correspond to individual values and the thin lines to standard deviation ( $\pm 1\sigma$ ). Closed circles represent mean ages for individual units and the thick line is the standard deviation of the mean.

Below: Chronostratigraphy of middle Europe according to JUVIGNE (1976).

Ordinate: Lithological units. Within each unit the dated samples are not in stratigraphic order, GrN-10328 and Lv-1172 (GULLENTOPS 1981) as well as Hv-1296 and Hv-1297 (SEMMEL 1967) are radiocarbon dates. All the other ages were obtained by TL. OxTL712a, d, and g according to HUXTABLE & AITKEN (1985). Since the Eltville tephra was not found at Maastricht-Belvédère (VANDENBERGHE et al. 1985) the samples were assigned to two units according to the field notes of the authors. OxTL704f1, f2, and f3 were from Biache-Saint-Vaast according to AITKEN et al. (1986). QTL32A, B, C, and D according to WINTLE & BRUNNACKER (1982). The ages of loesses adjacent to the Wallertheimer Tuff (QTL32C and D) were placed in the figure according to SEMMEL (1969) and ANDRES (1969). QTL89B, D, F, G, H, and I according to WINTLE (1987a). Within the unit "Older pleniglacial loesses" the mean value was calculated using only the TL ages from Wallertheim because there is no precise correlation with the lowermost late weichselian loess at Rocourt.

The remaining ages were obtained on new samples and are listed in table 1.

Above: New chronostratigraphic divisions based on the late weichselian loess stratigraphy as proposed in the text with the main geological units placed according to their individual absolute ages. For the younger lateglacial oscillations age brackets are shown according to GERASIMOV & VELICHKO (1982) and JUVIGNE (1976).

### E1-, E2-, E3-Naßböden

According to the TL ages, these wet soils developed during the Laugerie-Lascaux interstadial (LEROI-GOURHAN 1968). Since the Naßböden are weakly developed soils and the interbedded loess bodies fit with arid phases, it seems that the term interstadial is somewhat excessive to designate the relevant phase that was recorded in western Belgium by BASTIN (1971) using a pollen diagram.

It should be emphasized that neither of the above "interstadials" are recorded in the two continuous pollen records of Grande Pile/France (WOILLARD 1978) and Les Echets/France (BEAULIEU & REILLE 1984). Moreover the latter authors clearly pointed out that the "Laugerie-Lascaux Interstadial" should be removed from general usage and even LEROI-GOURHAN (1986) no longer mentions that interstadial in her most recent stratigraphy of the late Pleistocene.

### The tongued horizon

Since the mean TL age of the tongued horizon, 15,200 years B.P., applies to the deposition of loess and not to the development of soil, the penetration of humus into the loess must have occurred during a more recent temperate phase. On the other hand this temperate phase must be older than the age of the overlying loess body which has a mean TL age of  $13,500 \pm 600$  years B.P. It must also be older than the age of the beginning of the "Bølling Oscillation" at which time loess deposition stopped in middle Europe. This implies that the relevant age of 12,400 years B.P. (GERASIMOV & VELICHKO 1982) is more realistic than that of 13,400 years B.P. reported by JUVIGNÉ (1976). Hence the temperate phase corresponding to the tongued horizon can be placed between about 14,000 and 15,000 years B.P. This warming phase is named the "Nagelbeek Oscillation", referring to the type locality of the tongued horizon. Its introduction splits the Dryas I into two parts. Since there is no sign of soil development between the E3-Naßboden and the tongued horizon, the older part of the previous Dryas I must be integrated into the Pleniglacial as previously suggested by BEAULIEU & REILLE (1984) on the basis of palynology.

In the tradition of the misuse of the terms, tongued horizon and Kesselt Soil, described earlier, BASTIN (1971) reported an important development of *Pinus* as well as thermophilous tree pollens within the tongued horizon at Kesselt. The relevant warming phase was correlated to the Midweichselian Interstadial under the name of "Arcy-Kesselt Interstadial". In our opi-

nion this pollen suite must be related to the Nagelbeek Oscillation. In their discussion of the continuous record at Les Echets, BEAULIEU & REILLE (1984) demonstrated that the only major botanical event which occurred after the Midweichselian Interstadial took place at about 15,000 years B.P.

A correlation could also be proposed with the "Angles-sur-l'Anglin Oscillation" (BASTIN 1975) that was recorded in a similar stratigraphic position in western Belgium by HAESAERTS & BASTIN (1977).

According to VANDENBERGHE (1983), the underlying tonguing could have been formed when a slight warming resulted in liquefaction of sediment on top of frozen ground. If this is so, the tonguing could be synchronous with the phase of supply of humus corresponding to the warming of the "Nagelbeek Oscillation".

A similar humic loam has been described by HAEST et al. (1986) underneath coversands at Beerse-Dam in northern Belgium. The pollen record is dominated by *Pinus*, as found at Kesselt by BASTIN (1971). However, a radiocarbon date of  $16,950 \pm 170$  years B.P. (GrN-12286) was obtained on humic acids extracted from 5 kg of humic loam. This age was dismissed by the authors as being too young compared with the tongued horizon and they suggested that it had been contaminated by 5% of modern humic acids. This demonstrates once more the unreliability of radiocarbon ages on humic matter.

### Loess sheet overlying the tongued horizon

We agree with the generally held view that loess deposition stopped in middle Europe at the beginning of the Bølling Interstadial. Hence the uppermost loess was deposited between about 14,000 and 12,400 years B.P. We consider an age of 12,400 years B.P. for the beginning of the Bølling to be more realistic than that of 13,400 years B.P. reported by JUVIGNÉ (1976). Because the loess sheet is about 3 meters thick on the plateaux, the loess deposition rate must have been about 2 mm/year. This is in agreement with values accepted by MUCHER (1986) for sedimentation of loess in middle Europe.

Large ice wedge casts originating in this loess and penetrating the tongued horizon and the Elville tephra have been recorded at Nagelbeek (VANDENBERGHE 1985) as well as at Rocourt and Kesselt (HAESAERTS et al. 1981). These are most likely to have formed during a period of continuous permafrost and some may have formed as late as Dryas I (HAESAERTS 1974).

## 8. Discussion

### 8.1. Comparison with loesses having TL ages in other parts of western Europe

A set of recent ages ranging from 11,100 to 16,400 years B.P. (QTL20A—F) has been obtained for the uppermost loess body at Saint Romain in northern France (WINTLE et al. 1984). They were not discussed in the framework of the loess stratigraphy but should now be reassessed in the light of the new chronostratigraphy introduced in this paper. A pure loess from Pegwell Bay, Kent, England, was dated to 14,800  $\pm$  3,000 years B.P. in the first TL dating study on European loess (WINTLE 1981).

### 8.2. Effect of decalcification on TL dates

In an earlier study (WINTLE 1987a) it was suggested that decalcification of the loess might be responsible for the apparent underestimate of the TL ages at Rocourt when they were compared with the two radiocarbon dates at Lixhe and Kesselt. However, samples QTL103A and B were taken from a new face at Rocourt, where decalcification had only reached down as far as the Eltville tephra. QTL103B underlies the tephra and is highly calcareous. Its age of 16,600  $\pm$  1,300 years B.P. is in excellent agreement with that of sample QTL89H, 17,100  $\pm$  1,400 years B.P. which had experienced decalcification. The presence (C) or absence (D) of calcium carbonate on the TL ages is shown on the right hand side of figure 3 and no systematic difference can be observed in the TL dates.

## 9. Conclusion

Using a self-consistent set of TL and  $^{14}\text{C}$  ages for material from loess sections in middle Europe, a new chronostratigraphy for the late weichselian loess is proposed.

The tongued horizon is confirmed as the most important morphostratigraphic horizon of the late Weichsel. The humus contained in it probably developed between about 15,000 and 14,000 years B.P. The relevant warming period is named the "Nagelbeck Oscillation". Its introduction shortens the Dryas I.

In the late weichselian loess there is no sign of interstadial climate during the Laugerie-Lascaux Interstadial that could be represented by three phases of wet soil development which alternate with arid phases; in this case the term interstadial is somewhat excessive.

A remnant of an earlier late weichselian loess dating from 24,800  $\pm$  2,100 years B.P. (QTL89I) was found

at one section at Rocourt, in agreement with accepted theories of loess deposition based on more secure radiocarbon dates on in situ charcoal (HAESAERTS 1985).

Based on the age of adjacent loess bodies, the Eltville tephra can be dated at about 16,200 years B.P. and the Rambach/Wallertheim tephra at about 19,400 years B.P.

Decalcification does not have any effect on the TL ages.

## 10. Acknowledgments

We are indebted to Professor A. PISSART for a critical review of the manuscript and to Dr. N. J. SHACKLETON for useful discussions. The TL laboratory in Cambridge is supported by NERC grant GR3/3174 and EEC contract no. ST2P-0204-1-UK (EDB). Laboratory assistance from C. SOLANKI and S. PACKMAN is gratefully acknowledged.

## 11. References

- AITKEN, M. J., HUXTABLE, J. & DEBENHAM, N. C. (1986): Thermoluminescence dating in the Paleolithic: burned flint, stalagmitic calcite and sediment. — Special Supplement to Bull. Ass. Fr. Et. Quat.: 7—14; Paris.
- ANDRES, W. (1969): Über vulkanisches Material unterschiedlichen Alters im Loess Rheinhessens. — Mainzer Naturw. Arch., 8: 134—139; Mainz.
- BASTIN, B. (1971): Recherches sur l'évolution du Peuplement végétal en Belgique durant la glaciation de Würm. — Acta Geographica Lovaniensia, 9: 136p; Leuven.
- BEAULIEU DE, J. L. & REILLE, M. (1984): A long Upper Pleistocene Pollen record from Les Echets, near Lyon, France. — Boreas, 13: 111—132; Paris.
- BERGER, G. W. (1986): Dating Quaternary deposits by luminescence-recent advances. — Geoscience Canada, 13: 15—21; Toronto.
- BOGAARD, V. D., P. & SCHMINCKE, H. U. (1985): Laacher See Tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. — Geol. Soc. Am. Bull., 96: 1554—1571; Boulder/Co.
- BIBUS, E. (1973): Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 101: 346—361; Wiesbaden.
- (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. — Frankfurter geow. Arb., D, 1, 296p.; Frankfurt a. M.
- & SEMMEL, A. (1977): Stratigraphische Leithorizonte im Würmloß des Mittelrheingebietes. — Geol. Jb. Hessen, 105: 141—147; Wiesbaden.

- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., HAHN, J. & TILMANN, W. (1978): Das Jungpleistozän-Profil von Lommersum/Niederrheinische Bucht. — *Decheniana*, 131: 274—286; Bonn.
- & TILMANN, W. (1978): Die vulkanischen Tuffe im Loess-Profil von Wallertheim/Rheinessen. — *Geol. Jb. Hessen*, 106: 225—259; Wiesbaden.
- DELIBRIAS, G. (1979): Problèmes liés à la datation des sols fossiles par le carbone 14. *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 1: 35—42; Paris.
- GERASIMOV, I. & VELICHKO, A. (1982): Paleogeography of Europe during the last one hundred thousand years. — Academy of Sciences of the USSR. Institut of Geography: 156 p.; Moscow.
- GULLENTOPS, F. (1954): Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. — *Mémoires de l'Inst. géol. de l'Université de Louvain*, 18: 125—252; Leuven.
- (1980): Lixhe-Grube C. B. R. Führer zur Exkursion der deutschen Quartärvereinigung vom 14. bis 16. 09. 80, 2: 56—58; Köln.
- (1981): About the climate of the last glaciation in NW Europe. — Preprint of conference of 2nd June 1981 in Symposium on Quaternary Climatic Variations. Université Catholique de Louvain; Louvain-la-Neuve.
- HAESAERTS, P. (1974): Séquence Paléoclimatique du Pléistocène supérieur du bassin de la Haine. — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 97: 105—137; Liège.
- (1985): Les loess du Pléistocène supérieur en Belgique; comparaisons avec les séquences d'Europe Centrale. — *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 22—23: 105—115; Paris.
- & BASTIN, B. (1977): Chronostratigraphie de la fin de 1 a dernière glaciation, à la lumière des résultats de l'étude lithostratigraphique et palynologique du site de Maisière-Canal (Belgique). — *Geobios*, 10: 123—127; Lyon.
- , JUVIGNÉ, E., KUYL, O., MUCHER, H. & ROEBROEKS, W. (1981): Compte rendu de l'excursion du 13 juin 1981, en Hesbaye et au Limbourg néerlandais, consacrée à la chronostratigraphie des loess du Pléistocène supérieur. — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 104: 223—240; Liège.
- HAEST, R., MUNAUT, A., HUYSMANS, L., GULLENTOPS, F. & MOOK, W. (1986): La stratigraphie de Beerse-Dam (Belgique). — *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 25—26: 158—167; Paris.
- HUXTABLE, J. & AITKEN, M. J. (1985): Thermoluminescence dating results for the Paleolithic site Maastricht-Belvédère. — Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 39: 41—44; s'Gravenhage.
- JUVIGNÉ, E. (1976): La Stratigraphie du Quaternaire. In: Géomorphologie de la Belgique. — Hommage au Professeur P. MACAB, A. PISSART, Editeur: 169—179; Liège. Laboratoire de Géographie Physique, Université de Liège.
- JUVIGNÉ & SEMMEL, A. (1981): Un tuf semblable à l'Eltviller Tuff dans les loess de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 31: 83—90; Hannover.
- LAUTRIDOU, J. P. (1968): Les loess de Saint-Romain et de Mesnil-Esnard (Pays de Caux). — Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. Bull., 2: 55 p.; Caen.
- LEROI-GOURHAN, A. (1968): Dénomination des oscillations würmiennes. — *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 17: 218—228; Paris.
- (1986): Notes sur des termes employés pour la chronologie du Pléistocène supérieur. — *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 25—26: 182—184; Paris.
- LOHR, H. & BRUNNACKER, K. (1974): Metternicher und Eltviller Tuff-horizont im Würm-Löß am Mittel- und Niederthein. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 102: 168—190; Wiesbaden.
- LONG, A. & RIPPETEAU, B. (1974): Testing contemporaneity and averagin 9 radiocarbon dates. — *American Antiquity*, 39: 205—215; Menasha.
- MEIJS, E. (1980): A short note on the Presence of the Eltviller Tuff in the surroundings of Maastricht. — *Geologie en Mijnbouw*, 59: 409—410; Dordrecht.
- , MUCHER, H., OUWERKERK, G., ROMAIN, A. & STOLTENBERG, H. (1983): Evidence of the presence of the Eltviller Tuff layer in Dutch and Belgian Limbourg and the consequences for the loess stratigraphy. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 33: 59—78; Hannover.
- MUCHER, H. (1986): Aspects of Loess and loess-derived Slope Deposits: an Experimental and Micromorphological Approach. — *Nederlandse Geografische Studies* 23. Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap. Fysisch Geografisch en Bodemkundig Laboratorium Universiteit van Amsterdam: 267 p.; Amsterdam.
- PAEPE, R. (1966): Comparative stratigraphy of Würm loess deposits in Belgium and Austria. — *Bull. Soc. belge Géol.*, 75: 203—216; Bruxelles.
- & SOMME, J. (1970): Les loess et la stratigraphie du Pléistocène récent dans le Nord de la France et en Belgique. — *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 40: 191—201; Lille.
- ROHDENBURG, H. (1966): Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — *Mitt. dt. Bodenkundl. Ges.*, 5: 137—170; Göttingen.
- & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — *Mitt. dt. Bodenkundl. Ges.*, 5: 1—135; Göttingen.
- & SEMMEL, A. (1971): Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Lößes im westlichen Mitteleuropa. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 99: 246—252; Wiesbaden.



- SCHÖNHALS, E. (1951): Über fossile Böden in nicht ver-  
eisten Gebieten. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 1: 109—130; Öhringen/Württ.
- (1959): Der Basalt-Tuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials. — *Fortsch. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 4: 313—322; Krefeld.
- , ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 15: 199—206; Öhringen/Württ.
- SEMMEL, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 95: 104—108; Wiesbaden.
- (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. — *Rhein-Main. Forsch.*, 78: 9—56; Frankfurt a. M.
- SOMME, J. (1978): Le gisement paléolithique de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). — *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 54: 27—67; Paris.
- VANDENBERGHE, J. (1983): Some periglacial phenomena and their stratigraphical position in weichselian deposits. — *Polarforschung*, 53: 97—107; Goslar.
- (1985): Solution slots or ice-wedge casts? — *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 39: 35—39; s'Gravenhage.
- , MUCHER, H. J., ROEBROEKS, W. & GEMKE, D. (1985): Lithostratigraphy and Paleoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvédère, Southern Limburg, The Netherlands. — *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 39: 7—18; s'Gravenhage.
- VREECKEN, W. (1984): (Re)deposition of loess in southern Limbourg, The Netherlands. 3. Field evidence for conditions of deposition of the Middle and Upper Silt Loam complexes, and landscape evolution at Nagelbeek. — *Earth Surface Processes and Landforms*, 9: 1—18; Chichester.
- WINTLE, A. G. (1981): Thermoluminescence dating of late Devensian loesses in southern England. — *Nature*, 289: 479—480; London.
- (1987a): Thermoluminescence dating of loess at Rocoourt, Belgium. — *Geologie en Mijnbouw*, 66: 35—42; s'Gravenhage.
- (1987b): Thermoluminescence dating of loess. — *Catena, Supplement*, 9: 103—115; Braunschweig.
- & BRUNNACKER, K. (1982): Ages of volcanic tuff in Rheinhessen obtained by thermoluminescence dating of loess. — *Die Naturwissenschaften*, 69: 181—182; Stuttgart.
- & HUNTLEY, D. J. (1982): Thermoluminescence dating of sediments. — *Quaternary Science Reviews*, 1: 31—53; Oxford.
- , SHACKLETON, N. J. & LAUTRIDOU, J. P. (1984): Thermoluminescence dating of periods of loess deposition and soil formation in Normandy. — *Nature*, 310: 491—493; London.
- WOILLARD, G. M. (1978): Grande Pile Peat Bog: A Continuous Pollen Record for the Last 140,000 Years. — *Quaternary Research*, 9: 1—21; New York.

Manuscript accepted on 18. 5. 1987.

## Die Beziehung der äolischen Decksedimente in Nordwestdeutschland zur nördlichen Lößgrenze

HELMUT SIEBERTZ \*)

Loess, grain size, sand, silt, clay, spatial variations, eolian sedimentation, influence, geomorphology

Northwestern German Plain, Rhine Westphalian Basin

**Kurzfassung:** Entlang des Mittelgebirgsrandes verläuft eine mehr oder weniger kontinuierliche Grenze von äolischen Decksedimenten, die als „nördliche Lößgrenze“ bezeichnet wird. Diese klassische nördliche Lößgrenze ist klima-morphologisch zu deuten. Äolische Sedimente nördlich außerhalb dieser Grenze wurden bisher als Sonderfazies (Flottsande, Sandlöss) der Lößablagerung bezeichnet.

Lokale Untersuchungen an äolischen Decksedimenten im Niedertheingebiet zeigen, daß die Sedimente nördlich dieser Grenze durchaus als Löss zu bezeichnen sind. Dies führt zu der Erkenntnis, daß die nördliche Lößgrenze neu definiert werden muß.

Da die nördliche Lößgrenze sich aus lokal unterschiedlich aufgebauten Sedimenten zusammensetzt, sollte sie als nördliche Grenze der äolischen Decksedimente aufgefaßt werden. Ferner wird erwo-gen, die Decksedimentgrenze nicht durch Korngrößenfraktionen, sondern mit Hilfe einer Kennzahl für Sedimente, dem Feinheitsgrad (FG), zu definieren.

[The Relationship Between the Aeolian Cover Sediments in North-West Germany and the Northern Loess Boundary]

**Abstract:** There is a more or less continuous boundary line of aeolian cover sediments along the North-West German hill country, known as the northern loess boundary, which is due to climatic-morphological factors. Aeolian sediments beyond this boundary line have hitherto been interpreted as a special facies („Flottsand“, sandy loess) of loessial accumulations.

Local field studies in the Lower Rhine area, however, revealed, that some aeolian sediments beyond the mentioned boundary must be considered as loess. As a result of this the northern loess boundary has to be redefined.

Since this boundary line is made up of different types of aeolian accumulations, it should from now on be conceived as a boundary of aeolian cover sediments (and not of loess).

This can be defined rather by means of an average grain diameter (the degree of fineness) than the grain-size distribution.

### 1. Problemstellung

Nach NEUMEISTER (1965) fällt einem beim genaueren Kartenstudium der Lößverbreitung in West- und Mitteleuropa eine relativ gut zusammenhängende Lößzone am nördlichen Rand der Mittelgebirge auf, nördlich derer die Lößsedimente weitgehend fehlen (Abb. 1). Diese nördliche Lößgrenze wird von POSER (1951) durch eine Korngrößengrenze festgelegt, die er mit einem Vorherrschen der Korngruppe von 0,05—0,01 mm und einem Anteil von 50—75 % sieht (Klassifikation nach Atterberg in STREMMER 1926).

Diesem Gebiet des typischen Lösses ist nach NEUMEISTER (1965) nördlich ein meist mehrere Kilometer breiter Saum von Sandlössen vorgelagert, der neben einem Maximum in der Kornfraktion 0,05—0,01 mm ein weiteres Maximum in der Fraktion 0,5—0,2 mm besitzt. Nördlich davon schließt sich dann das Gebiet des Treibsandes an, der ein Maximum in der Kornfraktion 0,5—0,2 mm aufweist.

Mit der nördlichen Lößgrenze haben sich POSER (1951) und NEUMEISTER (1965) eingehend beschäftigt. Die Theorien zur Bildung dieser Lößgrenze sind nicht Gegenstand dieser Diskussion. Wichtig ist, daß die nördliche Lößgrenze nach BÜDEL (1951) und POSER (1951) eine klima-morphologische Grenze ist, wobei die Herkunft der Sedimente zunächst untergeordnet ist.

Diverse sedimentologische Untersuchungen im nordwestdeutschen Raum lassen erkennen, daß die nördliche Lößgrenze zwar eine relativ geschlossene Sedimentgrenze ist, es sich dabei aber nicht um eine reine Lößgrenze handelt. Diese besteht kleinräumig aus

\*) Anschrift des Autors: Dipl.-Geogr. Dr. H. SIEBERTZ, Seminar für Geographie, Erziehungswiss. Fak., Universität zu Köln, Gronewaldstr. 2, D — 5000 Köln 41.



Abb. 1: Klassische nördliche Lößgrenze (verändert nach WAHNSCHAFFE & SCHUCHT 1921).

differenziert zusammengesetzten Sedimenten, die faziell recht unterschiedlich aufgebaut sind, so daß der Anspruch des Löß als alleiniger Vertreter zur Deutung der nördlichen Lößgrenze nicht gerechtfertigt ist.

## 2. Sedimentologische und pedologische Untersuchungsergebnisse von äolischen Decksedimenten im Rheinland

Aus Abb. 1 ist ersichtlich, daß die niederrheinischen Decksedimentgebiete um Krefeld, Geldern und Kleve (Abb. 2) nördlich der klassischen Lößgrenze liegen und deshalb sedimentologisch nach MÜLLER (1959) einer Rand- oder Sonderfazies zugeschrieben werden. Zu ihnen zählt die Aldekerker Platte (2a in Abb. 2), eine Mittelterrasse, die im E von einem saalezeitlichen Stauchwall zur Rheinniederung hin abgegrenzt wird.

Die Aldekerker Platte — in Abb. 2 mit Löß bedeckt — wurde in der Vergangenheit bei geologischen und pedologischen Kartierungen von MÜCKENHAUSEN (1952), MÜCKENHAUSEN & WORTMANN (1953), MAAS & MÜCKENHAUSEN (1970) sowie HEIDE (1985) als feinsandiger Lehm (Lößlehm), entwickelt aus Löß bzw. von ZIMMERMANN (1938) als feinsandiger Lehm (Decklehm) angesprochen. In den Untersuchungen von KLOSTERMANN u. a. (1984) sowie PAAS (1974, 1977) werden Sandlöß und Löß, bzw. von JANSSEN (1983) noch Lösssand und Flugsand unterschieden.

Die Korngrößenanalysen der Aldekerker Platte sind in Abb. 3 dargestellt. Dabei zeigt das Sedimentvertei-

lungsbild ein relativ breites Ablagerungsspektrum, welches — verglichen mit Abb. 4 — mit Flugsandablagerungen beginnt, die sich bis zum Sandlöß/Löß erstrecken.

Eine reine Lößablagerung bzw. Lößlehmablagung liegt hier nicht vor. Aufgrund der nicht immer einwandfreien Substratansprache (Bodenart) sind deshalb auch verschiedene Bodentypenklassifizierungen in Frage gestellt.

Der Hochwald von Xanten (2b in Abb. 2) ist ein saalezeitlicher Stauchwall, der mit einem schmalen Saumsander ausgestattet ist. Seine Decksedimente zeigen ein recht gestreutes Verteilungsspektrum mit einer Kulmination im Sandlöß-/Lößbereich. Die mit äolischen Decksedimenten ausgestattete Saumsanderfläche läßt aufgrund ihrer geringen flächenhaften Ausdehnung eine kontinuierliche Ablagerung der Sedimente nicht erkennen, was in dem diffusen, wenig gegliederten Sedimentschleier in Abb. 3 zum Ausdruck kommt.

Der nördliche Niederrheinische Höhenzug (1 in Abb. 2), eine saalezeitliche Sanderhochfläche, ist nach MÜLLER (1959) und BRAUN (1978) mit Sandlöß bedeckt und nur am Westrand durch einen schmalen Saum von Flugsand gekennzeichnet (vgl. BRAUN 1967a, b). Nach neuen sedimentologischen Untersuchungen von SIEBERTZ (1983) sind die Decksedimente wesentlich differenzierter zusammengesetzt (Abb. 5). Dies hat zur Folge, daß mit der neuen Klassifizierung der Bodenarten auch eine neue Bewertung der Bodentypen stattfand (vgl. BRAUN 1967b; PAAS 1985; Beilage in SIEBERTZ 1983).

Aufgrund dieser Erkenntnis bekommt das untere Niedertheingebiet in seiner Beziehung zur nördlichen

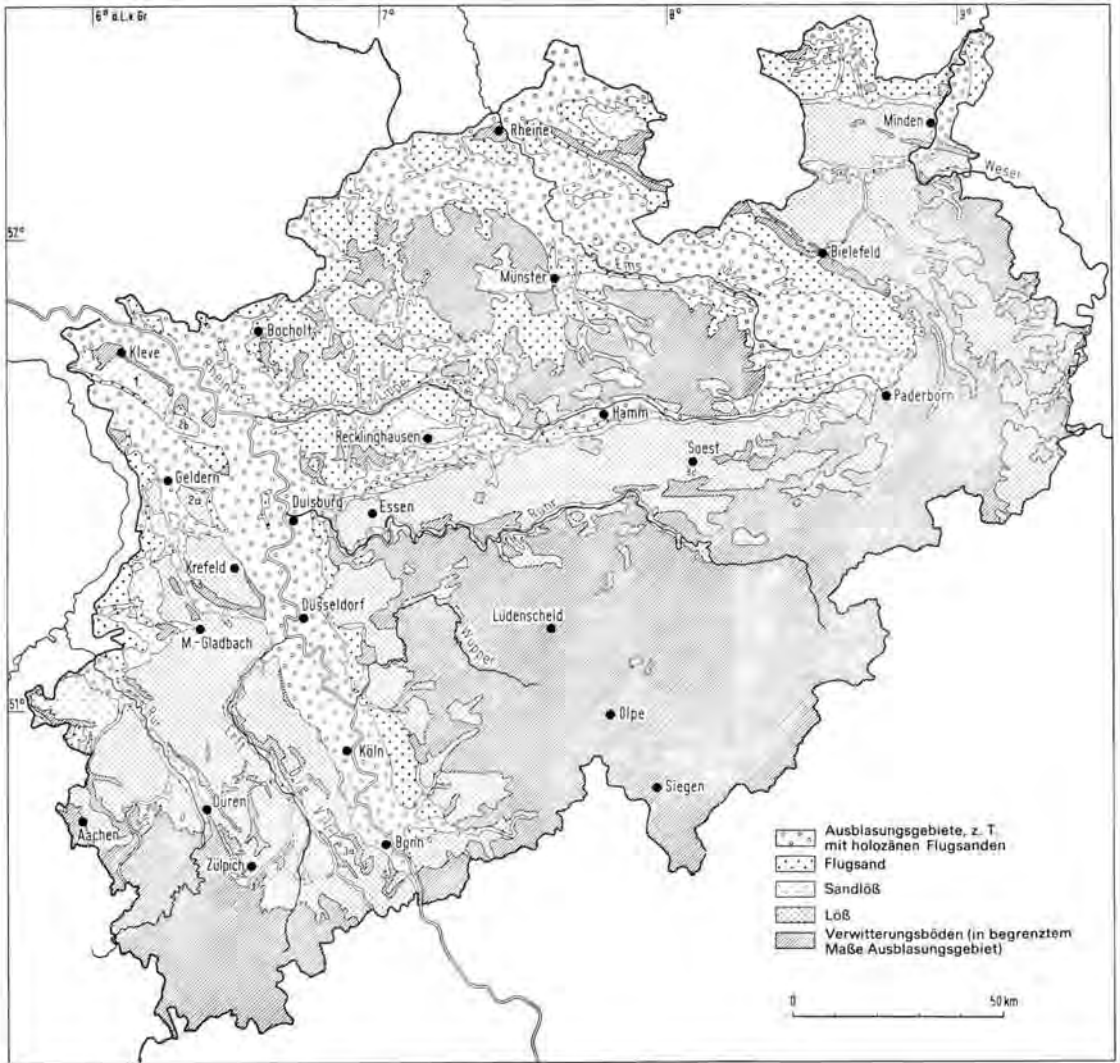


Abb. 2: Äolische Decksedimente in Nordrhein-Westfalen (nach MÜLLER 1959).

Lößgrenze eine neue Stellung. BRUNNACKER (1967) hatte dies bereits angedeutet, denn er beschrieb am Niederrhein die Nordwestgrenze der Lößverbreitung etwa auf der Höhe von Geldern und Kleve (Abb. 2). Die Untersuchungen von SIEBERTZ (1983) bestätigen und modifizieren dies (Abb. 5).

In Abb. 4 sind die Korngrößenanalysen von diesem Höhenzug dargestellt; sie zeigen zunächst ein undifferenziertes Bild der Decksedimentverteilung, welches sich vom groben bis zum feinen Sediment erstreckt. Erst durch eine Gliederung dieses breiten Sedimentspektrums mit Hilfe des Feinheitsgrades (FG) und ausgewählter für äolische Bildungen charakteristische Korngrößen (vgl. SIEBERTZ 1982, 1983) ließ sich ein

differenziertes Decksedimentverteilungsbild erstellen, wie es in Abb. 5 zum Ausdruck kommt. Aus diesem ist ersichtlich, daß nicht die breite Sedimentstreuung des Flugsandes in Abb. 4, sondern die Gruppe des Sandlösses und des Lösses die Hauptablagerung auf dem Höhenzug darstellt; Flug- und Flottsande treten nur als Randfazies auf, während der Sandlöß die Übergangsfazies zur Lösssedimentation darstellt (Abb. 5).

Die sehr differenzierte Kammerung der äolischen Decksedimente in Abb. 5 war aufgrund des breiten Streubereichs der Decksedimente in Abb. 4 unbedingt notwendig. Ob dabei der Begriff des Flottsandes, der in der Geologie und Bodenkunde durch den Terminus Sandlöß ersetzt oder ihm gleichgestellt wurde, glücklich gewählt ist, ist zunächst nicht von

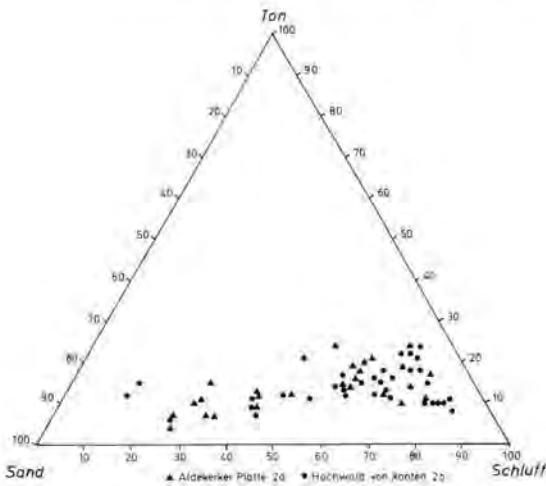


Abb. 3: Äolische Decksedimente im Niedertheingebiet (Lokalitäten 2a u. 2b in Abb. 2; Korngrößenanalysen von 2a nach JANSSEN 1983).

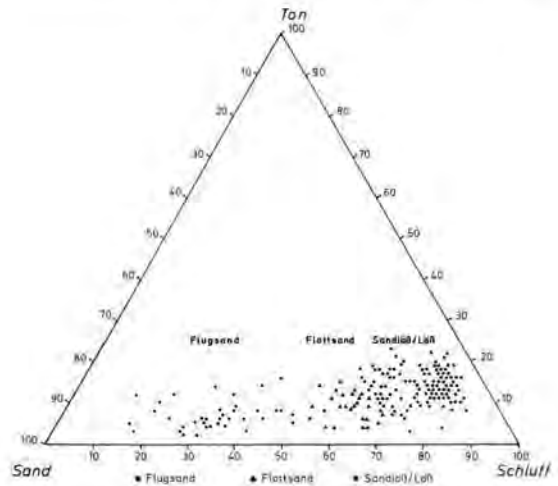


Abb. 4: Äolische Decksedimente auf dem nördlichen Niederrheinischen Höhenzug (Lokalität 1 in Abb. 2, 5).

Bedeutung. Dabei nimmt nach LANG (1974) der Sandlöß eine Mittelstellung zwischen Flugsand und echtem Löß ein.

So erwähnt BRAUN (1978), daß es sich bei den äolischen Decksedimenten auf der Uedemer Hochfläche (Abb. 5) weniger um Sandlöß als vielmehr um einen heterogenen anlehmigen bis (stark) lehmigen Feinsand bis Flottsand (Flottlehm) handelt, wie er z. B. auch in einigen Gebieten Niedersachsens vorkommt. Die Zusammensetzung der Flottsandproben von BRAUN (1978) sind in Abb. 5 mit dem groben Sandlöß zu vergleichen; die Randfazies am Westrand des Höhenzuges jedoch zeigt, daß ihr ein gröberes Sediment vorgelagert ist, welches in der Zusammensetzung nicht dem Flugsand gleichkommt (Abb. 4; Sedimentnomenklatur in SIEBERTZ 1982, 1983). Würde man den Flottsand in Abb. 5 dem Flugsand gleichstellen, wie dies bei BRAUN (1967 a, b) geschehen ist, so würde das wenig differenzierte breite Kornspektrum für paläoklimatische Interpretationen erhebliche Konsequenzen aufweisen (vgl. SIEBERTZ 1983, 1988). Ohne eine Zwischenfazies des Flottsandes können geomorphologische Fragestellungen nicht immer befriedigend geklärt werden.

Decksedimentproben aus der südlichen Köln-Bonner Bucht wurden von der Ville genommen; diese Decksedimente liegen auf der Hauptterrasse. Die Proben (3a in Abb. 2) wurden im Kottenforst bei Bonn ergraben. Das Konzentrationsdreieck (Abb. 6) zeigt, daß sie in der Sedimentzusammensetzung durchaus mit den Lössen vom Niederrhein (Abb. 4) vergleichbar sind und nicht mit dem Löß aus der nordwestdeutschen Bördenlandschaft (Abb. 6). Die Grobschluffwerte des Ville Lösses liegen zwischen 39 % und 56 % (0,06—0,02 mm nach DIN 4188; KÖSTER 1964), während von POSER (1951) für die Norm 0,05—0,01 mm 50—75 % gefordert werden, so daß

selbst bei einer Verschiebung des Korngrößenspektrums auf 0,06—0,02 mm die erforderlichen Werte nicht erreicht werden. Eine größere Ausgeglichenheit ist dafür in den Schlümmfraktionen von Mittelschluff und Ton vorhanden. Interessant ist festzustellen, daß selbst die Grobschluffwerte vom Niederrheinischen Höhenzug (60,2 %) bei lokal gut sortierten Lössen nicht erzielt wurden (vgl. SIEBERTZ 1983). Dies ist auf den stärkeren Verwitterungsgrad und die damit verbundene Tonmineralneubildung zurückzuführen. Der Vergleich der Konzentrationsdreiecke (Abb. 4, 6) läßt erkennen, daß die Korngrößenzusammensetzung der Ville Lössen sich von den Decksedimenten am Niederrhein nicht gravierend unterscheidet, so daß die Frage, wo eine Grenze der nördlichen Lössen zu ziehen sei oder was dieser sedimentologisch zu entsprechen habe, einer klaren Beantwortung bedarf.

### 3. Sedimentologische Untersuchungsergebnisse äolischer Decksedimente im nordwestdeutschen Tiefland

Die Lößproben aus der Hildesheimer Börde (3b in Abb. 1) aus dem Raum 3726 Hohenhameln (R 35.70900, H 57.86500) sowie die beiden Aufgrabungen aus der Hellweg-Zone (Soester Börde 3c in Abb. 2) südlich von Soest (4414 Soest: R 34.34980, H 57.11090; R 34.34800, H 57.11180) zeigen in ihrem granulometrischen Aufbau die wohl feinste Decksedimentzusammensetzung, wie sie von keiner Probe aus dem rheinischen Raum erreicht wird (Abb. 6). Aufgrund der zu großen Profilmächtigkeiten konnte bei keiner Aufgrabung die Basis erreicht werden.

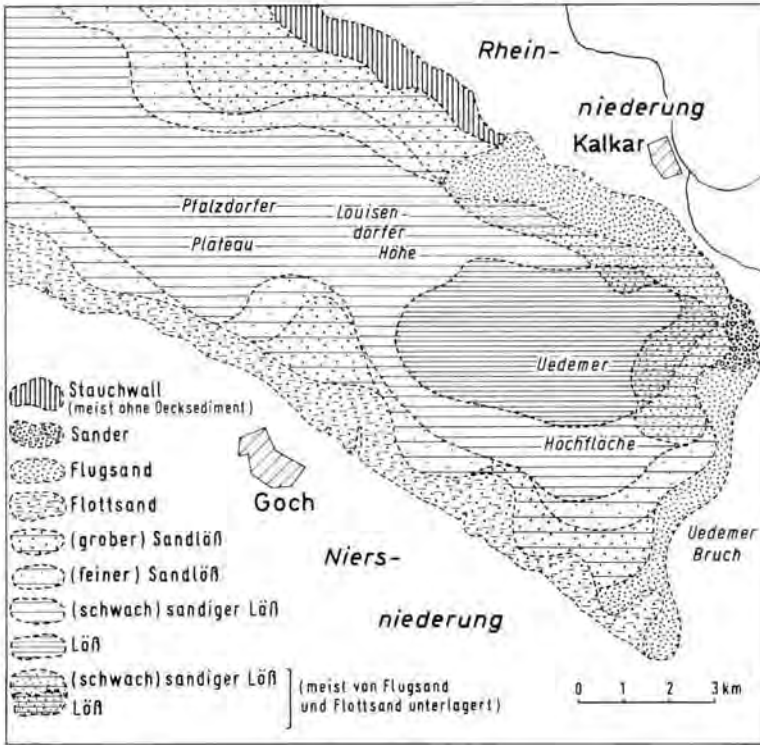


Abb. 5:  
Äolisches Decksedimentverteilungs-  
bild auf dem nördlichen  
Niederrheinischen Höhenzug  
(nach SIEBERTZ 1982).

Die Proben beider Lokalitäten zeigen eine unterschiedliche Zusammensetzung, welche sich durch ein für jeden Sedimentabschnitt nicht konstantes Maximum mit einem Spektrum von 44,5–67,9 % im Grobschluff (0,06–0,02 mm) und einem geringeren kleinen Maximum im Mittelschluff (0,02–0,006 mm) auszeichnet. Damit zeigt sich, daß diese Lößproben durchweg feiner sind als die aus dem Niederreingebiet (Abb. 4, 6). Auch hier zeigen die Prozentwerte beim Grobschluff, daß die vorgegebenen Richtwerte von POSER (1951) nicht erreicht oder eingehalten werden können.

Die im Lößprofil der Hildesheimer Börde bei 1,76 m Tiefe gewonnene Probe enthielt einen deutlichen Sandanteil von 10,9 % in der Mittelsandfraktion (0,2–0,1 mm). Diese „Sandstreifigkeit“ im Löß ist auf dem Niederrheinischen Höhenzug mit einem Flottsand vergleichbar.

Von SCHÖNHALS (1953) liegen Untersuchungen über die Sandstreifigkeit von Talrandlössen vor, die über die sedimentologische Zusammensetzung solcher Profile Auskunft geben. Entsprechende Profile konnten von SIEBERTZ (1983) in den Flottsanden und im Sandlöß an der Westseite des Niederrheinischen Höhenzuges in Abb. 5 beobachtet werden.

Untersuchungen von DEWERS (1932), DAMMER (1941) und VIERHUFF (1967) beschäftigen sich mit diversen

äolischen Decksedimenten (Flugsand, Flottsand, Sandlöß), die außerhalb der nördlichen Lößgrenze liegen (Lokalitäten 4 u. 5 in Abb. 1) und in Abb. 1 nur als geschlossene größere Vorkommen ausgewiesen sind. Dabei handelt es sich um die Flottsandgebiete in Niedersachsen (4) und in der östlichen Mark Brandenburg (5). Die Sedimente aus beiden Ablagerungsräumen sind in den Konzentrationsdreiecken von Abb. 7 und 8 dargestellt.

Die Proben beider Gebiete sind nach der Sedimentnomenklatur von Atterberg klassifiziert (vgl. STREMMER 1926 u. KÖSTER 1964). Sie weicht geringfügig von der DIN 4188 Norm ab, so daß sedimentologische Vergleiche durchaus statthaft sind. Für einen Vergleich wurde die auf sieben Kornfraktionen bei DEWERS (1932) und die auf acht Kornfraktionen bei DAMMER (1941) errechneten Werte — bezogen auf die Kornfraktionen 2 mm und kleiner — aufgeweitet und der aus neun Kornfraktionen bestehenden Klassifikation DIN 4188 angeglichen. Damit konnten die Proben untereinander (m. E.) vergleichbar gemacht werden.

Abb. 7 zeigt die von DEWERS (1932) bearbeiteten Decksedimente. Dabei zeigen der Löß/Lößlehm und der Flottsand einen diffusen Schleier im Verteilungsbild, der auf die Problematik einer Korngrößenansprache im Gelände mit der Fingerprobe sowie das Fehlen einer klaren Ansprache der Sedimente hinweist. Der Flottsand, ja selbst der Flugsand, welcher nach DEWERS (1932) eine sandige Varietät des Flott-

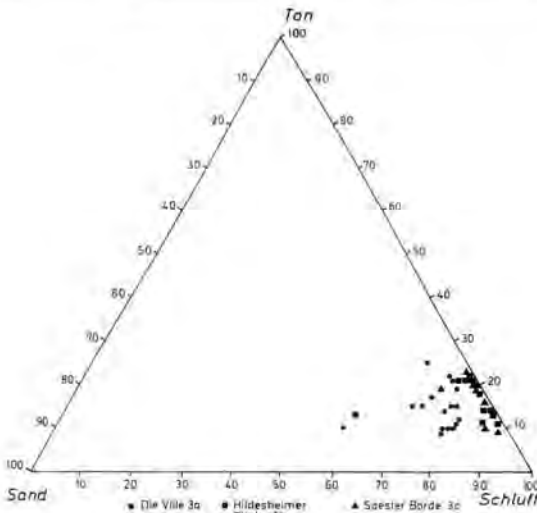


Abb. 6: Äolische Decksedimente von „Der Ville“ im Rheinland 3a, der Hildesheimer Börde 3b, der Soester Börde 3c (Lokalitäten in Abb. 1, 2).

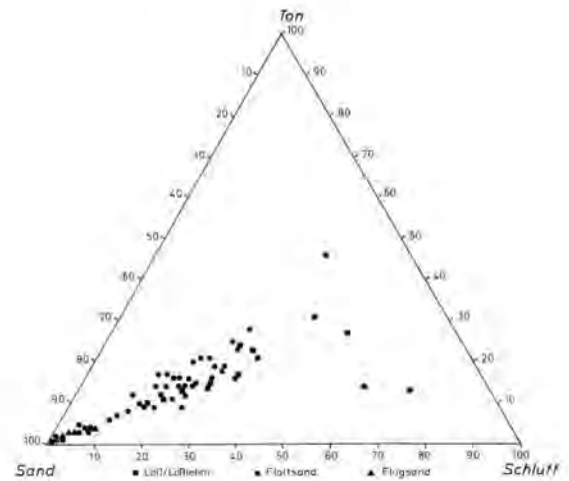


Abb. 7: Äolische Decksedimente in Nordwestdeutschland 4 (Lokalität in Abb. 1; Korngrößenanalysen nach DEWERS 1932).

sandes ist, zeigt eine Sedimentzusammensetzung, die von der Grobheit her nicht mehr als äolisch angesehen werden kann. Diese Sedimente können sich in der Zusammensetzung mit den groben fluvioglazialen Sandersedimenten vom Niederrheinischen Höhenzug messen. Da nach DEWERS (1932) die Flottsande häufig auf Sandersedimenten liegen und von diesen durch eine Steinsohle getrennt sind, liegen hier stratigraphische Lagerungsverhältnisse vor, wie sie bei Geschiebedecksand verschiedentlich auch beobachtet wurden (vgl. LIEDTKE 1981). Hier liegt der Verdacht nahe, daß u. U. Geschiebedecksande als äolische Ablagerungen angesprochen wurden.

Eine Sedimentprobe der im Jüngstholozän gebildeten Wisseler Dünen vom Niederrhein (vgl. SIEBERTZ 1981) mit einem klaren Maximum von 84,4 % in der Mittelsandfraktion 0,63–0,2 mm läßt erkennen, daß die von DEWERS (1932) zu einem großen Teil angesprochenen Sedimente nicht als äolisch angesprochen werden können. Löß und Lößlehm sind hier eine Ausnahme, reichen jedoch nicht an die niederrheinischen Werte heran. Selbst bei einer Sandstreifigkeit des Flottsandes, wie sie von DEWERS (1932) beobachtet wurde, läßt sich eine solch grobe Korngrößenzusammensetzung unter äolischen Bedingungen nicht erklären.

Für DEWERS (1932) sind die Flottsande nach ihrer petrographischen Beschaffenheit und ihrer Lage als eine Lokalfazies des Löß zu bezeichnen, ein lößähnlicher Feinsand bis Staubsand, welcher in der Feinsandfraktion nach Atterberg (0,1–0,05 mm) über 50 bis 60 % und mehr enthält. Dieser Betrag wird jedoch bei einer Überprüfung der vorliegenden Werte nicht immer erreicht. Die gröbere Feinsandfraktion von 0,1–0,2 mm ist zuweilen mit einem zweiten kleineren Maximum versehen, so wie dies von SIEBERTZ (1982, 1983)

bei der gröberen und feineren Feinsandfraktion (0,63–0,2 mm und 0,2–0,1 mm nach DIN 4188) bei den gröberen und feineren Flugsanden auf dem Niederrheinischen Höhenzug beobachtet wurde. Selbst beim größten äolischen Decksediment, dem groben Flugsand, wird bei einer Zusammenziehung der Kornfraktionen von 0,63–0,1 mm im Durchschnitt nur 55 % erreicht. Dabei liegen diese Werte gegenüber denen von DEWERS (1932) und dem Flottsand von SIEBERTZ (1982, 1983) erheblich im Unterschied, so daß auch hier die Ansprache eines Flottsandes, der ja als Eingangssediment für die Lößablagerungen anzusehen ist, keinesfalls gerechtfertigt ist.

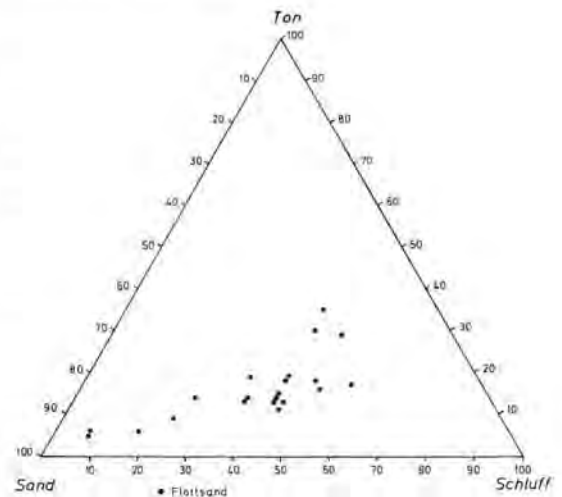


Abb. 8: Flottsande in der östlichen Mark Brandenburg 5 (Lokalität in Abb. 1; Korngrößenanalysen nach DAMMER 1941).

Die von DAMMER (1941) in der östlichen Mark Brandenburg untersuchten Flottsande (5 in Abb. 1) ordnen sich denen von Nordwestdeutschland unter. Dabei zeigen die Korngrößenanalysen in Abb. 8 ein sehr breites Sedimentspektrum; als Vergleich kann das Flottsandspektrum vom Niederrheinischen Höhenzug in Abb. 4 herangezogen werden. Die Zusammensetzung des Flottsandes von DAMMER (1941) umspannt damit ein Sedimentspektrum, welches vom Flugsand bis zum Löß reicht, so daß eine klare Ansprache des Flottsandes auch hier nicht gewährleistet ist.

Nach DAMMER (1941) liegen die Flottsande stratigraphisch auf den Flugsanden; andeutungsweise wird in den Lageverhältnissen auch die Nähe zum Geschiebedecksand gesehen, so daß durch die Aussage, daß mangels Aufschlüsse die Ansprache der Sande als äolisch oder fluviatil zu deuten sei, die Problematik der Ansprache des Flottsandes und ihr undifferenziertes breites Sedimentspektrum in Abb. 8 erklärt.

#### 4. Diskussion

Die nördliche Grenze des Lösses, wie sie von POSER (1951) und NEUMEISTER (1965) definiert wird, kann nur als bedingt geltend angesehen werden; die Problematik dieser Lößgrenze liegt in der kleinmaßstäbigen Kartierung begründet, welche die Lößzone in einem einheitlichen zusammenhängenden Sedimentband erscheinen läßt. Großmaßstäbige und kleinräumige lokale Sedimentuntersuchungen, wie sie am Niederrhein von SIEBERTZ (1983) durchgeführt wurden (Abb. 5), zeigen, daß die nördliche Lößgrenze sedimentologisch sehr differenziert zusammengesetzt ist. Diese besteht aus einer Reihe lokaler Sedimentareale, die faziell-sedimentologisch unterschiedlich aufgebaut sind und die verschiedensten äolischen Sedimentgruppen beinhalten (Sedimentnomenklatur in SIEBERTZ 1982, 1983).

Die meisten Sedimentareale beginnen mit einer gröberen Fazies (Flugsand, Flottsand, Sandlöß), die sich dann zum Löß hin stabilisiert. Eine Sandstreifigkeit in den Lößprofilen muß dabei hingegenommen werden, da die Ablagerung aufgrund der wechselnden Winddynamik Schwankungen unterworfen ist. Sie tritt in Abb. 2 bei POSER (1951) beinahe überall im geschlossenen Lößgürtel auf. Entsprechendes wurde auch von SIEBERTZ (1983) im westlichen Randbereich des Niederrheinischen Höhenzuges betrachtet (Abb. 5).

Die Aussage von BÜDEL (1951), die nördliche Lößgrenze sei klima-morphologisch zu deuten, steht außer Zweifel, denn auch die isolierten Flottsand- und Sandlößvorkommen im Flachland nördlich dieser Grenze haben nach VIERHUFF (1967) alle gemeinsam, daß sie an Stellen liegen, wo sich eine örtlich höhere Windgeschwindigkeit wieder abschwächt (Gelände-

form, Hangexposition). Entsprechendes kann man am Niederrhein mit den untersuchten Räumen (1) in den Abb. 2, 5 (Höhenlage von ~ 50 m im E auf ~ 30 m im W abfallend) und der Aldekerker Platte (2a in Abb. 2) ablesen, deren Höhenlage ~ 33 m über NN liegt, im E aber von einem Stauchwall mit ~ 70 m über NN abgegrenzt wird. Die nordöstlich von Geldern (zwischen 2a und 2b in Abb. 2) liegende Sanderfläche der Bönninghardt hat eine Höhe von ~ 40–45 m über NN und ist (fast) decksedimentfrei bzw. lokal nach MÜLLER (1959) mit einer relativ dünnen Flugsanddecke bestanden.

Die Meinung von BÜDEL (1951), daß im norddeutschen Flachland aufgrund der fehlenden und sehr lückenhaften Vegetation die Lösser nicht liegen blieben, sondern weiterverfrachtet wurden und erst die geschlossene Vegetationsdecke weiter im S den Lößstaub aufhalten konnte, ist nicht haltbar, wie die Ergebnisse im nordwestdeutschen Raum zeigen.

Der Grund für die Sedimentation ist nicht in der Tundravegetation zu suchen, sondern in der Morphologie des Ablagerungsraumes. Je höher und ausgedehnter das Hindernis, je günstiger und feiner die Sortierung, entsprechend der Winddynamik (Abb. 5; vgl. SIEBERTZ 1988). Die wenig klassifizierten und teilweise diffus angesprochenen äolischen Decksedimente in den Abb. 7 und 8 jedoch zeigen, daß die Ansprache des Flottsandes in Nordwestdeutschland zuweilen sehr im argen liegt. In beiden Konzentrationsdreiecken wird im Sandanteil eine Zusammensetzung erreicht, die Sandersand oder Geschiebedecksand repräsentiert.

Der Bezug der Böden zur nördlichen Lößgrenze hat sich durch eine exaktere Ansprache der Bodenart vorteilhaft auf die Bodentypisierung ausgewirkt. Beispielfhaft läßt sich dies am unteren Niederrhein nachweisen, wo ein Wandel in der Klassifikation dieser Böden in den letzten Jahrzehnten für den gleichen Untersuchungsraum stattgefunden hat, so daß die Sedimentationsuntersuchungen von SIEBERTZ (1983) in den pedologischen Befunden eine Bestätigung finden. Dies führt dazu, daß lokal außerhalb der festgelegten nördlichen Lößgrenze (Abb. 1) verschiedentlich Sedimentareale vorgelagert sind, die weder eine Rand- noch eine Sonderfazies der Lößverbreitung darstellen, wie sie MÜLLER (1959) sieht, sondern ein Springen dieser Lößgrenze nach N verursachen. Daß die nördliche Lößgrenze gesteinsabhängig sein soll, wie MERKT (1968) dies deutet, ist nur so weit von Bedeutung, wie entsprechende Sedimentliefergebiete vorhanden sind und sich im Löß nachweisen lassen.

POSER (1951) ist der Auffassung, daß für die nördliche Lößgrenze auch der Wind von Bedeutung ist, welcher vornehmlich von W bis NW geweht haben soll.



Diverse Untersuchungen im nordwestdeutschen Tiefland allerdings zeigen, daß West- und Ostwinde für die Decksedimentbildung verantwortlich sind (vgl. SIEBERTZ 1988), wie dies in Abb. 5 auch zum Ausdruck kommt. Dabei kann in beiden Fällen je nach Intensität des Windes und Sortierung sich eine Lokalfazies ausbilden, die von E sowie W eine Saigerung vom groben zum feinen Sediment aufweist. Über konkrete Sedimentuntersuchungen im Hinblick auf eine paläogeographische Deutung liegen zu wenig Befunde vor, so daß die Luftdruckrekonstruktion von POSER (1951) anhand der spätglazialen Dünenbildung alleine für die Richtung der Lösssedimentation nicht ausreicht; die Lösssedimentation wird für das Hoch bis ins frühe Spätglazial angesetzt, was sich in den fossilen Böden ja auch niederschlägt (vgl. SIEBERTZ 1983, 1988).

Die Annahme von POSER (1951), daß geringe Windchwankungen im Kern des Hochdruckgebietes zur inselartigen Sedimentation von Sandlössen führte, ist schwer nachvollziehbar, zumal inselartige Vorkommen von lößverwandten Sedimenten entlang der gesamten nördlichen Lößgrenze relativ breit gestreut und verteilt sind (Abb. 1). Ferner ist nicht immer eindeutig geklärt, zu welcher Sedimentklasse diese Ablagerungen zuzurechnen sind.

## 5. Schlußwort

Eine einheitlich geschlossene Lößgrenze ist nicht vorhanden, sondern eine aufgrund der morphologischen Verhältnisse vor dem Mittelgebirgsrand verlaufende mehr oder weniger zusammenhängende Decksedimentgrenze, die aus unterschiedlichen Sedimenten aufgebaut wird. Dabei besitzt jeder Sedimentationsraum seine eigene Fazies. Dies ist durchaus normal, rechtfertigt aber nicht den Begriff Lößgrenze, sondern „Grenze der äolischen Decksedimente“.

Die Lößgrenze auch als Bodengrenze zu betrachten, wie POSER (1951) dies beschreibt, ist aufgrund der unterschiedlichen Sedimentareale nicht zu verwirklichen. Deshalb sollten zu ihrer Festlegung keine durch Prozentwerte charakterisierten Kornfraktionen oder Korngruppen herangezogen werden, sondern der Feinheitsgrad (FG), welcher die günstigste am Sedimentaufbau einer Probe beteiligten Kornfraktionen widerspiegelt. Der FG sollte nicht an einen Sedimentabschnitt innerhalb eines Profils gebunden sein, sondern als Durchschnittsfeinheitsgrad für ein homogenes Sedimentprofil (vgl. SIEBERTZ 1982). Diesen Ansprüchen entsprechen die meisten Untersuchungen im Raum der nördlichen Lößgrenze nicht, so daß hier eine klare Ansprache fehlt.

Die nördliche Lößgrenze/äolische Decksedimentgrenze ist klima-morphologisch bedingt, wobei die Windrichtung und die Herkunft der Sedimente untergeordnet ist; die Ablagerung der Decksedimente ist nicht von der Vegetation abhängig, sondern von der Morphologie des Hindernisses, das bei einer Sedimentanwehung eine Saigerung hervorzurufen vermag.

## Schriftenverzeichnis

- BRUNNACKER, K. (1967a): Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, A. Geologische Karte C4302 Bocholt; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- (1967b): Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, B. Bodenkarte C 4302 Bocholt; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- (1978): Zur Herkunft und Zusammensetzung des „Sandlösses“ auf der Uedemer Sander-Hochfläche (Niederrhein). — Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf., 28: 335—343, 5 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- BRUNNACKER, K. (1967): Die regionale Stellung der niederrheinischen Lößprovinz. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, 13: 55—63, 1 Tab.; Köln.
- BÜDEL, J. (1951): Die Klimazonen des Eiszeitalters. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 1: 16—26, 2 Abb.; Öhringen/Württ.
- DAMMER, B. (1941): Über Flottsande in der östlichen Mark Brandenburg. — Jb. Reichsst. Bodenforsch., 61: 186—197, 1 Abb., 3 Tab.; Berlin.
- DEWEERS, F. (1932): Flottsandgebiete in Nordwestdeutschland, ein Beitrag zum Lößproblem. — Abh. naturw. Ver. Bremen, 28: 131—204, 6 Fig., 2 Tab., 2 Taf.; Bremen.
- HEIDE, G. (1985): Boden und Bodennutzung. — Geologie am Niederrhein, 35—38, 1 Abb.; Krefeld (Geol.-L. Amt Nordrhein-Westfalen).
- JANSSEN, N. (1983): Die Bodenbildungen der Aldekerker Platte und des Schaephuysener Höhenzuges (Untere Niederhein) aus pedologischer, sedimentologischer und geomorphologischer Sicht. Dipl.-Arb.: 153 S.; Bonn. — [Unveröff.].
- KLOSTERMANN, J. u. a. (1984): Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Blatt C 4702 Krefeld; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- KÖSTER, E. (1964): Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen; 336 S., 109 Abb., 68 Tab.; Stuttgart (Enke).
- LANG, H. D. (1974): Über Verbreitung, Zusammensetzung und Alter des Sandlösses im Raum Wittingen-Hankensbüttel. — Z. dt. Geol. Ges., 125: 269—276, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.

- LIETKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. — *Forsch. dt. Landeskd.*, **204**: 307 S., 49 Abb., 17 Tab., 1 Kt.; Trier (2. erw. Aufl.).
- MAAS, H. & MÜCKENHAUSEN, E. (1970): Erläuterung zur Karte der Böden von Nordrhein-Westfalen 1: 500 000; Hannover.
- MERKT, J. (1968): Bemerkungen zu einer Karte der Lößverbreitung in Südniedersachsen. — *Geol. Jb.*, **86**: 107—112, 1 Taf.; Hannover.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1952): Die Böden des linken Niederrheins. — *Der Niederrhein*, **19**: 72—77, 1 Abb.; Krefeld.
- & WORTMANN, H. (1953): Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1: 300 000; Hannover.
- MÜLLER, E. H. (1959): Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. — *Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf.*, **4**: 255—265, 1 Abb.; Krefeld.
- NEUMEISTER, H. (1965): Probleme der nördlichen Lößgrenze. — *Leipziger Geogr. Beiträge*; 137—143; Leipzig (Festschr. Prof. Lehmann).
- PAAS, W. (1974): Bodenkarte Nordrhein-Westfalen 1: 50 000, Blatt L 4504 Moers; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- (1977): Bodenkundliche Landesaufnahme im Niederrheinischen Tiefland. — *Der Niederrhein*, **44**: 1—6, 50—55, 100—104, 8 Abb.; Krefeld.
- (1985): Bodenkarte Nordrhein-Westfalen 1: 50 000, L 4302 Kleve; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- POSER, H. (1951): Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **1**: 27—55, 5 Abb.; Öhringen/Württ.
- SCHÖNHALS, E. (1953): Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **3**: 19—36, 13 Abb.; Öhringen/Württ.
- SIEBERTZ, H. (1981): Morphologisch-morphochronologische Karte von Kalkar und Umgebung 1: 25 000; Bonn (2. erg. Aufl. 1986). — Die Landschaftsgenese im unteren Niederrheingebiet — dargestellt am Beispiel von Kalkar und Umgebung, *Der Niederrhein* (1987), **54**: 14—20, 5 Abb., 1 Kt.; Krefeld.
- (1982): Die Bedeutung des Feinheitsgrades als geomorphologische Auswertungsmethode. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **32**: 81—91, 4 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- (1983): Neue sedimentologische Untersuchungsergebnisse von weichselzeitlichen äolischen Decksedimenten auf dem Niederrheinischen Höhenzug. — *Arb. Rhein. Landeskd.*, **51**: 51—97, 8 Abb., 6 Tab., 1 Kt.; Bonn.
- (1988): Die Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug in ihrer Beziehung zu den Luftdruck- und Windverhältnissen während der Weichsel-Kaltzeit in Nordwestdeutschland. — *Natur am Niederrhein* (N. F.), **3**: Krefeld. — [Im Druck].
- STREMMER, H. (1926): Grundzüge der praktischen Bodenkunde; 332 S., 6 Abb., 10 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- VIERHUFF, H. (1967): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. — *Mitt. Geol. Inst. T. H. Hannover*, **5**: 1—99, 35 Abb.; Hannover.
- WAHNSCHAFFE, F. & SCHUCHT, F. (1921): Geologie und Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes; 472 S., 29 Beil., 82 Bild.; Stuttgart (Engelhorn).
- ZIMMERMANN, E. (1938): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1: 25 000, BL 4504 Nieukerk; Berlin (Preuss. Geol. L.-Anst.).

Manuskript eingegangen am 30. 4. 1987,  
Nachträge Mai 1987.

## Hinweise auf eine saalezeitliche Warmzeit am Niederrhein

JOSEF KLOSTERMANN, HANS-WOLFGANG REHAGEN & ULRIKE WEFELS \*)

Borehole sections, Pleistocene, lithostratigraphy, sand, gravel, silt, core,  
heavy mineral analysis, pollen diagram, floral list, oak mixed forest, biostratigraphy, Saalian, deglaciation

Rhine Westphalian Basin, North Rhine-Westphalia

**Kurzfassung:** Eine Kernbohrung im Bereich der nördlichen Niederrheinischen Bucht, etwa 1,5 km östlich der Ortschaft Weeze, erbrachte eine Schichtenfolge, die mit den Rinnenschottern der Elster-Kaltzeit beginnt und über die eemzeitlichen Torfe von Weeze bis hin zu den Kiesen und Sanden der Älteren Niederterrasse reicht. Zwischen holsteinzeitlichen Ablagerungen und eemzeitlichen Torfen wurden mehrere humose Lagen erbohrt. Der größte Teil von ihnen dürfte umgelagert sein. Eine Ausnahme bildet ein aus schluffigen Feinsanden bestehender Abschnitt, die Vorseelaer-Schichten, die etwa 0,5 m unter den eemzeitlichen Torfen erbohrt wurden. Bei diesen Schichten handelt es sich um Ablagerungen, die die Pollenflora einer warmzeitlichen Vegetation mit EMW (überwiegend *Quercus*), *Taxus*, *Corylus* und viel *Alnus* sowie *Hedera* und *Ilex* enthalten und nach ihrer Position innerhalb der Schichtenfolge ans Ende der Saale-Kaltzeit zu stellen sein dürften.

### [Hints to a Saalian Warm Period at the Lower Rhine Embayment]

**Abstract:** A borehole in the area of the Lower Rhine embayment, approximately 1,5 km to the east of the village Weeze, provided a succession, beginning with the channel gravel of the Elsterian up to the Eemian peats of Weeze, which are covered by gravel and sand of the older Lower Terrace. In between the succession of the Holsteinian sediments and the Eemian peats, some mouldy layers were found. Most of the mouldy layers seem to be reassorted except of the uppermost silty sands, the Vorseelaer-beds, which are situated about 0,5 m below the Eemian peats. The Vorseelaer-beds are sediments which contain a thermophilous pollenflora with mixed oak forest (most of it *Quercus*), *Taxus*, *Corylus*, much *Alnus*, some *Hedera* and *Ilex* that, according to their position within the succession, are tentatively placed at the end of the Saalian.

### 1. Einleitung

Zur Erkundung der quartären Schichtenfolge des nördlichen Niederrheins wurden im Rahmen der geologischen Landesaufnahme auf den Blättern 4403 Geldern, 4404 Issum, 4304 Xanten und 4303 Uedem der TK 25/139 Spülbohrungen mit Teufen von 40 m bis 90 m niedergebracht. Von dem erbohrten Material wurden inzwischen ca. 1500 Proben schwermineralanalytisch untersucht. Erste Ergebnisse dieser Untersuchungen wurden in den Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25 000 4403 Geldern (KLOSTERMANN 1984) und 4404 Issum (KLOSTERMANN 1986) sowie von KLOSTERMANN (1985) veröffentlicht. Pollenanalytische Untersuchungen wurden bisher nur an wenigen Stellen durchgeführt, da sie an Probenmaterial aus Spülbohrungen nicht sinnvoll sind.

Im Jahre 1985 konnten erstmals im Auftrage des Geologischen Landesamtes NW Kernbohrungen bis zu einem Teufenbereich von etwa 20 m durchgeführt werden. Daraufhin wurde versucht, im Blattgebiet 4303 Uedem der TK 25 in der Nähe der Ortschaft Weeze (siehe Abb. 1) das Liegende des dort nachgewiesenen Eems (VON DER BRELIE & MÜCKENHAUSEN & REIN 1955) mit Hilfe einer Kernbohrung zu untersuchen. Die an dieser Stelle zunächst abgeteufte Spülbohrung mit der Bezeichnung KBB 7 zeigte, daß sich im Liegenden des eemzeitlichen Torfes mehrere Schluff- und Feinsandschichten mit humosen Lagen befanden. Mit Hilfe einer wenige Meter entfernt angesetzten Kernbohrung (KB 7B) sollte nun versucht werden, gekerntes Probenmaterial für pollen- und schwermineralanalytische Untersuchungen zu gewinnen. Die Ergebnisse zeigten, daß die humosen Lagen eine thermophile Flora enthielten. Es stellte sich nun die Frage, ob es sich bei diesen Lagen um autochthone saalezeitliche Bildungen handelte oder ob

\*) Anschrift der Autoren: Dr. J. KLOSTERMANN, Dr. H.-W. REHAGEN, U. WEFELS, Geologisches Landesamt NW, De-Greiff-Str. 195, 4150 Krefeld.

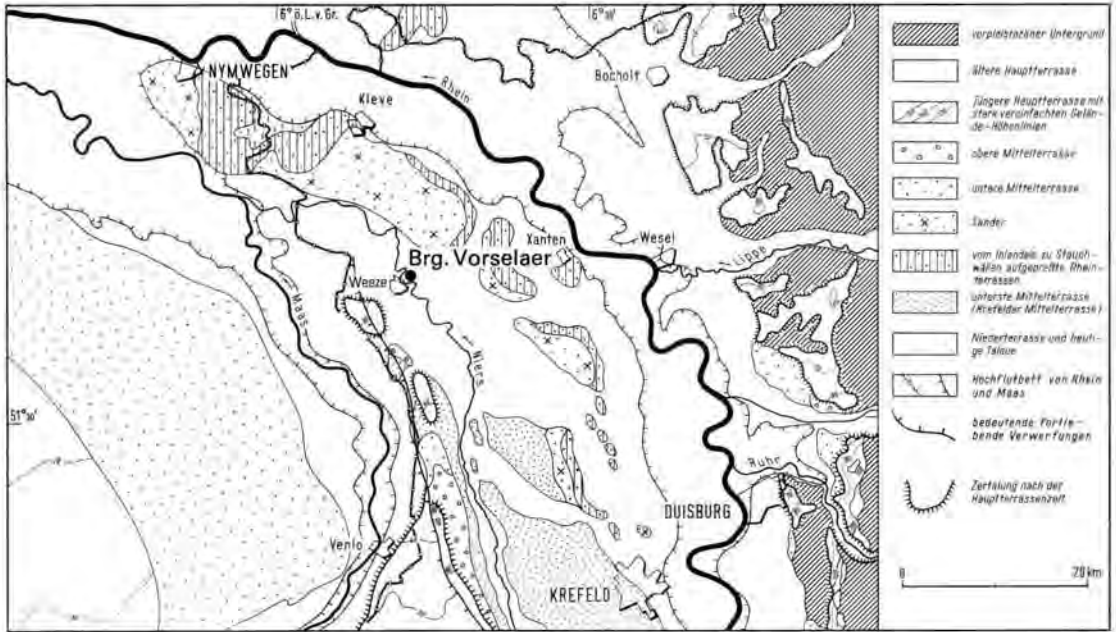


Abb. 1: Terrassengliederung im niederrheinischen Tiefland (nach BRAUN & QUITZOW 1961).

man es mit umgelagerten Resten der Holstein-Warmzeit zu tun hatte.

Um dieses Problem zu lösen, wurde etwa 5 m von der ersten Kernbohrung (KB 7B) entfernt eine weitere Kernbohrung, die Bohrung KB 7C, abgeteuft, die die vollständige quartäre Schichtenfolge bis ins Tertiär erschließen sollte. Der Kernmarsch der Bohrung KB 7C begann aus technischen Gründen erst in 4 m Tiefe. Da die Untersuchungsergebnisse der Bohrungen KB 7B und KB 7C ausgezeichnet übereinstimmen und beide Bohrungen nur 5 m voneinander entfernt sind, wird im folgenden so verfahren, daß beide Bohrungen kombiniert dargestellt werden. Die oberen 5,25 m der Schichtenbeschreibung entstammen der Bohrung KB 7B, der Rest der Bohrung KB 7C. Die Kombination beider Bohrungen erhielt die Bezeichnung Bohrung Vorselaer (KB 7<sup>B</sup>/C).

## 2. Untersuchungsmethoden

### 2.1. Schwermineralanalyse

Aus dem tonigen bzw. sandigen Probenmaterial der Bohrungen wurde jeweils die Fraktion

0,036 mm bis 0,315 mm bzw. die Fraktion 0,063 mm bis 0,315 mm durch Naßsiebung abgetrennt.

Auf eine chemische Vorbehandlung der Proben wurde verzichtet, um das vollständige Schwermineralspektrum zu erhalten. Je nach Bedarf wurden 5 bis 20 g des so gewonnenen getrockneten Materials der Schwere-trennung in einem Scheidetrichter mit 200 ml Fassungsvolumen unterzogen. Als Schwereflüssigkeit diente Bromoform mit einer Dichte von 2,86 g/cm<sup>3</sup>. Nach vollendeter Separation (Absetzzeit mindestens 2 Stunden) wurde die Schwerefraktion entnommen.

Zur anschließenden mikroskopischen Bestimmung der transparenten Schwerminerale wurden Dauerpräparate hergestellt. Als Einbettungsmittel diente Aroclor ( $n_D = 1,665$ ). Je Präparat wurden entlang paralleler Linien oder mittels der Gesichtsfeldmethode ca. 200 Körner ausgezählt. Die Ergebnisse der Untersuchungen wurden in Form von Schwermineraldiagrammen, die die Analysenergebnisse in Abhängigkeit von der Teufe wiedergeben (vgl. Abb. 2), dargestellt.

### 2.2. Pollenanalyse

Aus dem inneren Bereich der Bohrkerne wurde eine 2–3 cm<sup>3</sup> große Probenmenge entnommen und, soweit erforderlich, 24 Stunden lang mit 38 % iger kalter Flußsäure behandelt. Die Aufbereitung erfolgte ansonsten nach der Acetolyse-Methode von ERDTMAN. Pro Präparat wurde in einem Wasser-Glycerinmisch bei 400facher Vergrößerung (Ortholux) auf ca. 300 Baumpollen ausgezählt und darüber hinaus weiteres

Tab. 1: Gliederung der Elster- und Saale-Kaltzeit

Niederlande	Niederrheinische Bucht			NW – Deutschland		
ZAGWIJN 1973	THOME 1959	BRUNNACKER 1978	Neugliederung			
S t a d i a l III	Warthe-Vorstoß		Untere Mittel-terrasse 4 (Krefelder Mittelterrasse)	Warthe-Stadium	S a a l e - K a l t z e i t	
	Gerdau-Interstadial (Ohe-Warmzeit?)		Vorselaer-Schichten	Gerdau-Interstadial*		
	Amersfoort-Stadium	Zeit des Eisrückzuges	MT IV (IV b?)	Untere Mittel-terrasse 3		D R E N T H E - S T A D I U M
				Interstadial *		
				Jüngere Sander (2. Inlandeisvorstoß)		
				Schichten von Bönninghardt		
	Neußer Staffel			Untere Mittel-terrasse 2 Ältere Sander (1. Inlandeisvorstoß)		
	Bantega-Interstadial			Interstadial*		
	Stadial II	Drenthe-Stadium	Interglazial von Efferen und Mengenich und Sinnersdorf	Untere Mittel-terrasse 1		
	Hogeveen-Interstadial					
Stadial I	Zeit des Eisvorstoßes	MT IIIb (bis IVa?)				
H O L S T E I N						
Elster-Kaltzeit		MT IIIa	Rinnenschotter		E l s t e r - K a l t z e i t	
Interglazial IV?		MT II MT I	Obere Mittelterrassen			
Glazial C?						

\*bisher nicht nachgewiesen

Material durchgemustert, um auch seltenere Formen zu erfassen. Als Berechnungsgrundlage dient die Summe aller Baum- und Nichtbaumpollen = 100 %; auf diese Basissumme sind die Prozentangaben für Wasser- und Sumpfpflanzen sowie für die Sporen bezogen. Die mazerierten Probenrückstände werden in Glycerin aufbewahrt.

### 3. Geologischer Überblick

Die spätelsterzeitlichen Rinnenschotter lassen sich aufgrund ihres hohen Klinopyroxengehaltes ausgezeichnet miteinander verknüpfen. So ist es auch dann möglich, die im Hangenden der Rinnenschotter anschließenden Sedimente der Holstein-Warmzeit zu identifizieren, wenn sie nicht tonig entwickelt sind, sondern deren sandig-kiesiges Äquivalent ausgebildet ist.

Im Bereich der Niederrheinischen Bucht können vier saalezeitliche Terrassenkörper und zwei Inlandeisvorstöße nachgewiesen werden (vgl. Tab. 1). Die Untere Mittelterrasse 1 ist am nördlichen Niederrhein durch spätere Erosion vollständig beseitigt. Die ältesten saalezeitlichen Ablagerungen gehören dort der Unteren Mittelterrasse 2 an (KLOSTERMANN 1986).

Während der Aufschotterung der Unteren Mittelterrasse 2 kam es zu zwei Inlandeisvorstößen in die Niederrheinische Bucht. Obwohl sich Sanderablagerungen und der Terrassenkörper der Unteren Mittelterrasse 2 schwermineralanalytisch nur wenig voneinander unterscheiden, zeichnen sich doch gewisse Tendenzen in den Schwermineralspektren ab, die eine Zuordnung zur Unteren Mittelterrasse 2 oder zum Sander wahrscheinlicher machen.

Im Bereich Vorselaer (siehe Abb. 1) wurden im Liegenden eemzeitlicher Torfe und im Hangenden von Äquivalenten der Holstein-Warmzeit mehrere Schichten mit einer warmzeitlichen Flora erbohrt, die in die Saale-Kaltzeit einzuordnen sind. Diese Schichten, die hier als „Vorselaer-Schichten“ bezeichnet werden, wurden vermutlich nach den saalezeitlichen Eisvorstößen abgelagert.

#### 3.1. Rinnenschotter und Holstein-Warmzeit

Die Rinnenschotter bestehen vorwiegend aus grauen, feinkiesigen Mittel- und Grobsanden, die fast immer einen gewissen Feinsand-Anteil aufweisen. Der unterste Teil der Rinnenschotter ist häufig als Grobkies-Lage mit Steinen ausgebildet. Die Kiese sind infolge intensiver Verwitterung von Eisen- und Mangan-Krusten umschlossen. Außerdem tritt an der Basis häufig aufgearbeiteter Muschelschill auf.

Die Schwermineralzusammensetzung der Rinnenschotter zeichnet sich durch die höchsten Klinopyroxengehalte im Bereich des nördlichen Niederrheins aus. Sie schwanken zwischen 40 % und 68 % und erlauben eine sichere Korrelation dieser Schichten in verschiedenen Bohrungen (vgl. Abb. 2). Die Klinopyroxene der Rinnenschotter sind, gegenüber den in anderen quartären Schichten auftretenden, auffallend groß und außerdem stark gezahnt.

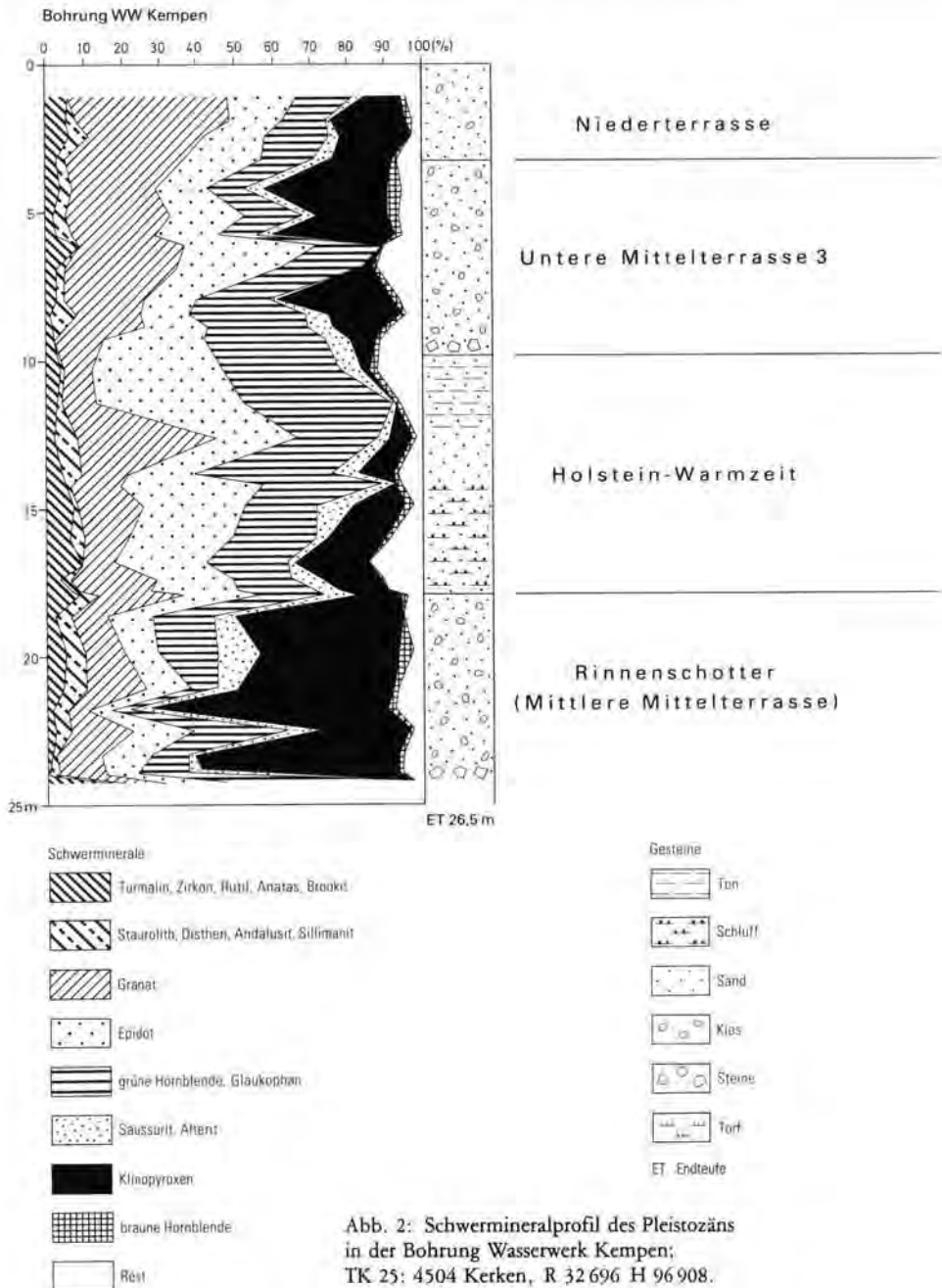
Über den Rinnenschottern schließen sich die Schichten der Holstein-Warmzeit an. In der Bohrung WW Kempen (vgl. Abb. 2) wurden graugrüne, stark karbonatische Tone und Schluffe mit eingelagerten Torfen erbohrt. Der unterste Teil der Schichtenfolge besteht dort aus grau bis graubraun gefärbten, karbonatischen, grobsandigen Fein- und Mittelsanden.

In der Bohrung Vorselaer (KB 7<sup>B</sup>/C) wurde offenbar nur dieser untere Teil der Schichtenfolge der Holstein-Warmzeit erbohrt. Dort dürften die unmittelbar im Hangenden der Rinnenschotter nachgewiesenen grauen bis gelbgrauen Fein- und Mittelsande, die immer einen gewissen Grobsand- und Feinkies-Anteil führen, die Äquivalente der Holstein-Warmzeit sein. Auch KEMPF (1966: 15) beschreibt im untersten Teil der „Krefelder Schichten“ Grob- und Mittelsande mit wenig Fein- und Mittelkies.

Das Schwermineralspektrum des sandigen Abschnittes der Holstein-Warmzeit ist durch einen Epidot-Anteil von 25 % bis 35 % charakterisiert. Die Werte der grünen Hornblende schwanken zwischen 30 % und 40 %. Auffälligstes Merkmal des sandigen Holsteins ist ein deutlich höherer Klinopyroxen-Anteil als in der darüberliegenden Schichtenfolge des tonigschluffigen Holsteins. Die Proben aus dem unteren sandigen Abschnitt der Holstein-Warmzeit sind häufig stark durch Karbonat und Eisenverbindungen verunreinigt. Kennzeichnend ist außerdem ein hoher Glimmer-Anteil. Besonders deutlich ist dieser untere Abschnitt in der Bohrung WW Kempen (vgl. Abb. 2) erkennbar.

Das Pollendiagramm der Bohrung WW Kempen (siehe Abb. 3) setzt bei 17,7 m mit einer klaren *Pinus*-Dominanz von 37,7 % unter den Baumpollen ein. *Alnus* erreicht 18,0 %. Die Anteile des Eichenmischwaldes (EMW), allein durch *Quercus* vertreten, von *Corylus*, *Picea* und *Betula* liegen zwischen 2,0 und 6,6 %. *Carpinus* kommt nur mit einem Pollenkorn vor, und *Abies* fehlt noch. In diesem Niveau befindet sich auch der einzige Fund von *Pterocarya* mit 1,6 %. Die Anteile der Nichtbaumpollen sind etwas erhöht. Doch gehen sie nur auf wenige Sippen zurück.

Die Pollenspektren zwischen 16,8 und 11,4 m zeigen eine deutliche *Alnus*-Dominanz mit *Pinus* in Sub-



dominanz. Die Erlenkurve steigt anfangs stetig an und gipfelt zweimal knapp über 40%. Die Kiefer fällt dagegen steil unter 15% ab, erreicht dann im oberen Teilabschnitt wieder Werte zwischen 22,9 und 31,8%.

Im EMW finden sich jetzt auch *Ulmus*, *Tilia* und *Fraxinus* ein. Ihre Pollenkurven sind jedoch nicht

geschlossen. Nach wie vor ist *Quercus* allein regelmäßig vertreten. Zeitweise liegt auch *Corylus* über 10%. *Carpinus* nimmt stetig zu und erreicht maximal 9,5%, um dann infolge des *Alnus*-Gipfels und des erneuten *Pinus*-Anstiegs zurückgedrängt zu werden. Inzwischen hat sich auch *Abies* eingefunden und bildet jetzt eine geschlossene Kurve, die jedoch meist nur unter 2% verläuft. Gleichmäßig verläuft die

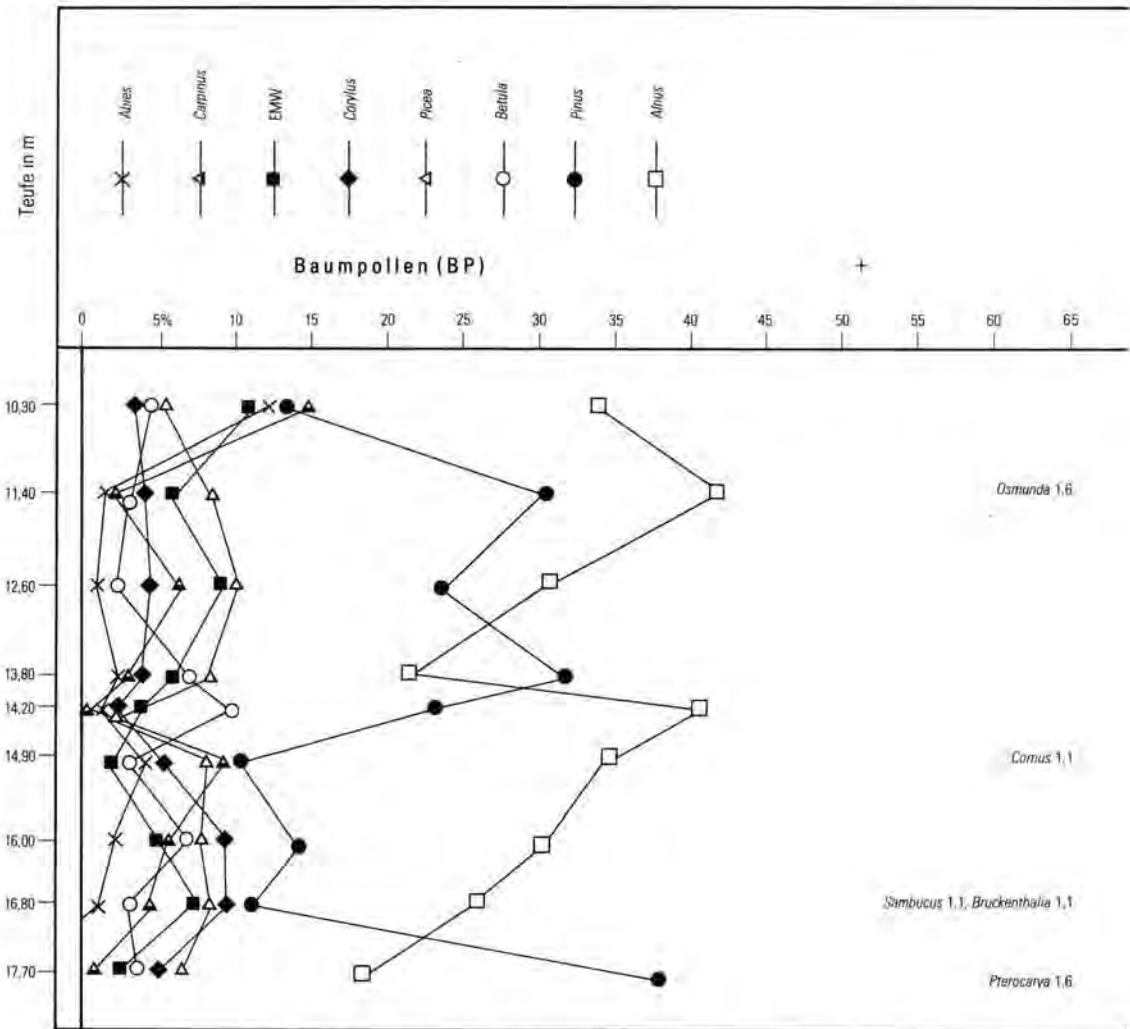


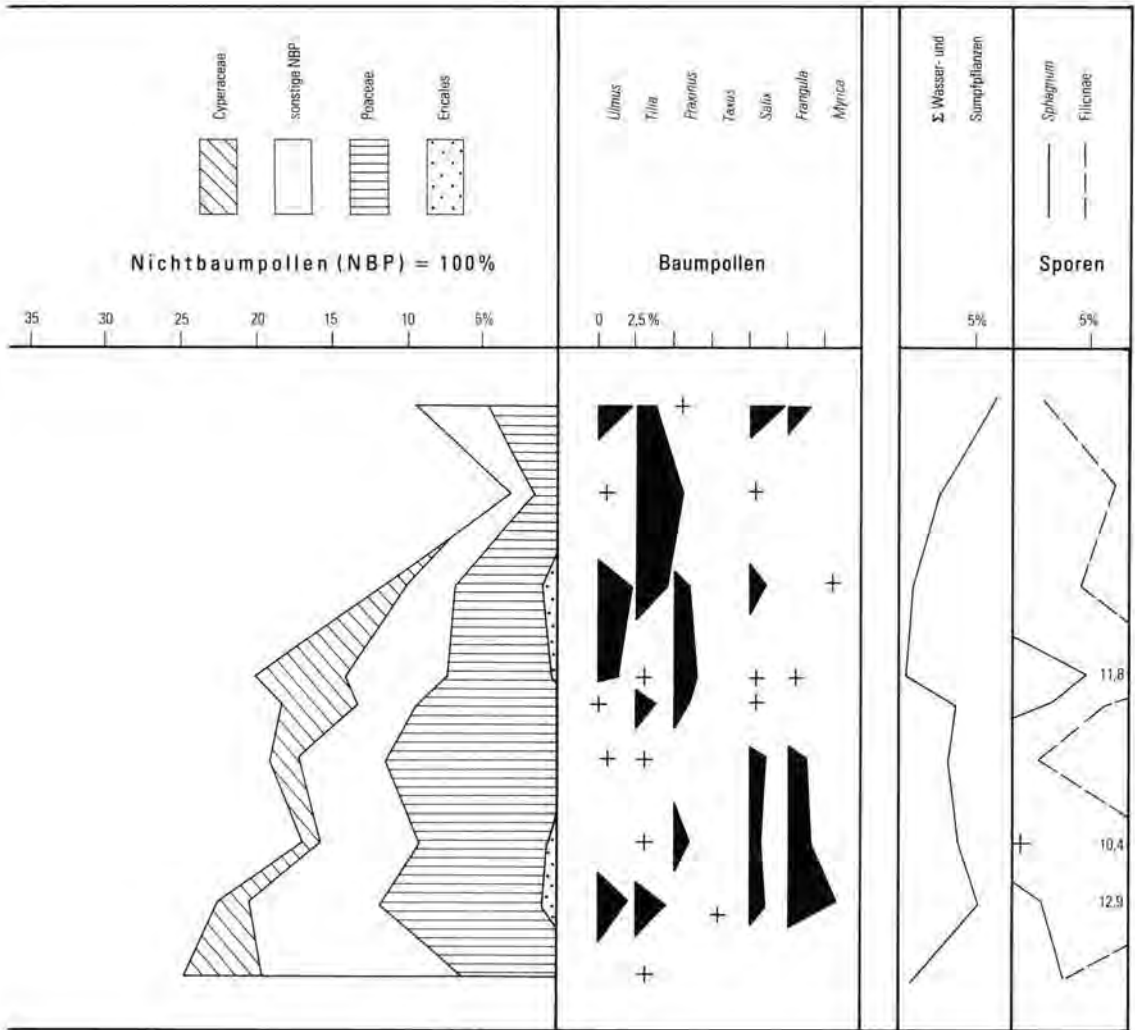
Abb. 3: Pollendiagramm der Bohrung WW Kempen (vgl. Abb. 2).

*Picea*-Kurve, sieht man von einer kurzen Depression bei 14,2 m ab, die durch kräftige Kurvenanstiege von *Alnus*, *Pinus* sowie *Betula* auch bei den anderen BP-Kurven hervorgerufen wird. Vorübergehend finden sich *Salix* und *Frangula* ein und dürften lokal ein Weiden-Faulbaumgebüsch gebildet haben. Der Anteil der NBP geht stetig zurück. Einmal wurde *Bruckenthalia* beobachtet. Der Anstieg der Wasser- und Sumpfpflanzen geht fast ausschließlich auf die Ausbreitung der *Typhaceae* zurück.

Bei 10,3 m kündigen sich Veränderungen im BP-Spektrum an. Die Kurven von *Carpinus* und *Abies* steigen kräftig auf 14,4 bzw. 12,2 % an, was auf Kosten von *Pinus*, *Alnus* und *Picea* geschieht. Diese Entwicklung läßt sich jedoch nicht weiter verfolgen, da sich die Schichten im Hangenden als pollenleer erwiesen.

Im vorliegenden Pollendiagramm ist ein warmzeitlicher Vegetationsabschnitt erfaßt, der durch eine *Alnus-Pinus*-Dominanz gekennzeichnet ist sowie durch das Einwandern und Ausbreiten von *Carpinus* und *Abies*. Die parallel laufende Schwermineralanalyse weist für diese Sedimente ein holsteinzeitliches Alter aus. Vergleicht man die pollenanalytischen Untersuchungsergebnisse mit denen aus den benachbarten Niederlanden, so zeigt sich eine gute Übereinstimmung. Die erfaßte Vegetationsentwicklung gehört in die Übergangsphase von Ho 2 nach Ho 3 (ZAGWIJN 1973). Nach MÜLLER (1974) und seiner Arbeit über das Holstein-Interglazial von Munster-Breloh lassen sich die vorliegenden Ergebnisse mit der Zone IX parallelisieren und der steile Abfall der *Pinus*-Kurve zu Beginn des Pollendiagramms mit dem Ende der Zone VIII.





### 3.2. Die Schichtenfolge der Bohrung Vorseleer (KB 7<sup>B</sup>/C)

Die Quartär-/Tertiär-Grenze wurde in der Bohrung Vorseleer bei 20,73 m durchörtert (siehe Abb. 4). Die tertiären Schichten bestehen dort aus dunkelgrün-grauen, stark glimmerführenden Feinsanden, die keine Schichtung zeigen. Das Schwermineralspektrum dieser Schichten zeigt ein deutliches Überwiegen des stabilen Anteils und ein vollständiges Fehlen der vulkanischen Komponenten.

Von 19,32 m bis 20,73 m wurden stark von Grobkiesen durchsetzte Fein- und Mittelkiese der Rinnenschotter erbohrt, die von Mangan-Krusten umschlossen sind. Dieser Schichtenabschnitt kann mit dem untersten Teil der im Schacht Tönisberg nachgewie-

senen Rinnenschotter (KEMPF 1966: 10) sowie den Rinnenschottern in der Bohrung WW Kempen verknüpft werden. Im untersten Teil der Bohrung WW Kempen bestehen die Rinnenschotter aus Grobkiesen und Steinen. Infolge Aufarbeitung tertiärer Schichten ist der Klinopyroxenanteil in den untersten Abschnitten der Bohrung Vorseleer durch den Einfluß stabiler Schwerminerale relativ zurückgedrängt. Zwischen 12,00 m und 19,32 m wurde die typische Fazies der Rinnenschotter durchbohrt. Es sind graue und braungraue, feinkiesige Mittel- und Grobsande. Im obersten Teil der Schichtenfolge zeigt der Klinopyroxen zwei deutliche Maxima, eines von 41 % bei 12,85 m und eines von 28 % bei 14,45 m.

Zwischen 10,56 m und 12,00 m wurden gelbgraue und braungraue Mittel- und Grobsande durchbohrt.

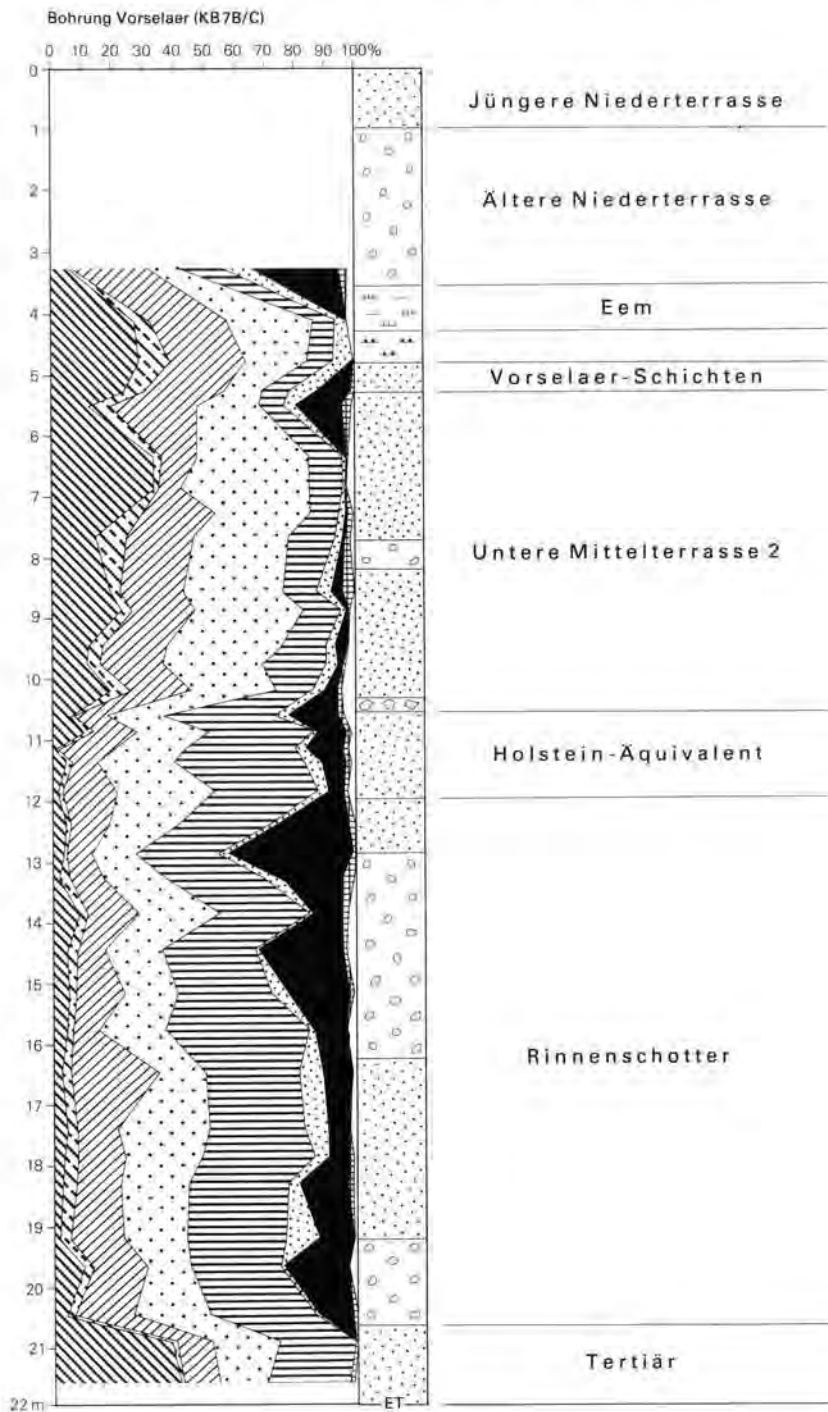


Abb. 4: Schwermineralprofil der Bohrung Vorselaer (KB 7<sup>B</sup>/C);  
TK 25: 4303 Uedem, R 15 170, H 21 130 (Legende s. Abb. 2).

Im obersten Teil sind die Schichten rotbraun gefärbt. Das Schwermineralspektrum zeigt die typischen Merkmale des sandigen Abschnittes der Holstein-Warmzeit (vgl. Kap. 3.1.). Auch andere typische Eigenschaften, wie die starke Verunreinigung durch Eisenverbindungen sowie der charakteristische hohe Glimmer- und Karbonat-Gehalt, treten deutlich hervor. Diese Schichtenfolge stellt eindeutig das untere sandige Äquivalent der Holstein-Warmzeit dar.

Zwischen 5,27 m und 10,56 m wurden Schichten der Unteren Mittelterrasse 2 durchbohrt.

Direkt im Hangenden des Holstein-Äquivalents wurde zwischen 10,33 m und 10,56 m eine Steinsohle erbohrt. Diese Steinsohle konnte regelmäßig an der Basis der Unteren Mittelterrasse 2 beobachtet werden.

Darüber folgt zwischen 7,37 m und 10,33 m eine aus Mittelsanden und Feinkiesen bestehende Schichtenfolge, die mit den Schwermineralspektren der Unteren Mittelterrasse 2 zu verknüpfen ist.

Zwischen 5,93 m und 7,37 m schließen sich gelbbraun gefärbte Feinsande an, die durch rostfarbene Bändchen fein geschichtet erscheinen. Das Schwermineralspektrum dieser Feinsande zeigt einen kräftigen Anstieg der stabilen Schwerminerale (vgl. Abb. 4), der durch die Aufarbeitung von Schmelzwassersedimenten verursacht worden sein dürfte. Die Ausbildung der Schwermineral-Körner, die petrographische Zusammensetzung sowie die Pollendiagramme der gesamten Schichtenfolge der Unteren Mittelterrasse 2 zeigen, daß der größte Teil dieser Schichten aus umgelagertem Sander- und Holstein-Material besteht. Dafür sprechen auch die unregelmäßig eingestreuten Holz-Stückchen. Besonders auffallend in den Pollendiagrammen dieser Schichtenfolge ist eine Abnahme der Pollendichte nach unten sowie ein regelmäßiges Auftreten von Hystrichosphaerideen.

Da die feinsandigen Schichten zwischen 5,93 m und 7,37 m vermutlich aus umgelagerten Schmelzwassersedimenten bestehen, ist die hier erbohrte Untere Mittelterrasse 2 vermutlich als zeitgleich bzw. etwas jünger als der saalezeitliche Inlandeisvorstoß an den Niederrhein anzusprechen.

Zwischen 5,27 m und 5,93 m schließt sich ein grobsandiger Mittelsand an, der von Fein- und Mittelkieslagen durchsetzt ist. Dieser Teil der Schichtenfolge trennt den oberen Teil der Bohrung Vorselaer bis 5,27 m von dem unteren Teil unter 5,93 m ab. Auch schwermineralanalytisch kommt dies durch die plötzliche Zunahme des Klinopyroxengehaltes und die Abnahme der stabilen Schwerminerale deutlich zum Ausdruck.

Von 4,77 m bis 5,27 m wurden die Vorselaer-Schichten durchbohrt. Es sind graue, glimmerführende Feinsande mit einem geringen Schluffanteil. Bei guter Pollenführung enthalten sie warmzeitliche Pollenspektren (siehe Abb. 5). Von Anfang an dominiert *Alnus* ganz eindeutig mit allerdings rückläufiger Tendenz von 52,2 auf 15,9%. Der Eichenmischwald, fast ausschließlich durch *Quercus* vertreten, liegt zwischen 15,5 und 8,0%. Etwas geringer ist der Anteil von *Corylus*. Mit Werten um 1% sind *Carpinus* und *Taxus* regelmäßig vorhanden. *Abies* dagegen fehlt. Läßt man *Alnus* außer Betracht, so beträgt der Anteil thermophiler Laubbölzer zwischen 15 und 25%. Ferner kommen auch *Hedera*, *Ilex* und *Acer* vor sowie bei 5,1 m ein Pollenkorn von *Fagus*. Ab 4,9 m verändert sich die Vegetationszusammensetzung. Der NBP-Anteil steigt deutlich an, die NBP-Flora wird sippenreicher. *Betula* breitet sich kräftig aus und *Empetrum* erscheint wie auch *Juniperus*. Die Pollendichte nahm in den nachfolgenden Proben stark ab.

Es kamen weder präquartäre Sporomorphae noch Hystrichosphaerideen in diesem Profilabschnitt vor. Vergleicht man die vorliegenden Ergebnisse, die zweifellos warmzeitliche Pollenspektren nachgewiesen haben mit anderen Funden aus diesem Zeitabschnitt, so stimmen sie zwar mit den Untersuchungen nach MENKE (1968) aus der alten Grube in Wacken gut überein. Doch ist der in der Bohrung Vorselaer (KB 7<sup>B</sup>/C) erfaßte Vegetationsabschnitt für eine gesicherte Parallelisierung zu kurz.

Das Pollenspektrum dieser Schichten kann eindeutig von den hangenden Eem-Torfen abgetrennt werden. Auffallend gegenüber den liegenden Schichten der Unteren Mittelterrasse 2 ist das völlige Fehlen von Hystrichosphaerideen und ein hoher Anteil präquartärer Pollenformen.

Die Vorselaer-Schichten zeigen weder sedimentologisch noch schwermineralanalytisch Hinweise auf eine Umlagerung. Trifft diese Annahme zu, hat man es bei den Vorselaer-Schichten mit einer Warmzeit innerhalb der späten Saale-Kaltzeit zu tun. Diese Einstufung ergibt sich aus der stratigraphischen Verknüpfung der Unteren Mittelterrasse 2 mit dem Inlandeisvorstoß. Die Vorselaer-Schichten müßten daher nach dem Inlandeisvorstoß und vor der Eem-Warmzeit entstanden sein. Diese stratigraphische Zuordnung legt eher eine Korrelation der Vorselaer-Schichten mit der Treene-Warmzeit nahe.

Sollten die Vorselaer-Schichten, entgegen allen Indizien, dennoch umgelagert sein, so kann es sich nur um eine Umlagerung über eine kurze Distanz gehandelt haben. Dies würde bedeuten, daß die Vorselaer-Schichten das Umlagerungsprodukt einer älteren Warmzeit darstellen. Die Umlagerung muß am Ende

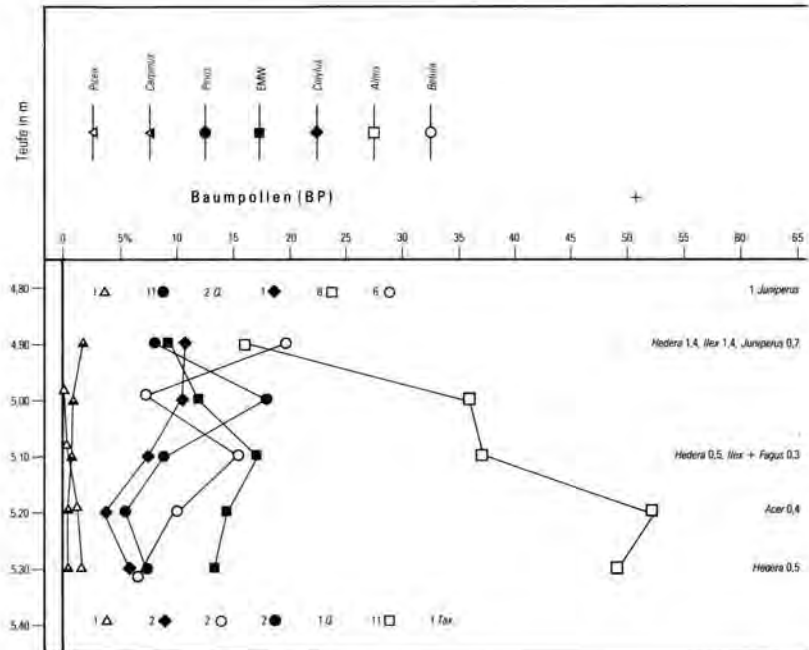
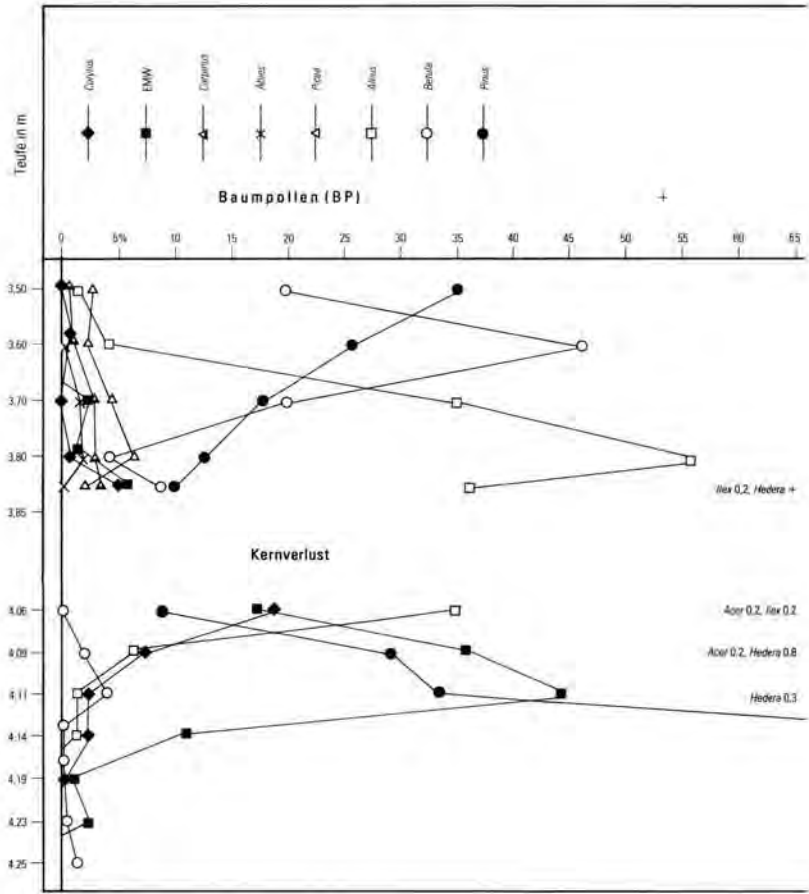
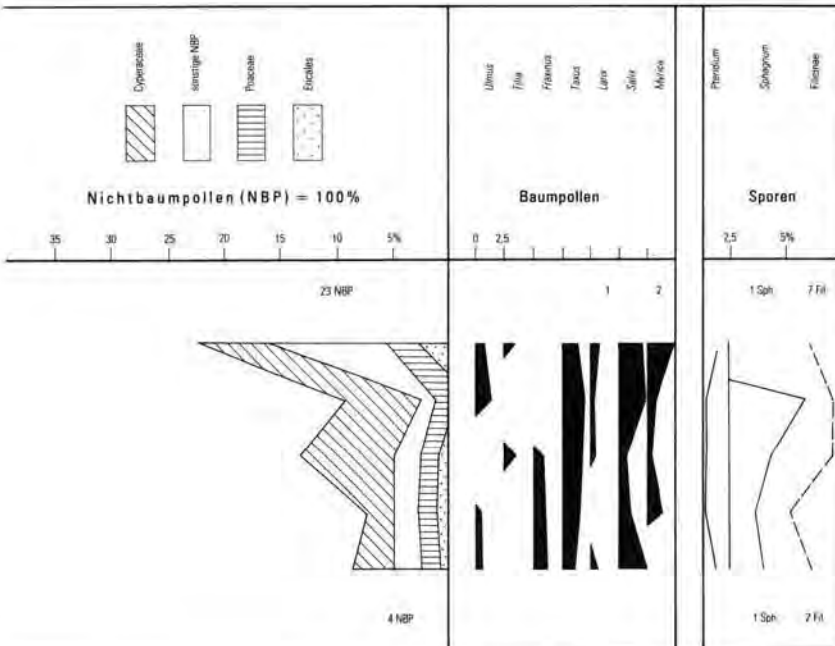
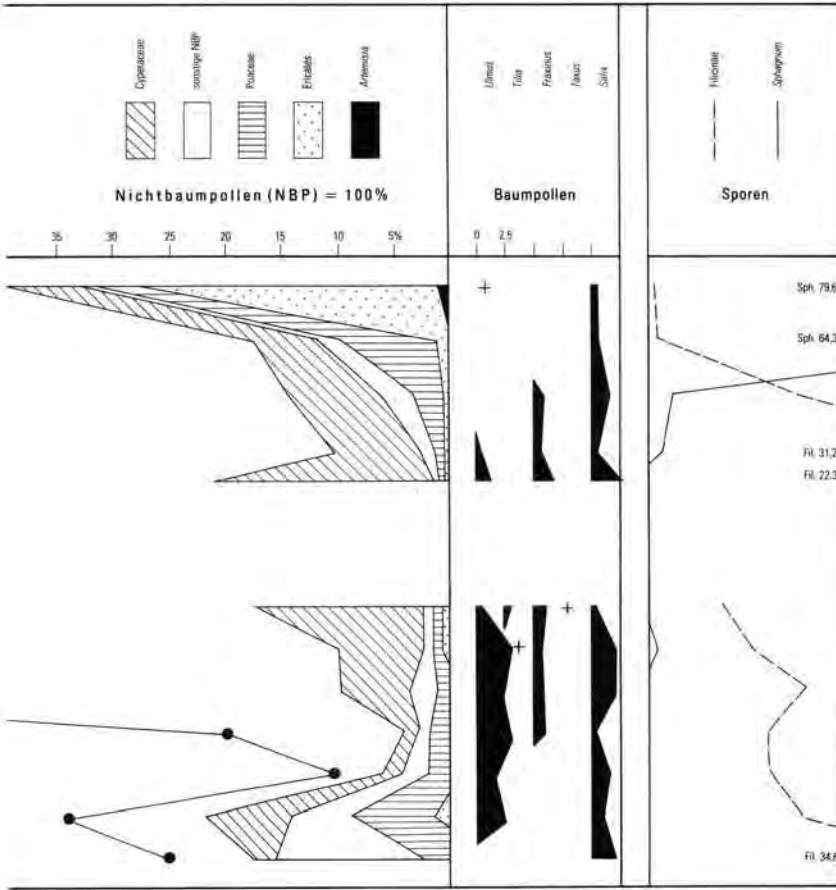


Abb. 5: Pollendiagramm der Bohrung Vorseleer (KB7<sup>B</sup>/C); vgl. Abb. 4.



der Saale-Kaltzeit stattgefunden haben. In der Nähe der Bohrung Vorselaer müßten zu dieser Zeit Ablagerungen einer solchen Warmzeit angestanden haben. Eine Aufarbeitung von holsteinzeitlichen Sedimenten käme nur in Frage, wenn die Holstein-Schichten in unmittelbarer Nähe, etwa im gleichen Niveau, angestanden hätten wie die Vorselaer-Schichten. Da die Äquivalente der Holstein-Warmzeit in der Bohrung Vorselaer und der weiteren Umgebung, jedoch immer in Tiefen von mehr als 10 m vorkommen, könnte eine Aufarbeitung holsteinzeitlicher Ablagerungen nur dadurch erklärt werden, daß die Schichten der Holstein-Warmzeit in unmittelbarer Nähe von Vorselaer im Verband einer Stauchmoräne bis auf etwa 4 m unter Gelände aufgestaucht worden wären. Um eine Umlagerung holsteinzeitlicher Sedimente zu bewerkstelligen, müßte die gestauchte Zone südöstlich der Bohrung Vorselaer liegen, da eine Umlagerung nur von stromaufwärts gelegenen Gebieten her erfolgen kann. Für die Untere Mittelterrasse 2 ist dies der Fall, da sie zu einem erheblichen Teil aus umgelagerten Schmelzwasserablagerungen besteht, die während der Aufschotterung der Unteren Mittelterrasse 2 auch südöstlich Vorselaer angestanden haben. Für die Vorselaer-Schichten aber müßte für die Zeit ihrer Entstehung eine Stauchmoräne unmittelbar südöstlich Vorselaer gefordert werden. Nach den bisher vorliegenden Untersuchungen aber gibt es darauf keinerlei Hinweis. Anders in nordöstlicher Richtung. Dort konnte in wenigen Metern Tiefe, direkt unter den Ablagerungen der Niederterrasse, eine Stauchmoräne nachgewiesen werden.

Die Ergebnisse der Bohrung Vorselaer erlauben den vorsichtigen Schluß, daß es während der späten Saale-Kaltzeit noch eine Warmzeit gegeben haben dürfte. Damit finden die Untersuchungen von LÜTTIG (1958), der erstmals eine Vollgliederung des Drenthe-Stadiums durchführte, am Niederrhein eine Bestätigung. Möglicherweise lassen sich die Vorselaer-Schichten mit dem Gerdau-Interstadial verknüpfen. Es bedarf jedoch noch weiterer Untersuchungen im Gebiet südöstlich von Vorselaer und Weeze, um die Stellung der Vorselaer-Schichten abzuschließen. Sollte sich herausstellen, daß die Vorselaer-Schichten umgelagert sind, würde dies bedeuten, daß der saalezeitliche Inlandeisvorstoß mindestens 7 km weiter nach W gereicht haben muß als bisher angenommen. Dies würde wiederum bedeuten, daß der Rhein während des saalezeitlichen Inlandeisvorstoßes nur über den Viersen-Walbecker Höhenrücken nach W hin abgefließen sein kann. Auch für diese These gibt es bisher keine Hinweise.

Zwischen 4,25 m und 4,77 m wurden feinsandige Schluffe mit einem geringen Tonanteil erbohrt. Darin fanden sich unregelmäßig eingestreute Holzstücke.

Der NBP-Anteil in diesem Abschnitt der Schichtenfolge liegt deutlich über jenem der Vorselaer-Schichten. Die NBP-Flora wird sippenreicher. Ab 4,8 m ist die Tendenz zu einem ungünstiger werdenden Klima nicht zu übersehen.

Zwischen 3,60 m und 4,25 m wurden stark komprimierte organogene Ablagerungen der Eem-Warmzeit durchteuft. Da Kernverluste zu beklagen sind, können Schichtlücken nicht ausgeschlossen werden.

Das Pollendiagramm (vgl. Abb. 5) setzt mit der ausklingenden Zone II (nach MENKE & TYNNI 1981) ein. Die Zonen III und IVa liegen vollständig vor und zeigen die bekannten Vegetationsabfolgen. Der Beginn der Zone IVb ist gerade noch angetroffen worden. *Acer*, *Hedera* und *Ilex* sowie in der Bohrung KB7C *Viscum* wurden wiederholt nachgewiesen. Infolge Kernverlusts konnten die Beobachtungen erst gegen Ende der Hainbuchen-Fichten-Zeit (Zone V) wieder fortgeführt werden. *Tilia* und *Taxus* wurden nicht mehr angetroffen. Die weitere Vegetationsentwicklung bis in die Zone VII hinein ist durch lokale Vorgänge teilweise überdeckt. Zum Ende des Pollendiagramms breiten sich bei weiter ansteigender *Pinus*-Kurve die Nichtbaumpollen, vor allem die *Ericales*, sowie *Sphagnum* kräftig aus.

Vollständiger wurde das eemzeitliche Torflager in Weeze erfaßt. Damals konnte durch VON DER BRELIE, MÜCKENHAUSEN & REIN (1955) eine 2,5 m mächtige Torffolge bearbeitet werden, die auch die infolge Kernverlustes fehlenden Zonen enthielt. Allerdings überlagerte auch hier *Alnus* wegen des Erlbruchtorfes und die *Cyperaceae* wegen des Riedtorfes weite Abschnitte des Pollendiagramms.

Im Hangenden des Eem schließen sich unter einer ca. 1 m mächtigen Hochflutsanddecke Sande und Kiese der Älteren Niederterrasse an.

#### 4. Schriftenverzeichnis

- BRAUN, F. J. & QUITZOW, H. W. (1961): Die erdgeschichtliche Entwicklung der niederrheinischen Landschaft. — Niederrh. Jb., 5: 11—21, 5 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- BRELIE, G. VON DER, MÜCKENHAUSEN, A. & REIN, U. (1955): Ein Torf aus dem Eiszeitalter im Untergrund von Weeze. — Niederrhein, 22: 1—4, 1 Abb.; Krefeld.
- KEMPF, E. K. (1966): Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen des niederrheinischen Pleistozäns. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 17: 5—60, 7 Abb., 16 Tab.; Öhringen/Württ.
- KLOSTERMANN, J. (1984), mit Beitr. von NÖTTING, J., PAAS, W. & REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4403 Geldern. — Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25000, Erl., 4403 Geldern: 138 S., 8 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).

- KLOSTERMANN, J. (1985): Versuch einer Neugliederung des späten Elster- und des Saale-Glazials der Niederrheinischen Bucht. — *Geol. Jb.*, A 83: 3—42, 22 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1986), mit Beitr. von NÖTTING, J., PAAS, W. & REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4404 Issum. — *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1 : 25 000, Erl. 4404 Issum: 120 S., 15 Abb., 9 Tab., 3 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- LÜTTIG, G. (1958): Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. — *Geol. Jb.*, 75: 419—430, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- MENKE, B. (1968): Beiträge zur Biostratigraphie des Mittelpleistozäns in Norddeutschland (pollenanalytische Untersuchungen aus Westholstein). — *Meyniana*, 18: 35—42, 6 Abb.; Kiel.
- MENKE, B. & TYNNI, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstell / Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. — *Geol. Jb.*, A 76: 3—120, 18 Abb., 7 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eemzeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. — *Geol. Jb.*, A 21: 149—169, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- ZAGWIJN, W. H. (1973): Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian Beds in the Northern Netherlands. — *Meded. Rijks Geol. Dienst, N. S.*, 24: 139—156, 12 Abb.; Haarlem.

Manuskript eingegangen am 3. 7. 1987.  
Nachträge Nov. 1987.

## Über einen zweiten Urmenschen-Fund aus dem Neandertal

MANFRED SCHÜRMANN \*)

Hominidae, Neandertal, cave, fossil locality, skeleton, skull, Löbbecke-Museum  
North Rhine-Westphalia

**Kurzfassung:** 1895 wurden im Neandertal Reste eines zweiten Urmenschen-Skelettes gefunden. Diese gingen ohne wissenschaftliche Bearbeitung in die Literatur als *Homo neanderthalensis* II ein. Die Knochenreste gelten heute als verschollen.

### [On the Discovery of a Second Primitive Man in the Neandertal]

**Abstract:** In 1895 parts of a second skeleton of a primitive man were found in the Neandertal. This fact entered into literature as *Homo neanderthalensis* II, without any scientific description. Nothing ever has been heard of these bones since.

### [Au sujet de la découverte d'un second homme primitif dans le Neandertal]

**Résumé:** Les restes d'un second squelette d'homme primitif ont été découverts en 1895 dans le Neandertal. Ils furent répertoriés dans la littérature sous le nom d'*Homo neanderthalensis* II mais sans investigation scientifique rigoureuse et ont disparus depuis.

Beim Ausräumen einer kleinen Höhle im Neandertal bei Düsseldorf, der Feldhofer Grotte, stießen im Sommer 1856 zwei Arbeiter auf Knochenreste eines menschlichen Skelettes. Die Knochenreste lagen in Längsrichtung der Höhle, der Kopf zum Höhlenausgang hin, in 60 cm Tiefe im Höhlenlehm. Beim Fortschreiten der Arbeit stießen die Steinbrucharbeiter natürlich zuerst auf den Schädel. Durch den anhaftenden Höhlenlehm erkannten sie ihn nicht und beförderten ihn mit dem übrigen Höhlensediment auf Halde. Eine spätere Nachsuche förderte lediglich die Kalotte als Teil des Schädels zutage (FUHLROTT 1859: 136—137). FUHLROTT erkannte seinerzeit die Bedeu-

tung des Fundes, der als klassischer Neandertaler Eingang in die Literatur fand. SCHAAFFHAUSEN (1888: 8), der als erster den gesamten Fund aus dem Neandertal abbildete, äußerte gleich die Vermutung, es könne sich hierbei wohl um eine Bestattung handeln.

In den nachfolgenden Jahrzehnten sind zwar bei der weiteren Ausdehnung des Steinbruchbetriebes Knochenreste der pleistozänen Tierwelt gefunden worden, eine systematische Untersuchung der Lehmausfüllungen der Höhlen auf tierische bzw. menschliche Knochenreste oder Artefakte war unterblieben. Das aufgesammelte Knochenmaterial ging in die Sammlung des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Düsseldorf über (JANSEN 1892: 36—37).

Auf der 70. Versammlung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte, Düsseldorf, September 1898, stellte der Archäologe RAUTERT (1899) einen weiteren, 1895 getätigten Fund menschlicher Knochen aus dem Neandertal vor. Die Knochenreste lagen ausgestreckt in der Längsrichtung einer kleinen Höhle, die durch den Steinbruchbetrieb bereits bis zur Rückwand abgebrochen war. Der Fund, der in einer Tiefe von ca. 50 cm im Höhlenlehm lag, bestand aus folgenden Knochen:

- 2 Femura
- 2 Tibia
- 2 Humeri
- 1 Beckenfragment (rechte Seite)
- 1 Kniescheibe
- mehrere Rippenstücke

Die hier aufgeführten Knochen deuten auf ein ehemals vollständiges Skelett hin. Es dürfte sich hierbei, ebenso wie beim klassischen Neandertaler, um eine Grablage handeln. Ein Schädel wurde nicht entdeckt, er lag vermutlich zum Höhleneingang gerichtet und wurde beim Ausräumen des Höhlenlechmes übersehen, im Gegensatz zu den langgestreckten Arm- und Beinknochen. Viele Parallelen bestehen also zum

\*) Anschrift des Autors: M. SCHÜRMANN, Iserlohner Str. 32, D — 4000 Düsseldorf.



FUHLROTT'schen Fund von 1856. Die Fundstelle selbst lag etwa 180 m nordöstlich der Feldhofer Grotte (KOENEN 1904a: A 36).

Der Archäologe KOENEN, der erste systematische Ausgräber eines römischen Kastells in Deutschland (SEELING 1984), mit RAUTERT freundschaftlich verbunden, nahm sich in der Form des Fundes an, daß er einen wissenschaftlichen Streit über die stratigraphische Lagerung der Höhlenlehme im Neandertal vom Zaune brach, vor allem mit dem Geologen RAUFF (KOENEN 1904b). KOENEN blieb aber unbelehrbar, er wollte unbedingt den klassischen Neandertaler im Tertiär ansiedeln. Der RAUTERT'sche Fund bekam in seinen Streitschriften voreilig die Bezeichnung „*Homo neanderthalensis* II“. Leider ist der Fund nie wissenschaftlich bearbeitet worden, lediglich fand durch den Anatomen KNAATSCH eine oberflächliche Beurteilung statt (KOENEN 1902: A 72; RAUFF 1904: 74).

Nach dem Tode von RAUTERT, 1902, ging seine Sammlung in den Besitz des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Düsseldorf über. „Die Knochenreste aus dem Neandertal, die namentlich durch Herrn RAUTERT dem Verein gesichert wurden, sind ebenfalls jetzt, nachdem der nötige Raum zur Verfügung stand, wenigstens zugänglich gemacht, und harren der Bearbeitung durch die Hand eines Spezialmannes; sie sind gruppiert nach ihrer Zusammengehörigkeit bezüglich der mutmaßlichen Lagerstätte“ (HÜLSKÖTTER 1909). Die Sammlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins gingen gemäß den Statuten in den Besitz der Stadt Düsseldorf über und wurden in den Jahren 1914 bis 1919 in den Bestand des heute noch bestehenden Löbbecke-Museums eingegliedert (STADTARCHIV DÜSSELDORF). Das Löbbecke-Museum selbst wurde 1904 als Stiftung THEODOR LÖBBECKES der Stadt Düsseldorf übergeben, um seiner berühmten Konchyliensammlung einen würdigen Platz zu verleihen (WENK 1911).

Vermutlich sind die Knochenreste aus dem Neandertal durch Kriegseinwirkung vernichtet worden. In den Beständen des Löbbecke-Museums ist dieser Fund nicht mehr vorhanden. So ist der vermutlich zweite Fund eines Urmenschen aus dem Neandertal für immer verschollen.

## Schriftenverzeichnis

- FUHLROTT, C. (1859): Menschliche Überreste aus einer Felsgrotte des Düsselthals. — Verh. Naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., 16: 131—153, Taf. 1; Bonn. — [Reprint 1986, Zweckverband Erholungsgebiet Neandertal].
- HÜLSKÖTTER, C. (1909): Bericht über die Sammlungen. — Mitt. Naturw. Ver. Düsseldorf, 4: 83—84; Düsseldorf.
- JANSEN, K. (1892): Vermehrung der geognostischen und geologischen Sammlung. — Mitt. Naturw. Ver. Düsseldorf, 2: 33—37; Düsseldorf.
- KOENEN, C. (1902): Zur Altersbestimmung der Neanderthaler-Menschenknochenfunde und anderer Höhleneinschlüsse des Devonkalksteinzuges. — Niederrh. Ges. Natur- u. Heilkde.: A 64—A 77; Bonn.
- (1904a): Eigenart und Zeitfolge des Knochengerüsts der Urmenschen. — Niederrh. Ges. Natur- u. Heilkde.: A 19—A 39; Bonn.
- (1904b): Die Zeitstellung der beiden Neandertalmenschen. — Niederrh. Ges. Natur- u. Heilkde.: A 63—A 73; Bonn.
- RAUFF, H. (1904): Über die Altersbestimmung des Neanderthaler Menschen und die geologischen Grundlagen dafür. — Verh. Naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., 60: 11—90, Taf. 1; Bonn.
- RAUTERT, O. (1899): Über Funde aus dem Neanderthal. — Verh. Ges. dt. Naturf. u. Ärzte, 2. Tl., 1. Hälfte, Naturwiss. Abt: 188—190; Leipzig.
- SCHAAFFHAUSEN, H. (1888): Der Neanderthaler Fund. — 49 S., 3 Taf.; Bonn.
- SEELING, H. (1984): Constantin Koenen (1854—1929). — 137 S., 30 Abb.; Neuss.
- STADTARCHIV DÜSSELDORF: Verwaltungsbericht der Stadt Düsseldorf für den Zeitraum vom 1. April 1914 bis 31. März 1919: 171—173.
- WENK, W. (1911): Das Löbbecke-Museum. — Mitt. Naturwiss. Ver. Düsseldorf, 5: 135—139; Düsseldorf.

Manuskript eingegangen am 17. 3. 1987.

## Bericht über den XII. INQUA-Kongreß in Ottawa vom 31. Juli bis 09. August 1987

### 1. Der Kongreß

(von H. MÜLLER-BECK \*)

Symposia, Pleistocene, Illinoian, Sangamonian, Wisconsinan, stratigraphy, loess,  
paleosol, paleogeography, paleoclimatology, neotectonics, excursion

Canada, USA

Am XII. INQUA-Kongreß in Ottawa, der mit Unterstützung des National Research Council of Canada, der Canadian Quaternary Association und der Association québécoise pour l'étude du Quaternaire durch den Geological Survey of Canada im Congress Centre, Ottawa, organisiert wurde, nahmen etwa 1000 Fachkollegen teil, vorwiegend aus Amerika. Aus der Bundesrepublik kamen mit unterschiedlicher Unterstützung rund 30, was zwar in etwa dem „Erwartungswert“ entspräche, wenn man als Basis die 37 Nationen nimmt, die gegenwärtig der INQUA angehören. Was aber nicht der Bedeutung der bundesdeutschen Quartärforschung entspricht, und es steht zu hoffen, daß die finanzielle Förderung der Teilnahme an künftigen INQUA-Kongressen verbessert werden kann. Das wird intensivere und vor allem frühzeitige Koordinationen und Absprachen erfordern, die schon 1988 beginnen müssen. Das gilt auch für die Vorlage bundesdeutscher Beiträge zur Quartärforschung, die mit entsprechenden Exponaten in Zukunft besser vorbereitet werden sollte.

Das Exkursionsprogramm vor und nach dem Kongreß war sehr umfangreich, wenn auch bei den Distanzen im Riesenland Kanada zwar kostengünstig, aber doch auch finanziell relativ aufwendig. Die 16 Exkursionsführer (2 für die Ostarktis: Bylot Island und SO-Baffin; 8 für Ostkanada: Nova Scotia/Newfoundland, Untere St. Lawrence, Wisconsin Phasen Süd-Quebec, Ottawa-Gebiet, Jüngste Vereisungen Oberer Ottawa/Hudson Bay, Süd-Ontario, Nördliche Lake Superior, Drumlin und Erosion in Süd-Ontario; 2 für die West-

arktis: Yukon und Unterer Coppermine; 4 für Westkanada: Hudson Bay bis Rocky Mountains, Süd- und Zentral-Rocky Mountains und Vorländer, Südwestliche-Cordillera und Nordwest-Alberta/Nordost British Columbia), sind noch c/o H. Lacoste "INQUA 87" National Research Council of Canada, Ottawa, Canada KIA OR6 (Tel. Ottawa/993-9009) erhältlich. Das gilt auch für Programm und Texte.

Das äußerst vielfältige Vortrags- und Poster-Programm wurde vor allem durch die Kommissionen, Sub-Kommissionen und deren Arbeitsgruppen organisiert, deren Aktivitäten in der Periode zwischen den Kongressen sehr deutlich zugenommen haben.

Besonders aktiv ist die Stratigraphische Kommission (Präsident: R. P. SUGGATE und Sekretär: H. E. SCHNEIDER, Saarbrücken) mit den Sub-Kommissionen Europa, Nordamerika, Asien/Pazifischer Raum, Pliozän/Pleistozän Grenze und Tiefsee-Sedimente und den Arbeitsgruppen Chronostratigraphische Gliederung des Weichsel, Biologische Entwicklung und Biostratigraphie Europas und Definition des Unteren, Mittleren und Oberen (Älteren, Mittleren und Jüngeren) Pleistozäns. Zahlreiche Gliederungsfragen konnten geklärt werden. Das Jüngere Pleistozän kann als stratigraphisch zuverlässig bestimmt betrachtet werden. Auch die Grenze zwischen Mittlerem und Älterem Pleistozän (= Grenze zwischen Matuyama/Brunhes) wird weitgehend akzeptiert. Dagegen bleibt die Untergrenze des Pleistozäns noch in der Diskussion. Problematisch bleibt der Vorschlag der Neogen Sub-Kommission/ICS, das Quartär dem Neogen unterzuordnen. Ob dies vermieden werden kann, ist unklar. Dennoch besteht weitgehend darüber Einigkeit, daß das Quartär als spezielle Phase und als

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Institut für Urgeschichte, Schloß, D—7400 Tübingen.

Forschungsgegenstand im bisherigen Sinne erhalten bleiben muß. INQUA Report on Activities 1982—87 ETH-Zürich (erhältlich über CH. SCHLÜCHTER, Geologie, ETH-Hönggerberg, CH — 8093 Zürich (Tel. Zürich / 377 25 21 / 25), S. 13—67.

Wichtige Arbeit hat auch die Kommission (C-2) „Entstehung und Lithologie glazialer Quartärablagerungen“ (Präsident: A. DREIMANIS, Sekretär: CH. L. MATSCH) mit ihren 12 Arbeitsgruppen geleistet. Nach wie vor geht es hier um Abgrenzungsfragen zwischen den unterschiedlichen Ablagerungen und lithologischen Erscheinungen (INQUA RA 82—87, S. 68—78).

Die Strandlinien-Kommission (Präsident: Dr. R. GRANT, Sekretär: R. PASKOFF — C-3) hat mehr oder weniger erfolgreich mit ihren Subkommissionen (Afrika, Amerikas, Mittelmeer/Schwarzes Meer, Nordwest-Europa und Pazifik und Indischer Ozean weitere regionale Datierungsbelege erarbeitet. Im Bereich des Mittelmeeres und des Schwarzen Meeres entstanden Probleme bei der Zusammenarbeit zwischen Nationalvertretungen der INQUA und der davon unabhängig arbeitenden Sub-Kommission. Tatsächlich ist allgemein zu beobachten, daß die Kommissionen und Sub-Kommissionen der INQUA — bei genügend Intensität ihrer Mitglieder — durchaus erfolgreich wie transnationale „Akademie-Ausschüsse“ arbeiten. Eine grundsätzliche Reglementation erfolgte entsprechend diesen Erfahrungen nicht. Man wird vielmehr weiter auf die stärkere Verselbständigung der Kommissionen und Sub-Kommissionen setzen müssen, die aber konsequent der Gesamt-INQUA verantwortlich zu berichten haben. (INQUA RA 82—87, 79—100).

Sehr intensive Arbeit hat auch wieder die Löß-Kommission (C-4, Präsident: M. PÉSCI, Sekretär J. P. LAUTRIDOU) geleistet. Sie gliedert sich in 4 Arbeitsgruppen: Nordamerika, Westlicher Pazifik, Geotechnische Eigenschaften des Lösses und Geochemie und Umwelt-Chemie der Lösses und Lößböden. Es fanden zahlreiche Arbeitstreffen statt, die östlichen Teile der Europäischen Löß-Karte sind bereits im Druck, am „Paläogeographischen Atlas der Nördlichen Hemisphäre“ wurde mitgearbeitet (siehe auch C-11), ebenso in anderen Kommissionen. Der Umfang der allgemeinen und regionalen Publikationen hat stark zugenommen, darunter halbjährlich erscheinende „Loess Letter“ mit seinen „Supplements“, die vorwiegend Reprints wichtiger Publikationen bringen (INQUA RA 82—87, 101—111).

Die Kommission „Paläoböden“ (C-6, Präsident: D. H. YAALON, Sekretär: K. W. G. VALENTINE) hat ihre Arbeiten zwar fortgesetzt und auch zusammen mit der International Society of Soil Science, wo sie in

gleicher Funktion tätig ist, in ihren Newsletters publiziert. Ein spezieller Bericht wurde in den INQUA RA 82—87 aber nicht vorgelegt.

Beachtliche Aktivitäten entwickelte auch die Neotektonische Kommission (C-7, Präsident: N. A. MÖRNER, Sekretär: L. ORTLIEB) mit ihren 7 Arbeitsgruppen: Formalisierung Neotektonischer Karten, „Rates in Neotectonics“, Geoid-Verformung im Zeitablauf (Paläogeodäsie), Nuklear-Abfall Stabilitäts-Probleme, Seismotektonik, Ursachen der Neotektonik, Paläoseismizität. Im Vordergrund standen Arbeiten zu „Internen Prozessen und Lithosphärischen Veränderungen“ in Afrika und die Verbreitung neuer Arbeitsverfahren neben der Publikation der Bulletins (bis No. 9) (INQUA RA 82—87, 116—120).

Sehr umfangreiche Arbeiten leistete auch die Holozän-Kommission (C-8, Präsident: L. K. KØNIGSSON, Sekretär: M. F. HUAULT) mit den Sub-Kommissionen: Eurosibirien, Mittelmeerraum, Nordamerika/Grönland, Ferner Osten und Australien/Neuseeland und Südwest-Pazifik und den Arbeitsgruppen: Paläovegetation-Weltkarten, Interpretationsmethoden der anthropogenen Indikatoren in Pollen-Diagrammen, Anthropogene sedimentologische Veränderungen und Zyklische Veränderungen in Sedimentologie und Strandlinien. Hier liegt die Arbeit auch stark verteilt bei den einzelnen Sub-Kommissionen, die wieder subregional gegliedert sind. Als Sonderpublikation erschien „Anthropogenic Indicators in pollen diagrams“ (Ed.: K.-E. BEHRE, Balkema, Rotterdam 1986).

Die Drucklegung der Quartärkarte Europas, die die Kommission 9 besorgt, geht doch endlich auf ihr Ende zu. Drei Blätter stehen noch aus: Blatt 14 erscheint zum Kongreß, Blatt 10 und 15 sollen bis Ende 1988 ausgeliefert werden, so daß damit die Existenz der Kommission beendet werden kann. Die Herausgabe besorgt A. VOGES, Hannover.

Die Kommission 10 "Quaternary of Africa", bisher ein "Intercongress Committee for the Quaternary of Africa" wird neu geschaffen, eigentlich gegen die bisherige Tradition der INQUA, die keine Regionalkommissionen vorgesehen hatte. Die Ausnahme ist aber wegen der schwierigen Forschungsstruktur in Afrika doch notwendig, soll aber möglichst nur zeitlich begrenzt bleiben. Bisher wurde ein erstes "Directory" publiziert, auf dem die weiteren Arbeiten aufbauen sollen.

Wichtige Arbeit hat die Commission on the Paleogeographic Atlas of the Quaternary geleistet (C-11, Präsident: A. A. VELICHKO, Moskau, Sekretär: I. I. SPASSKAYA, Moskau). Vor allem Teile der Karten für das "Late Pleistocene/Holocene of the Northern Hemi-

sphere" liegen als druckreife Entwürfe vor. Die Kommission arbeitet vor allem mit der Lößkommission eng zusammen.

Die Kommission für die Paläökologie des Frühen Menschen (C-12, Präsident: H. MÜLLER-BECK, Tübingen, Sekretär: V. A. RANOV, Dushanbe) hat die Herausgabe von *Early Man News* bis 11/1986 fortgesetzt. Sie schließt dabei jetzt die "Early Human Technology" als Mittel zur Anpassung und zur Nutzung der Umwelt mit als Hauptthema ein. Besonders intensiv ist die AG East Asian Tertiary/Quaternary in Hongkong mit einem eigenen Newsletter (R. O. WHYTE) und die AGs in der Sowjetunion (V. A. RANOV).

Ein immer breiteres Feld hat die Kommission für Paläoklimatologie abzudecken (C-13, Präsident: F. A. Street-Perrott, Oxford, Sekretär: A. BERGER, Louvain-La-Neuve). Die Aufgaben sind so vielfältig geworden, daß die Hauptaufgabe in der Sicherung der Kontakte zwischen den immer zahlreicher werdenden Arbeitsgruppen in sehr unterschiedlichen Institutionen liegt. Diese Kontakte sind für den Aufbau des neuen IGBP "Global Change" dringend notwendig.

Die Geschäfte des aus den Nationalvertretern bestehenden International Councils wurden gut vorbereitet, zügig abgewickelt. Die von CH. SCHLÜCHTER als Sekretär/Schatzmeister (Zürich) betreute Kasse hat sich günstig entwickelt und kann alle Kommissionen regelmäßig in ihrer Arbeit fördern. Der scheidende Präsident H. FAURE, Marseille, kann somit eine gut arbeitsfähige INQUA seinem Nachfolger übergeben. Neu eingerichtet wurde eine Kommission für Südamerika, um auch dort die vielfältigen Aktivitäten, wie in Afrika, besser zu bündeln. In Zukunft soll das Kongreß-Programm noch besser auf die Kommissionen und ihre Organe ausgerichtet werden, die die Detailarbeiten immer stärker und zum Teil sehr erfolgreich übernehmen. Zum neuen Präsidenten wurde gewählt: N. W. RUTTER, Edmonton, die Ämter des Sekretärs: CH. SCHLÜCHTER, Zürich, und des Schatzmeisters: B. P. HAGEMANN, Niederlande, wurden wieder getrennt.

Die Festlegung des nächsten Tagungsortes erfolgte erst nach überraschend eingehender Diskussion. Der

ursprüngliche Vorschlag Belgiens und der Niederlande konnte sich knapp nicht durchsetzen (er wurde nach Rücksprache mit den bundesdeutschen Kollegen auch vom Nationalvertreter der Bundesrepublik unterstützt). Angenommen wurde eine Einladung des Chinesischen Nationalkommittees nach Peking, wo der XIII. INQUA-Kongreß 1991 stattfinden wird. Der Ort des XIV. INQUA-Kongresses 1995 ist noch offen, er könnte eventuell in Zusammenarbeit mit den benachbarten Ländern in der Bundesrepublik durchgeführt werden, wenn sich dafür eine tragfähige Organisationsstruktur sichern läßt.

### Provisional Major Subdivisions of the Pleistocene

At its meeting during the XII INQUA Congress in Ottawa, the INQUA Stratigraphic Commission approved the following proposal submitted by its Working Group on Major Subdivision of the Pleistocene.

"The Working Group on Major Subdivision of the Pleistocene recommends that, as evolutionary biostratigraphy is not able to provide boundaries that are as globally applicable and as time parallel as are possible by other means, the lower/middle Pleistocene boundary should be taken provisionally at the Matuyama/Brunhes paleomagnetic reversal, and the middle/upper Pleistocene boundary at the base of deep sea oxygen isotope stage 5. The lower, middle, and upper Pleistocene units so defined are recommended as informal subseries of the Pleistocene Series.

The Working Group further recommends that studies should be undertaken on a regional basis to establish biostratigraphic and other criteria that will assist in positive recognition and correlation of the boundaries."

A subcommission on major subdivision of the Pleistocene to establish reference sections of the boundaries and their relationship to different biostratigraphic and other criteria available for extending them laterally in different regions of the world. was approved by the INQUA International Council. G. M. RICHMOND, U.S. Geological Survey, was named president pro tem.

## Exkursion A11 vom 22. 7. bis 30. 7. 1987

### Quartärgeologie von Süd-Ontario

(von A. SCHREINER \*)

Die Exkursion führte in die kanadische Uferregion des Ontario-, Erie- und Huronsees, in ein Gebiet, dessen Quartärgeologie von den benachbarten Universitäten und vom Geologischen Landesdienst intensiv erforscht worden ist. An der Führung waren 6 Professoren der Universitäten Kingston, Toronto, St. Catharines, Waterloo, London (alles Ontario) und 5 Geologen des Landesamtes (Geol. Survey u. a.) beteiligt. Die technische Leitung wurde in hervorragender Weise von P. J. BARNETT und R. J. KELLEY, Geol. Survey Toronto, durchgeführt. Hinzu kam schönes Sommerwetter mit Temperaturen bis +30°C und Erfrischungsmöglichkeit in den Seen.

Ein Hauptpunkt waren die Scarborough Bluffs bei Toronto; etwa 100 m hohe „Felsen“ aus vorwiegend glazialkustrinen, siltig-tonigen Sedimenten mit eingelagerten Moränen, die aufgrund der Sedimentstrukturen als lacustro tills, Unterwasser-Schuttströme und waterlain flow tills aufgefaßt werden. Nach Analysen eingelagerter organischer Reste (Blätter, Pollen, Mollusken, Insekten, Mikrofauna und Säugetiere) und nach <sup>14</sup>C-Datierungen werden die Schichten in das untere und mittlere Wisconsin (letzte Eiszeit) eingeordnet. Es sind 3 Interstadiale vorhanden: St. Pierre 80 ka, Port Talbot 42-54 ka, Plum Point 25 ka.

Überlagert wird die Folge von Sand- und Silt-Tonlagen und Moränen des Late Wisconsin, was dem Weichsel- oder Würm-Hochglazial entspricht. Führung: KARROW, KELLY, MORGAN.

Nach Besichtigung der Niagara Fälle und des 25 km<sup>2</sup> großen Kame Deltas von Fonthill 180 m über den Spiegel des Ontariosees, ging die Fahrt über riesige Seetonebenen, wo die Planung einer Industrie-mülldeponie vorgeführt wurde, in das Drumlingebiet von Woodstock (Führung SHARPE). Eine große Kiesgrube zeigte eine Folge von ungeschichtetem Blockwerk und Grobgeröll mit reichlich Sand und Silt, nach oben übergehend in Sand, Silt und Ton, bedeckt von sandig-siltigen diamicten mit wenig Geschieben, der als Abschmelzmoräne (melt out till) gedeutet wird. Die Folge unter der Moräne wird als kurzfristige Ablagerung einer mit

Grobgeröll beladenen Suspension, die mit hoher Strömungsgeschwindigkeit einen Hohlraum unter dem Gletschereis füllte, erklärt und mit Ergebnissen von Sedimentationsversuchen in Tunneln und Röhren verglichen. Die Bildung derart aufgebauter Drumlins wird also als eine besondere Art glazifluvialer Sedimentation ähnlich der in Osern gesehen. Es sei erwähnt, daß auf der Exkursion C3 in Neuschottland Drumlins gezeigt wurden, die offensichtlich durch Gletschererosion entstanden sind.

Die folgenden 2 Tage galten den Aufschlüssen am Eriesee südlich London (Ontario) unter Führung von BARNETT, WARNER und DREIMANIS und Mitarbeitern. Auf der Hochfläche stießen hier im Late Wisconsin die Gletscherloben aus dem Eriesee von NE und aus dem Huronsee von NW zusammen und hinterließen lange Endmoränenwälle.

An den über 50 km langen und 30 m hohen Kliffs sind mindestens 5 Lagen von Grundmoräne des Port Stanley Till mit zwischengelagerten glazilakustrinen Sedimenten zu erkennen. Die Grundmoräne geht stellenweise in einen proglazialen Unterwasser-flow till über. Der ganze, vielfältige ausgebildete Komplex entspricht dem unteren und mittleren Teil des Late Wisconsin.

In der Schlucht des Catfish Creek wurde von DREIMANIS ein 25 m hoher Aufschluß in der Catfish Creek Drift, die dem unteren Teil des Late Wisconsin entspricht, besichtigt. Es ist eine Folge von glazilakustrinen Sedimenten mit subaquatischen und supraglazialen flow till-Lagen auf Grundmoräne des Erie-Lobus, unterlagert von subglazial oder proglazial unter Wasser abgelagerten Moränen des Huron-Lobus. Diese beeindruckende Gliederung ist das Ergebnis intensiver Arbeit am Aufschluß und im Labor. Die Wand wird mit Hacken und Spaten freigelegt, mit Besen gesäubert und die Feinstrukturen werden mit Bürsten, Pinseln und Spateln sichtbar gemacht. Einmessungen von Geschiebelängsachsen und Falten, Analysen der Geschiebe-, Karbonat- und Schwermineralzusammensetzung geben Auskünfte über die Herkunft des Gletschers und Materials.

An den westlichsten Aufschlüssen bei Bradville kommt das Liegende der Catfish Creek Drift in Säteln von Gletscherstauchungen zum Vorschein: Laku-strine, Holz und Pflanzen-führende Sedimente des Port Talbot II Interstadials.

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. A. SCHREINER, Geolog. Landesamt Baden-Württemberg, Albertstr. 5, D-7800 Freiburg.

Am Huronsee und in dessen Hinterland wurden Aufschlüsse in Moränen des Huron-Lobus vorgeführt (WARNER, SHARPE). Darin eingeschaltete Sandlagen werden als Füllungen von Tunneln in oder unter dem Eis erklärt. In der meist flachen Landschaft sind Strandlinien und Sedimente spät- und postglazialer Seen verbreitet. Sie liegen heute infolge der Landhebung durch Eisentlastung bis zu etwa 100 m über dem Huronsee.

Die eben liegenden Bänke der paläozoischen Kalke, die weithin den Untergrund bilden, weisen an einigen Stellen linienförmige Störungen auf, an denen die Kalkbänke dachgiebelartig etwa 2 m hoch aufgerichtet sind. Diese "pop up"-Strukturen sollen durch

Ausgleich von horizontalen Restspannen entstanden sein. Sie sind jünger als der 12000 Jahre alte Algonquinsee, dessen Strandlinie sie versetzen (Führung FINAMORE).

Große Kies- und Sandgruben am Ende eines Oosers bei Lanark, SW Ottawa, mit sich überkreuzenden Kiesfüllungen und subaquatisch geschüttete sandige Deltas vor der Mündung des Oosers, sowie eine grobkiesige Tunnelfüllung und ein sich ausbreitender Fächer an der Mündung eines Oosers in den marinen Champlainsee südlich Ottawa, waren weitere Beispiele für subaquatisch-fluviale Bildungen am Südrand des laurentischen Eisschildes (SHARPE).

## Exkursion C13 vom 10. bis 23. 8. 1987

### Das Quartär zwischen der Hudson Bay und den Rocky Mountains

(von DIETER JÄKEL \*)

Leitung: B. T. SCHREINER, E. NIELSEN, L. DREDGE, M. FENTON, R. KLASSEN

Mitwirkung: D. ACTON, J. HUDSON, D. MEYER, E. CHRISTIANSEN, T. SKWARA, W. VREEKEN

Teilnehmer: 13

Die Exkursion begann in Winnipeg, von wo es per Flugzeug nach Gillam ging. Von dort aus wurden von E. NIELSEN und L. DREDGE an Aufschlüssen entlang des Nelson River vom 10. 8. bis 12. 8. stratigraphische und chronologische Probleme sowie glaziale und interglaziale Ablagerungen in den Hudson Bay Lowlands vorgeführt. Dazu gehörten ebenso die technischen Anlagen zur Elektrizitätserzeugung durch die Manitoba Hydro Corporation sowie die periglazialen Formen und Probleme der periglazialen Prozesse in der diskontinuierlichen Dauerfrostzone. In der Nacht vom 12. 8. zum 13. 8. fuhren die Exkursionsteilnehmer mit dem Zug von Gillam nach Churchill an die Hudson Bay. Der Übergang vom diskontinuierlichen zum kontinuierlichen Permafrost wurde dabei passiert, was sich durch offenere Pflanzenvergesellschaftungen und das Auftreten vermehrter Kryokarstseen bemerkbar machte.

Am 13. und 14. 8. führten wiederum ERIC NIELSEN und LYNDA DREDGE Glazialformen vor, die an der

Mündung des Churchill River sowohl vom nördlich gelegenen Keewaten-Vergletscherungszentrum als auch vom östlich gelegenen Labradorzentrum geprägt wurden, da man sich praktisch an der Nahtstelle zwischen diesen beiden Eisstromzentren befindet. In der Umgebung von Churchill wird das besonders durch die markanten Gletscherschliffe und -polituren sichtbar. Unmittelbar östlich des Flughafens Churchill ließen sich einmalige Frosthubscheinungen in glazial polierten präkambrischen Grauwacken etwa bis 30 m über der aktuellen Strandlinie der Hudson Bay beobachten. Das Anstehende wird dort durch Kernsprünge zerlegt und durch Sprengung entlang der Horizontalklüfte bis zu über einem Meter gehoben und versetzt. Durch Nord- und Nordoststürme werden im Winter Strandeisblöcke darüber geschoben, die dann auf den glazial polierten und geschrampften Blöcken eine Vielzahl zusätzlicher Kratzer verursachen. Alles in allem ergibt das, zusammen mit den spärlichen, als typischen Fahnenwuchs geformten Nadelholzgewächsen, ein überaus interessantes Landschaftsbild. In anderen Bereichen wurden Schild- und Plateaupalsa, Kryokarstseen mit typischen Verlandungszonen und Eiskeilpolygone gezeigt. Selbstverständlich durfte ein Besuch im Fort Cape Merry der Hudson Bay Company mit Eisbären-Sightseeing sowie Bootstour zu einer Beluga-Wal-Herde im Mündungsbereich des Churchill River nicht fehlen.

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. DIETER JÄKEL, Institut für Physische Geographie der FU Berlin, Grunewaldstr. 35, D-1000 Berlin 41.

Von Churchill erfolgte am 15. 8. ein Flug mit einer DC3 nach Flin Flon. Dabei lag die Wolkendecke so

hoch, daß der Pilot darunter fliegen konnte, so daß die Teilnehmer der Exkursion das Glück hatten, die Vielzahl der Kryokarstseen in allen Entwicklungsstadien, Eiskeilpolygonnetze, Oser, Drumlins und Palsa bei klarer Sicht photographieren zu können. Nachmittags ging die Fahrt mit zwei Kleinbussen, die Transportmittel von da an bis zum Ende der Exkursion blieben, bis The Pas weiter. Auf dem Wege wurden Moränen, Gletscherschrammen verschiedener Richtung und Strandterrassen und -schotter des einstigen Lake Agassiz am Westrand der The Pas-Moräne gezeigt.

Am 16. und 17. 8. ging es von The Pas über Nipawin, Prince Albert nach Saskatoon. Terrassen des Saskatchewan River, archäologische Fundplätze, Ablagerungen des Lake Agassiz und Moränenaufschlüsse unterschiedlicher Zeitstellung standen auf dem Programm. Auch das historische Freiland-Museum Batoche wurde besucht. Im Western Development Museum Saskatoon konnten am Abend volksculturelle und technische Entwicklungsphasen der Provinz Saskatchewan bewundert werden. Auf dem Universitätsgelände am Flußhang des South Saskatchewan River wurde von BRYAN SCHREINER die Glazialstratigraphie dieses Gebietes am 18. 8. erläutert. Am gleichen Tag ging es dann über den Gardiner Damm und am Lake Diefenbaker entlang nach Swift Current, von wo wir am 19. 8. zum Cypress Hills Park weiterfuhren.

Die geomorphologische Entwicklung der Cypress Hills, die nicht mehr vergletschert waren, aber von mächtigen Moränenablagerungen ummantelt wurden, demonstrierte RUDY KLASSEN und WILLEM VREEKEN am 20. 8. In Fort Walsh gab es Gelegenheit für Sightseeing und im Bereich der Hummocky Moränen des Elk Water Bereichs wurden die Herkunft der Geschiebe sowie Eisvorstoßrichtung und Altersstellung der Formen diskutiert. Über Medicine Hat ging es am 21. 8. nach Lethbridge, wo die Verzahnung der laurentisch geprägten und kordillerengeprägten Oberflächenformen zu beobachten war. An der Straße zum Waterloo Park und von dort nach Calgary standen dann am 22. und 23. 8. Moränen, Lobusbecken und glazifluviale Terrassen der Kordillerenvereisung im Mittelpunkt der Betrachtung, wobei MARK FENTON die Führung übernahm. Aus archäologischer Sicht waren dabei die Ausgrabungen von Head-

Smashed-In Buffalo Jump und das dazugehörige Museum besonders interessant.

Als sich am Abend des 23. 8. die Teilnehmer der Exkursion nach einem vorzüglichen Fasanenbraten im Hause und auf der Farm von RUDY KLASSEN verabschiedeten, waren alle des Lobes und Dankes voll. Ein repräsentativer Querschnitt über die nordamerikanischen Vereisungen war geboten worden, und organisatorisch wurde die Exkursion von BRYAN SCHREINER bestens betreut und geleitet, dem ERIC NIELSEN und LYNDA DREDGE vom Anfang bis zum Ende der Exkursion zur Seite standen. Ihnen und allen anderen Helfern und Führern gebührt aufrichtige Anerkennung und Dank.

CHRISTIANSEN, E. A. (1979): The Wisconsin deglaciation of southern Saskatchewan and adjacent areas. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, 4, p. 913—938.

DREDGE, L. A. & NIELSEN, E. (1985): Glacial and interglacial deposits in the Hudson Bay Lowlands: a summary of sites in Manitoba. — in *Current Research, Part A, Geological Survey of Canada*, paper 85-1A, p. 247—257.

FENTON, M. M., PAWLOWICZ, J. G., VICKERS, J. R., VREEKEN, W. J. (1987): INQUA 1987 Field trip C 13. Supplement to Guidebook, Alberta portion of trip, 38 p.

KLASSEN, R. W. (1972): Wisconsin Events and the Assiniboine and Qu'Appelle Valleys of Manitoba and Saskatchewan. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9, 5, p. 544—560.

— (1986): Surficial geology of North-Central Manitoba. — *Geological Survey of Canada, Memoir* 419, 57 p.

— & VREEKEN, W. J. (1987): The nature and chronological implications of surface tills and post-till sediments in the Cypress Lake area, Saskatchewan. — in *Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper* 87-1A, p. 111—125.

NIELSEN, E., MORGAN, A. V., MORGAN, A., MÖTT, R. J., RUTTER, N. W. & CAUSSE, C. (1986): Stratigraphy, paleoecology, and glacial history of the Gillam area, Manitoba. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23, p. 1641—1661.

SCHREINER, B. T. (1983): Lake Agassiz in Saskatchewan. — *Geological Association of Canada, Special Paper* 26, p. 75—96.

—, DREDGE, L. A., NIELSEN, E., KLASSEN, R. W., FENTON, M. M. & VICKERS, J. R. (1987): XIIth INQUA Congress Field Excursion C-13: The Quaternary between Hudson Bay and the Rocky Mountains. *Guide Book*, 45 p.

## Exkursion C am 5. 8. 1987

# Glaziale sowie glaziomarine Ablagerungen und die Deglaziation des Gebietes nordwestlich von Ottawa Eine Exkursion (c) im Rahmen des INQUA-Kongresses 1987

(VON MATTHIAS KUHLE \*)

Zweifellos sind es die glaziomarinen Sedimente und die aus ihrem Komplex überlieferten Formen, über die man in diesem Areal Grundsätzlicheres zu erarbeiten vermochte als in unserem nur entfernt analogen Binnenmeergebiet der Ostsee.

Während bei Ottawa das hoch-wisconsinzeitliche Eis noch 1400 bis über 2000 m Mächtigkeit erreichte, konnte hier sein Zerfall über eisrandnahe und zugleich submarine Prozesse um 12000 bis 10000 YBP rekonstruiert werden. Die neun besuchten Punkte gehören einem um min. 350 m glazialisostatisch gehobenen Grundmoränenbereich mit syngenetischer sowie holozäner akkumulativ-glazifluvialer Überprägung an. Die höheren Erhebungen des kuppigen Reliefs erreichen um 200 m ü. M. Die dort angetroffenen grünen submarinen Tone beweisen glazialisostatische Hebungen von mehr als 350 m. Neben terrassierten Schotterteufeldern wurden zu charakteristisch gewölbter Form randlich nachgesackte Eskerprofile vorgestellt. Diese Sedimente befinden sich im Verband mit winterzeitlich geschütteten Warwentonen. Unterlagert ist der Komplex von Schotterbändern mit großen, grobkristallinen 'dropstones' und tiefer von Grundmoräne. Exemplarisch vorgestellt wurde über 10 m mächtige Moräne mit eingestauchtem Schill. Über die Muschelreste war die Moräne datiert worden. Derartige Aufschlüsse regten trotz des relativ kleinräumigen Einblickes, den sie boten, zu kontroversen Diskussionen an und dürften — ganz wie die nordwestdeutschen Kiesgruben — auch in einheimischen

Kreisen Anlaß zu Streitgesprächen gegeben haben. Die vielleicht interessanteste Ausdeutung erfuhr der horizontale Wechsel von Grundmoräne mit geschichteter Sandeinlage als submarine Toreislochfüllung. Sie soll in dem Moment möglich geworden sein, als das hangende Eis oder eine Obermoränenaufgabe derart reduziert wurden, daß der Auftrieb den Eisrest aufschwimmen ließ und seinen pseudomorphotischen Ersatz erlaubte.

Spannend war die nicht in allen Punkten übereinstimmende subtilere Ansprache von Grundmorärentypen oder Schotterablagerungen in der internationalen Gruppe anwesender Glazialgeologen. So machte beispielsweise den schwedischen Kollegen die systematische Einordnung sehr groblockreicher, kuppig überlieferter Schmelzwasserablagerungen aufgrund einschlägiger skandinavischer Funde keine Schwierigkeiten, während die kanadischen Kollegen eine unmittelbare Eisbeteiligung erwogen. Die anfängliche Skepsis der Exkursionsteilnehmer gegenüber der Grundmoränen- bzw. Tillansprache der Kanadier basierte auf der mageren, grobanteilreichen Materialzusammensetzung. Beseitigt wurden die Zweifel jedoch durch den Hinweis auf die grobkristallinen Ausgangsgesteine des kanadischen Schildes.

Ein letzter Aufschluß galt der Entwicklung holozäner, teilweise äolischer Decksande, deren feste Verbackung speziell wegen des fehlenden Kalkgehalts verwunderte.

Auch das schöne klare Wetter und nette Mittagspicknick am bewaldeten Ufer des Richardson-Sees machten die Exkursion zu einer gelungenen Unterbrechung in der tagelangen Folge von Kongreßvorträgen.

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. M. KUHLE, Geographisches Institut der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 5, 3400 Göttingen / W-Germany.



## Exkursion C16 vom 11. bis 20. 8. 1987

### South and Central Rocky Mountains and Foothills of Alberta

(VON HERMANN JERZ \*)

**T h e m e n :** Wisconsin-Vereisung im Randbereich der großen Inlandvereisung des Laurentischen Schildes und im Vorland der Rocky Mountains; spät- und postglaziale Gletscherstände in den Rocky Mountains; Klima und Boden, Fauna und Flora der Nacheiszeit; Archäologie (Vor- und Frühgeschichte).

Exkursionsleiter: B. O. K. REEVES; weitere Exkursionsführer: J. F. DORMAAR, L. V. HILLS, B. H. LUCKMAN, G. D. OSBORN und M. C. WILSON;  
Teilnehmer: 27 (einschl. Führer); Beginn und Ende der Exkursion in Calgary.

Die Flugreise vom Tagungsort Ottawa nach Calgary, rd. 3000 km, bei meist guter Sicht war ein großes Erlebnis: in ca. 9000 m Höhe über die unzähligen Wälder und Seen Ontarios, die in Strömungsrichtung der einstigen Eismassen auf dem kanadischen Schild ausgerichtet sind, über die riesige Wasserfläche des Lake Superior, über die schier endlosen Prärien und Getreidefelder im Südtteil der Provinzen Manitoba, Saskatchewan und Alberta. Beim Anflug auf Calgary standen in krassem Gegensatz dazu die metallisch glänzenden Hochhäuser der Banken und Ölgesellschaften, der schlanke Tower und der gigantische Saddledome, eine bekannte Sportarena. Calgary ist neuerdings auch Olympiastadt.

Die Exkursionsteilnehmer aus neun Nationen trafen sich am Abend des 10. August 1987 mit den kanadischen Führern im Chateau Airport Hotel. Programm und Stimmung versprachen eine interessante, erlebnisreiche Exkursion durch Alberta, das „Land der Wilden Rose“ (Route s. Abb. 1).

11. u. 12. 8. 87: Die beiden ersten Tage der Exkursion galten den glazialen Bildungen sowie der Vor- und Frühgeschichte im Bereich des "Ice-Free-Corridor" zwischen den Eismassen des kanadischen Schildes und den Gletscherströmen aus den Rocky Mountains. In Zeiten größter Eisausdehnung war der Korridor geschlossen; das von Osten zufließende „Inlandeis“ der Laurentischen Landmasse und die Gebirgsgletscher vereinigten sich hier und flossen entlang der Vorberge (Purcupine Hills) südwärts. Es ist im einzelnen nicht eindeutig geklärt, ob der Korridor im Früh-

Wisconsin und/oder im Spät-Wisconsin geschlossen war (CLAYTON u. MORAN 1983, RUTTER 1984). Sicher ist, daß dieser Korridor wiederholt eine außerordentlich wichtige Rolle spielte für viele Tiergruppen und für die Ureinwohner auf ihrer vorzeitlichen Wanderung von Alaska (und Asien) in die südlichen, wärmeren Regionen Nordamerikas.

Von den aufgesuchten Stellen im Randbereich der verschiedenen Glazialgebiete zwischen Calgary und Fort MacLeod seien genannt:

**Bow River Valley** südlich Calgary. Hier hat sich der Fluß bis zu 200 m tief in die Sedimente des spätglazialen Calgary-Eisstaueses eingeschnitten. Er ist bereits vor über 11500 Jahren ausgelaufen (WILSON 1983).

**Am Willow Creek** westlich Stavely ist Moräne des „Schildeises“ von Hochflurlehm überdeckt. Ein daraus entwickelter schwarzer Tschernosem-Paläoboden ist unter dm-mächtiger Asche des Mt. Mazama-Ausbruchs (südl. Oregon/USA, um 6800 B.P.) und unter jüngerem Flußlehm begraben (DORMAAR 1983, WATERS u. RUTTER 1984).

Bei **O k o t o k s** ragt ein Riesenfindling aus der flachwelligen Prärie. Es handelt sich um einen kambrischen Arkose-Sandstein mit einem Gewicht von rd. 18000 to (Abmessung 40 × 18 × 10 m). Der erratische Block stammt vermutlich aus der Region Jasper; demnach wäre er rd. 400 km auf dem Eis transportiert worden (u. a. STALKER 1956).

**Am Oldman River** bei Brocket südwestlich Fort MacLeod sind in Profilen des Steilufers bis zu sechs — verschieden zusammengesetzte — Moränen bekannt: Moräne (Till) mit Geschieben vorwiegend aus den Rocky Mountains (Sedimente, Vulkanite, Metamorphite) und Moräne mit Geschieben vorwiegend vom kanadischen Schild (Granite, Diorite, Gabbro- sowie hochmetamorphe Gesteine).

Die zeitliche Einstufung der Moränen von mindestens drei Gletschervorstößen ist noch unsicher: Wisconsin, ?Iowan, Illinoian, ?Kansan, ?Nebraskan (u. a. STALKER 1977).

**B u f f a l o J u m p** (Head-Smashed-In), etwa 12 km westlich Fort MacLeod am Rand der Prärie, war über einen Zeitraum von rund 10000 Jahren das bedeutendste Jagdgebiet der Peigan-Indianer.

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. JERZ, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D — 8000 München 40.



Abb. 1: Route der Exkursion C-16 in Alberta.

Über die 30 m hohen Sandstein-Klippen (O. Kreide) der Purcupine Hills wurden einst ganze Büffelherden getrieben; die Tiere stürzten sich zu Tode oder verletzten sich beim Sturz, so daß sie von den Indianern mühelos erlegt werden konnten. Die letzten Treibjagden dieser Art fanden vermutlich noch Anfang des 19. Jahrhunderts statt. Am Fuß der Klippen wurde ein bis zu 11 m mächtiges Knochenbett ausgegraben. An den Knochenresten läßt sich die postglaziale Evolution von *Bison bison occidentalis* verfolgen (REEVES 1978). Der Buffalo-Jump-Komplex ist heute ein „UNESCO World Heritage Site“ mit einem sehenswerten, in den Berg hinein gebauten archäologischen Museum.

13., 14. u. 15. 8.: Südliche Kanadische Rocky Mountains. In der Südwestecke von Alberta liegt der Waterton Lakes Nationalpark; er grenzt an den Glacier National Park in Montana/USA. Entlang der hier durchziehenden Lewis-Überschiebungsstörung („Lewis Thrust Fault“) sind präkambrische Gesteine ostwärts auf kretazische Gesteine überschoben. Das parallel dazu verlaufende Waterton-Haupttal ist glazial ausgeschürft, das Becken von Waterton Lake glazial übertieft. Im Vorfeld des Sees — im Bereich des Parkeinganges — sind typische Eiszerfallsformen in großer Mannigfaltigkeit ausgebildet: Esker, Eisrandrinnen und Rinnenseen, Toteisessel und -seen, Kames und Kameterrassen,

darunter kegelförmige Hügel, die hier als „Moulin-Kames“ bezeichnet werden.

In der weiteren Waterton-Region trafen die Montana- (Waterton-) Gletscher von Südosten auf die Eismassen des Laurentischen Schildes, die hier bis gegen das Gebirge vordrangen. Im Bereich der Chief Mountain Highway verzahnen sich Moränen der Gletscher aus den südlichen Rocky Mountains mit Moränen eines großen Inlandeis-Vorstoßes vom kanadischen Schild vermutlich während der Illinoian-Vereisung („Great Laurentide Advance“; STALKER u. HARRISON 1977). Als Beweis für ein präwisconsinzeitliches Alter dieser Moränen werden vor allem auch die über 1 m mächtigen Bodenbildungen angesehen.

Bei Pincher Creek, der windreichsten Gegend Albertas, führt die Straße durch einen tiefen Einschnitt mit über 10 m mächtigen holozänen Lößablagerungen. Zwischengeschaltet ist vulkanische Asche des Mazama-Ausbruches (um 6800 v. h.).

Die Fahrt nach Crownsnest Pass führt durch den ehemals „Goldenen Westen“ Kanadas, eine Region mit bedeutenden Kohlevorkommen (in mesozoischen Schichten) mit den Bergwerksorten Frank, Blairmore und Coleman. Frisch sind noch die Spuren des Frank Slide, eines großen Bergsturzes im April 1903 vom Turtle Mountain auf die Bergwerksiedlung von Frank und die Stolleneingänge von Frank Mine. Die Bergsturzmassen des Frank Slide werden auf über 30 Millionen Kubikmeter geschätzt (VARNES 1978).

Auf der Crownsnest-Paß-Höhe (1396 m) weisen die Bodenprofile Dezimeter-mächtige Lagen aus vulkanischen Aschen auf, die überwiegend vom Mazama-Ausbruch stammen.

In den hochgelegenen Livingstone-Steinbrüchen bei Crownsnest Pass gewannen die Ureinwohner aus harten paläozoischen Sedimentgesteinen Kieseliefer und Hornsteine und verarbeiteten diese zu wertvollen Steinwerkzeugen, die in weitem Umkreis gehandelt wurden. Der Abbau begann etwa um 5000 v. h. und hatte seinen Höhepunkt zwischen 3000 und 2000 Jahren vor heute.

Die weitere Exkursionsroute nach Norden führte durch die bis in 2200 m Höhe bewaldeten Livingstone-Gebirgsketten zum Plateau Mountain in den Niederen Rocky Mountains. In rund 2500 m Höhe kennzeichnen Steinringe und Streifenböden ein rezentes Permafrostgebiet auf einem Gebirgsplateau. Die Frostbodenstrukturen waren durch den am Vortag (14. August) gefallenen Schnee, der in den Vertiefungen einige Zeit liegen blieb, besonders hervorgehoben (und fotogen).

16. 8.: Das Bow River Valley in der Umgebung von Canmore und Banff eignet sich besonders zum Studium der Wisconsin-zeitlichen Ablagerungen der aus dem Gebirge ins Vorland vorgestoßenen Gletscher, mit Ablagerungen der Eisvorstoßphase, des Eishochstandes und des Eisrückzuges. Es wird dabei ein Frühwisconsin-zeitlicher (oder ?älter) Vorstoß (Bow Valley Advance) und ein Spätwisconsin-zeitlicher Vorstoß (Canmore Advance) angenommen (RUTTER 1972, 1984). Knochenfunde in Vorstoßschottern bei Exshaw sind mit 26500 B.P. datiert. Zur Zeit der Maximumausdehnung erreichte die Eismächtigkeit im Gebiet von Banff bis zu 800 m. Der Eisrückzug im Bow River Valley erfolgte nach heutigen Kenntnissen zwischen 13000 und 12000 B.P. Während dieser Rückzugsphasen kam es noch zu einem bedeutenden Wiedervorstoß, dem „Eisenhower Junction Advance“ (RUTTER 1972).

17. 8.: Der 7. Exkursionstag brachte mit dem Besuch des „Valley of the Ten Peaks“ neue und kaum noch zu überbietende landschaftliche Höhepunkte. Der malerische Moraine Lake, in dem sich die Gipfel in ständig wechselnden Farben spiegeln, verdankt seine Abdämmung einem Bergsturz vom „Tower of Babel“, der vermutlich noch auf abschmelzendes Gletschereis niederging.

Der weiter oberhalb endende Wenckchemna Glacier wird von 12 verschiedenen Eisströmen genährt. Seine Oberfläche ist mit bis einige Meter mächtigem, grobem Blockschutt bedeckt. Bei seinem kräftigen Vorstoß um 1825 riß er zahlreiche Bäume mit, deren Stämme und Wurzelstöcke bis heute zwischen dem Moränenschutt erhalten sind. Bis in die 50er Jahre unseres Jahrhunderts wurde wiederholt ein (geringes) Vorrücken des Gletschers gemessen. Der schuttbedeckte Wenckchemna-Gletscher unterscheidet sich damit wesentlich von den „sauberen“ Gletschern in den Rockies, die seit Mitte des 19. Jahrhunderts fast kontinuierlich zurückschmelzen (GARDNER 1978).

Unweit der Trans Canada Highway 1 liegt der Lake Louise, der bekannteste See der Rocky Mountains. Sein Becken wird gegen das Bow River Valley von einer hohen Endmoräne begrenzt (Standort des Hotels Château Lake Louise). Von hier aus gut erkennbar sind die Gletscher am Mount Victoria, vor allem der Obere Victoria Gletscher, der mit seinen Lawinen den Unteren Victoria Gletscher nährt (OSBORN 1975).

18. 8.: Icefields Parkway. Die Fahrt von Lake Louise zum Columbia Icefield gehört zu den eindrucksvollsten Gebirgsstrecken in Nordamerika. Die Route folgt dem Streichen der Main Ranges durch präkambrische und kambrische Gesteinsserien

(Quarzite, Schiefer, Karbonatgesteine). Etwa 10—20 % des Gebietes sind heute eisbedeckt, insbesondere die Hochplateaus mit  $\pm$  horizontal lagernden Schichten. Von den Plateaugletschern gehen oft mehrere Gletscherzungen aus. Zahlreiche Gletscher werden auch von Lawinen oder von dem über den Rand der Felsklippen abgebrochenen Gletschereis genährt ("Regenerated Glaciers").

Bereits im ausgehenden Pleistozän vor rund 10 000 Jahren waren die Plateau-eismassen und Talgletscher bis in ihre heutige Position zurückgeschmolzen. Im Vergleich dazu liegen die Endmoränen der neuzeitlichen Vorstöße im 18. und 19. Jahrhundert bis zu 1 km vor dem heutigen Eisrand. Dies gilt auch für die meisten weiteren Gletscher im Banff- und Jasper-Nationalpark. Fast überall lassen sich die Moränen des *Crowfoot-Vorstößes* um 10 000 (9 000) vor heute, etwa an der Wende Pleistozän/Holozän, von denen der *Cavell-Vorstöße* in den letzten 500 Jahren (Little Ice Age\*) unterscheiden. Während die *Crowfoot-Moränen* eine dichte Strauch- und Baumvegetation aufweisen, sind die *Cavell-Moränen* weitgehend vegetationsfrei. Für einige Gletscher sind außerdem bedeutende Vorstöße um 4000—3800 B.P., 2900 B.P. und 2400—2200 B.P. nachgewiesen (LUCKMAN u. OSBORN 1979, OSBORN 1982).

Das obere Bow River Valley ist Typlokalität für den *Crowfoot-Vorstöß*. An der Ostflanke des *Crowfoot-Gebirges* reichte um die Wende Pleistozän/Holozän die Eiszunge des *Crowfoot Glacier* bis an den Bow Lake, wo hohe, blockreiche, bewaldete Moränenwälle ausgebildet sind. In der Mitte des letzten Jahrhunderts hat der Gletscher die steilen Wälle am Fuß der hohen Felsklippen aufgeschüttet (*Cavell-Vorstößphase*). In kleinen Vertiefungen zwischen den Blöcken der *Crowfoot-Endmoräne* ist äolisches Material angereichert, darunter Aschen verschiedener holozäner Vulkanausbrüche (Mt. Mazama, Mt. St. Helens Y, Bridge River\*\*).

Vom Wapta Icefield ausgehend fließt der *Peyto Glacier* in Richtung Bow Pass. Seine Sanderflächen und sein Schmelzwassersee, der *Peyto Lake*, gehören zu den eindrucksvollsten Stellen entlang dem Icefields Parkway. Das intensive Türkis des *Peyto Lake* hängt höchstwahrscheinlich mit dem

äußerst hohen Anteil an Gletschertrübe im Seewasser zusammen. Der *Peyto-Gletscher* hat sich in unserem Jahrhundert weit zurückgezogen. In der Neuzeit erreichte er 1711 seine weiteste Randlege und stieß um 1850 erneut bis fast in diese Position vor (SEDGEWICK u. HENOCH 1975).

19. 8.: *Columbia Icefield Region*. Im Grenzgebiet zwischen dem Banff- und dem Jasper-Nationalpark befindet sich das größte Eisfeld der Rocky Mountains. Sein höchster Punkt bildet der Snow Dome (3450 m). Von ihm gehen 7 Eiszungen aus, darunter die am besten untersuchten Gletscher Kanadas, der Athabasca- und der Saskatchewan-Gletscher. Beide fließen nach Nordosten gegen den Icefields Parkway. Ihre Eiszungen sind in unserem Jahrhundert stark zurückgeschmolzen. Ältere Aufnahmen zeigen, daß der *Athabasca Glacier* 1917 noch knapp nördlich der heutigen Parkstraße endete (vgl. Abb. 2). Die Maxima der neuzeitlichen Vergletscherung (*Cavell-Vorstößphase*) waren um 1730 und in der Mitte des vorigen Jahrhunderts (LUCKMAN u. OSBORN 1979). Dendrochronologische Bestimmungen an einem vom Gletscher gerade noch erfaßten, umgedrückten, etwas beschädigten, dann seitwärts weitergewachsenen Baum ergaben für das hier dem *Cavell-Maximum* entsprechenden „Ereignis“ das Datum 1843. Die nachweisbare neue Wachstumsperiode setzt mit dem Jahr 1846 ein (vgl. Abb. 3). Der Zufallsfund beim Icefields-Centre (s. Abb. 2, links von der Jahreszahl 1843/4) ist von B. LUCKMAN (im Druck) beschrieben. Die Endmoränen und Kames im Bereich des Icefields Chalet (in Abb. 2, nahe dem rechten oberen Bildrand) werden dem *Crowfoot-Vorstöß* um 10 000 v. h. zugerechnet.

Vor der heutigen Gletscherstirn lassen sich vielfältige, frische glaziale Ablagerungen und Kleinformen studieren: Grundmoräne, Fließmoräne, Ablationsmoräne, Toteistrichter, polierte Felsoberflächen mit Kritzern, tiefen Schrammen und Sichelwannen. Der Sunwapta Lake im heutigen Vorfeld entstand nach dem Abrücken des Eises von der gut erkennbaren 1938er Moräne (vgl. Abb. 2).

Die weitere Route auf der Icefields Parkway in Richtung Jasper im Norden führt an zahlreichen spektakulären Aussichtspunkten und geologisch interessanten Stellen vorbei: z. B. Mt. Kitchener Viewpoint, Stutfield Glacier Viewpoint, Jonas Creek Landslide, Athabasca Falls.

Südlich Jasper führt eine kurvenreiche Straße vom Athabasca River Valley zum Cavell Creek Valley am Ostfuß des Mt. Edith Cavell (3368 m), der zu den höchsten Erhebungen im Jasper Nationalpark zählt und aus kambrischen Quarziten aufgebaut ist. In das Hochgebirgstal münden verschiedene Gletscher:

\*) Frühester *Cavell-Vorstöß* im 12./13. Jahrhundert; weiteste *Cavell-Vorstöße* im frühen 18. Jahrh. und Mitte 19. Jahrhundert, starker Eisrückzug im 20. Jahrhundert (v. a. zwischen 1930 und 1960).

\*\*) Mt. Mazama/südl. Oregon, ca. 6800 v. h.; Mt. St. Helens/Washington, 4500—3400 v. h.; Bridge River, Umgebung Mt. Meagher/British Columbia, ca. 2200 vor heute.



Abb. 2: Athabasca-Gletschervorfeld an der Icefields Parkway mit Grenzen und Daten der neuzeitlichen Gletscherstände, dem Sunwapta-Schmelzwassersee (nach 1938) und dem Eisrand von 1981. —

Aus: LUCKMAN, B. H. u. OSBORN, G. D. (1987):

INQUA-Exkursionsführer, Supplement Materials, Banff-Jasper Section, 1987.

Der Angel Glacier, ein der Gestalt eines Engels gleichender Hängegletscher, klebt an der Ostseite des Mt. Edith Cavell. Er rückte zwischen 1977 und 1981 ca. 50 m vor und schmilzt seitdem wieder zurück.

Der Cavell Glacier, ein Talgletscher, ist heute von mächtigen Bergsturzmassen bedeckt. Nur in Spalten und an der 15–20 m hohen Gletscherstirn, die gegen den in den 60er Jahren entstandenen Stausee abbricht, kommt das Gletschereis zum Vorschein. Infolge der ungleichmäßigen Ablation unter dem Blockschutt haben sich in den letzten Jahren zwei Eisdome gebildet.

Die Cavell-Vorstößphasen im 18. und 19. Jahrhundert hinterließen eine Sequenz von Seiten- und Endmoränen, die mit Hilfe der Dendrochronologie an Hölzern näher eingestuft werden konnten. Außerdem wurde mit Erfolg eine Altersbestimmung angewandt, die auf dem Größenwachstum von Flechten beruht, welche sich auf den silikatischen Moränenblöcken angesiedelt haben. Die Methode der Lichenometrie geht dabei von einer Bestimmung der größten kreisförmigen Flechtenthalli aus (gemessen wird deren kleinster Durchmesser). Als besonders geeignet erweisen sich zwei *Rhizocarpon*-Arten: *R. geographicum* und *R. macrosporum*. Im Vorfeld des Cavell-Gletschers können mit Hilfe der

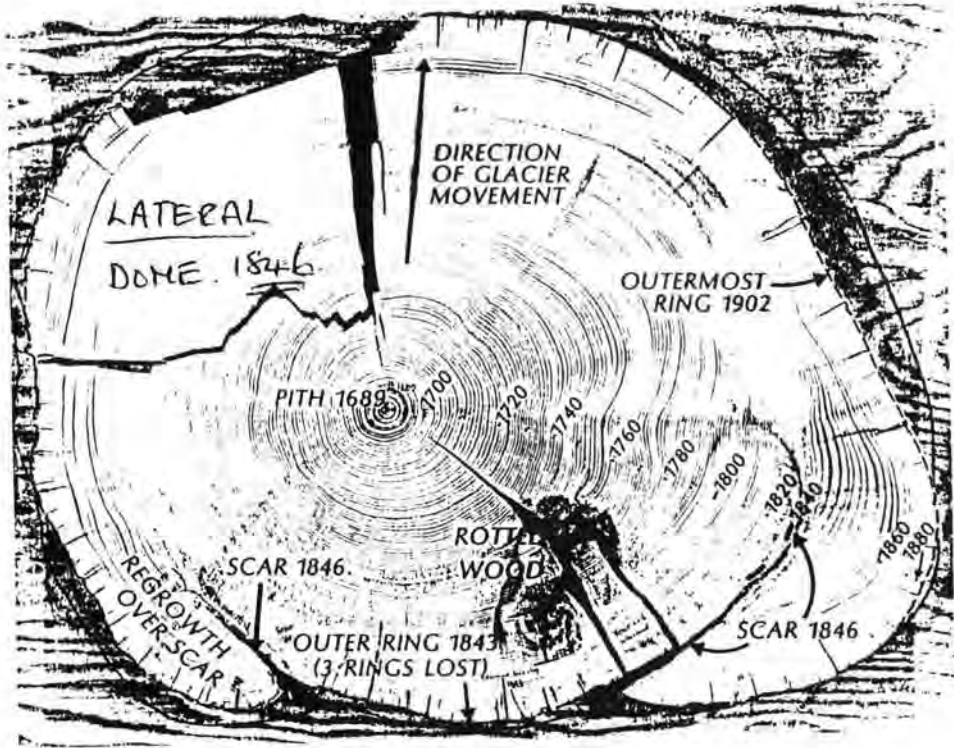


Abb. 3: Baumscheibe eines 1843 vom Gletschereis umgedrückten Nadelbaumes — mit durch Eisdruck verursachten Narben (scars). Eine neue Wachstumsperiode beginnt 1846. — Aus: LUCKMAN, B. H. u. OSBORN, G. D. (1987): INQUA-Exkursionsführer, Supplement Materials, Banff-Jasper Section, 1987.

„Flechtenmethode“ die Moränen der Crowfootphase von denen der Cavell-Phase und mindestens zwei Cavell-Vorstöße unterschieden werden (LUCKMAN 1977).

20. 8.: Jasper, Zentrum des gleichnamigen Nationalparks, am Zusammenfluß von Athabasca River und Miette River, liegt in einem ausgedehnten Kameterrassen-Komplex. Verschiedene Aufschlüsse in der näheren Umgebung der Stadt zeigen typische Eiskontaktbildungen, sowohl aus der Eisvorstoßphase wie auch während des Eiszerfalls: Vorstoßschotter, Gletscherablagerungen, Stau- und Abschmelzschotter. Holzreste in vom Gletscher überfahrenen Flußablagerungen besitzen ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von rd. 29000 yr B.P. Der letzte Hauptvorstoß bis in die Gegend von Edson wird um 18000 yr B.P. angenommen.

Das zweite Schwerpunktthema des letzten Exkursionstages galt den Karstphänomenen im Maligne River Valley und Medicine Lake im Jasper National Park. Das Maligne Valley, das nördlich Jasper in das Athabasca Valley mündet, verläuft parallel zum "Pyramid Thrust Fault" (SE-NW); der Talboden und die östlichen Talflanken bestehen

worwiegend aus Kalken und Tonschiefern der Devonian und Mississippian Formation, die westlichen Talflanken aus präkambrischen und kambrischen Sandsteinen und Quarziten. Der Talboden ist von Moräne und Toteisbildungen bedeckt. Das Maligne Valley „hängt“ etwa 90 m über dem Athabasca Valley, der Maligne River hat eine tiefe Klamm in die paläozoischen Kalke und Tonschiefer gesägt (bis zu 50 m tief; engste Stelle 2 m). Im Maligne Canyon treten zahlreiche starke Quellen aus, die vom Sickerwasser des 16 km talaufwärts gelegenen Medicine Lake gespeist werden. Die Durchflußzeit beträgt weniger als ein Tag. Der Medicine Lake hat die Funktion eines natürlichen Wasserspeichers mit einer Versickerungskapazität bis zu 43 cbm/s. Das Seebecken füllt sich im Frühjahr in der Zeit der Schneeschmelze; das überfließende Wasser wird an den Maligne River abgegeben. Im Sommer und Herbst gibt der 18 m tiefe See soviel Wasser in den Untergrund ab, daß er im allgemeinen im Spätherbst trockenfällt. Das zeitweise Verschwinden des Wassers wurde einst sagenumwobenen Mächten zugeschrieben.

Auf der abendlichen Fahrt zurück nach Banff und Calgary auf der Icefields Parkway konnte von allen

Teilnehmern ein überaus positives Fazit gezogen werden: Die Exkursion war ein großes Erlebnis und auch wissenschaftlich höchst ergiebig; die Erläuterungen und Diskussionen waren intensiv und umfaßten viele Wissensbereiche. Alles war bestens vorbereitet. Dem Leiter wie auch allen Führern der Exkursion gebührt dafür großer Dank.

### Schriftenverzeichnis

- ALLEY, N. F. (1973): Glacial stratigraphy and limits of the Rocky Mountain and Laurentide ice sheets in south-western Alberta. — *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 21: 153—177.
- CLAYTON, L. & MORAN, S. R. (1983): Chronology of late Wisconsinan Glaciation in Middle North America. — *Quaternary Science Reviews*, 1: 55—82.
- DORMAAR, J. F. (1983): Aliphatic carboxylic acids in buried Ah horizons in Alberta, Canada, as paleoenvironmental indicators. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 859—866, Ottawa.
- DORMAAR, J. F. & LUTWICK, L. E. (1983): Extractable Fe and Al as an indicator for buried soil horizons. — *Catena*, 10: 167—173, Braunschweig.
- FULTON, R. J. (ed. 1984): Quaternary Stratigraphy of Canada. — A Canadian Contribution to IGCP Project 24. — Geological Survey of Canada, Paper 84-10, 210 p., Ottawa.
- GADD, B. (1986): Handbook of the Canadian Rockies. Geology, plants, animals, history and recreation from Waterton/Glacier to the Yukon. — 876 p., Jasper (Corax Press).
- GARDNER, J. S. (1978): Wenckhemna Glacier: ablation complex and rock glacier in the Canadian Rocky Mountains. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7: 1200—1204; Ottawa.
- HILLS, L. V. & SANGSTER, E. V. (1977): A review of paleobotanical studies dealing with the last 20000 years, Alaska, Canada and Greenland. — In: HARRINGTON, C. R. (ed.): Climatic Change in Canada, *Syllogeus* 26 National Museums of Canada, 73—224.
- INQUA (1987): Quaternary of the South and Central Rocky Mountains and Foothills of Alberta and British Columbia. — XIIth INQUA Congress Field Excursion C-16, 54 p., Ottawa.
- LUCKMAN, B. H. (1977): Lichenometric dating of Holocene moraines at Mt. Edith Cavell, Jasper, Alberta. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14: 1809—1822, Ottawa.
- (1981): The Geomorphology of the Alberta Rocky Mountains. — A Review and Commentary. — *Zeitschrift f. Geomorphologie, Supplementband* 37: 91—119, Stuttgart.
- LUCKMAN, B. H. (1986): Reconstruction of little ice age events in the Canadian Rocky Mountains. — *Géographie physique et Quaternaire*, XI (1): 17—28, Montréal.
- (in press): Dating the moraines and recession of Athabasca and Dome Glaciers, Alberta, Canada. — *Arctic and Alpine Research*.
- & OSBORN, G. D. (1979): Holocene glacial fluctuations in the middle Canadian Rocky Mountains. — *Quaternary Research*, 11: 52—77.
- OSBORN, G. D. (1975): Advancing rock glaciers in the Lake Louise area, Banff National Park, Alberta. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12: 10601—10620, Ottawa.
- (1982): Holocene glacier and climate fluctuations in the southern Canadian Rocky Mountains. A review. — *Striae*, 18: 15—25, Uppsala.
- (1985): Holocene tephrostratigraphy and glacial fluctuations in Waterton Lakes and Glacier National Parks, Alberta and Montana. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22: 1093—1101, Ottawa.
- PLETSCH, A. (1981): Kanada — Land zwischen Arktis und Prairie. — *Natur u. Museum*, 111 (12): 426—439, Frankfurt a. M.
- REEVES, B. O. K. (1978): Head-Smashed-In: 5500 years of bison jumping in the Alberta Plains. — In: DAVIS, L. B. & WILSON, M. C. (eds.): *Bison Procurement and Utilization*. — *Plains Anthropologist Memoir*, 14 (23): 151—174.
- RUTTER, N. W. (1972): Geomorphology and multiple glaciation in the area of Banff, Alberta. — *Geological Survey of Canada, Bulletin* 206, Ottawa.
- (1984): Pleistocene History of the Western Canadian Ice-Free Corridor. — *Geological Survey of Canada, Paper 84-10*: 49—56, Ottawa.
- SEDGEWICK, J. K. & HENOCH, W. E. S. (1975): Peyto Glacier: interpretive information on glaciers with special reference to Peyto Glacier. — *Glaciology Division, Environment Canada*, 32 p.
- STALKER, A. (1956): The erratics train, Foothills of Alberta. — *Geological Survey of Canada, Bulletin* 37: 28 p., Ottawa.
- (1977): The probable extent of Classical Wisconsin ice in southern and central Alberta. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14: 2614—2619, Ottawa.
- & HARRISON, J. (1977): The Quaternary glaciation of the Waterton-Castle River region of Alberta. — *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 25: 882—906.
- VARNES, D. J. (1978): Slope movement types and processes. — In *Landslides: Analysis and Control*, Transportation Research Board. — National Academy of Sciences, Special Report 176: 11—33.
- WATERS, P. L. & RUTTER, N. W. (1984): Utilizing paleosols and volcanic ash in correlating Holocene deposits in southern Alberta. — In: MAHANAY, W. C. (ed.): *Correlation of Quaternary chronologies*, Geo-Books, pp. 203—223, Norwich/England.

WESTGATE, J. A. & DREIMANIS, A. D. (1967): Volcanic ash layers of Recent Age in Banff National Park, Alberta, Canada. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15: 1554—1567, Ottawa.

WILSON, M. C. (1983): Once upon a river: archaeology and geology of the Bow river valley at Calgary, Alberta, Canada. — National Museum of Man, Mercury series,

Archaeological Survey of Canada, Paper 114: 465 pp., Ottawa.

WILSON, M. C. (1987): Geological History of the Bow River Valley in the Calgary Region. — In: JACKSON, I. E. & WILSON, M. C. (eds.): *Geology of the Calgary Area*. — Canadian Society of Petroleum Geologists Calgary, Alberta, p. 109—120, Calgary.

## Exkursion (Post Congress) vom 10. — 17. 8. 1987: Mississippi River Valley Loess Tour

(von ARNT BRONGER \*)

Diese Exkursion war ursprünglich als Post-Congress-Tour im ersten und zweiten Circular des INQUA-Kongresses ausgeschrieben, dann aber aus unbekanntem Gründen wieder abgesetzt worden. Die jetzige Tour diente offenbar auch der Vorbereitung einer Exkursion für den Internationalen Geologenkongreß 1989 (in Washington) und hierfür der Koordination von Quartärgeologen und Bodenkundlern aus den Staaten Wisconsin, Iowa, Arkansas, Mississippi und Louisiana. Dazu waren einige Fachkollegen aus dem Ausland eingeladen. Die Leitung hatte L. R. FOLLMER vom Illinois State Geological Survey, wo ein (wenn nicht der) Schwerpunkt der Quartärforschung in den USA liegt.

Der erste Tag führte gleich zu den besonders wichtigen Aufschlüssen im „Farmdale Park“ östlich Peoria, der Typuslokalität für den „Farmdale Soil“ und zwei Aufschlüssen im „Athens Quarry“ nördlich von Springfield, der Typuslokalität des „Sangamon Soil“ (vgl. Aufschluß Nr. 1 und 2 in beil. Karte). Der erstgenannte Aufschluß liegt noch gerade innerhalb der äußersten Wisconsin-Eisrandlage, der zweite bereits außerhalb. Beide Lokalitäten sind häufig im Detail beschrieben (zuletzt FOLLMER et al. 1979, MCKAY and STYLES 1986), so daß hier einige grundsätzliche pedostratigraphische Besonderheiten gerade auch im Vergleich zur mitteleuropäischen Geschiebemergel- bzw. Löß-Bodenstratigraphie zusammengefaßt werden sollen.

Der *Sangamon Soil* ist gerade an seinen Typuslokalität(en) als Gley ausgebildet, was eine paläoklimatische Ausdeutung jedenfalls an dieser

Hapludalf oder sogar als Hapludult ausgebildet sein (FOLLMER 1983). Eine mögliche Ansprache als Ultisol wird sich jedoch kaum belegen lassen, da im Hangenden stets carbonathaltige Sedimente abgelagert wurden (s. u.), so daß die ursprüngliche Basensättigung nicht mehr feststellbar ist. Für diesen Boden, der oft auch deutlich mächtiger ist (meist 2—3 m) als der rezente Boden — ein Hapludalf oder auch Udoll — wird jedenfalls eine höhere Verwitterungsintensität angenommen. — Für das „*Sangamonian*“ wird allerdings eine Dauer von 125.000 bis 75.000 angegeben, das damit die Substadien 5c—5a in der  $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie umfaßt. In diesem Zeitabschnitt finden sich in den Lößgebieten Südost-Mitteleuropas zwei intensiv entwickelte Böden mit dazwischen abgelagertem Löß, der einige Meter mächtig sein kann; im westlichen Mitteleuropa über dem letztinterglazialen Boden ein bis mehrere altwürmzeitliche Humuszonen.

Ausgerechnet in der o. g. Typuslokalität Athens geht aber die Pedogenese noch weit in das *Altonian* (ca. 75.000—28.000, vgl. stratigraphische Tabelle im Anhang) bis mindestens 45.000 B. P., belegt durch etliche, in sich konsistente  $^{14}\text{C}$ -Daten. Deshalb liegt hier der *Farmdale Soil*, dazu noch geschichtet, d. h. als Bodensediment ausgebildet, unmittelbar über dem *Sangamon Soil*. Aber auch in der o. g. Typuslokalität Farmdale Park liegt der *Farmdale Soil* (28.000—25.000 (22.000) B. P.) direkt auf dem *Sangamon Soil* oder ist nur durch ca. 1 m „*Roxana Silt*“ (Löß) von diesem getrennt. Dies gilt für große Teile des Mittleren Westens, so daß die Interpretation des „early-Wisconsinan loess“ in dieser Region immer noch ein Problem ist (zus.fassend FOLLMER 1983, bes. auch RUHE 1976). Eine Ausnahme bildet das Gebiet des mittleren Mississippi-Tales, wo dieses Lößstockwerk bis zu 15 m mächtig werden kann (Lit. s. o.).

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. A. BRONGER, Geograph. Institut der Universität Kiel, Olshausenstr. 40, D—2300 Kiel 1.



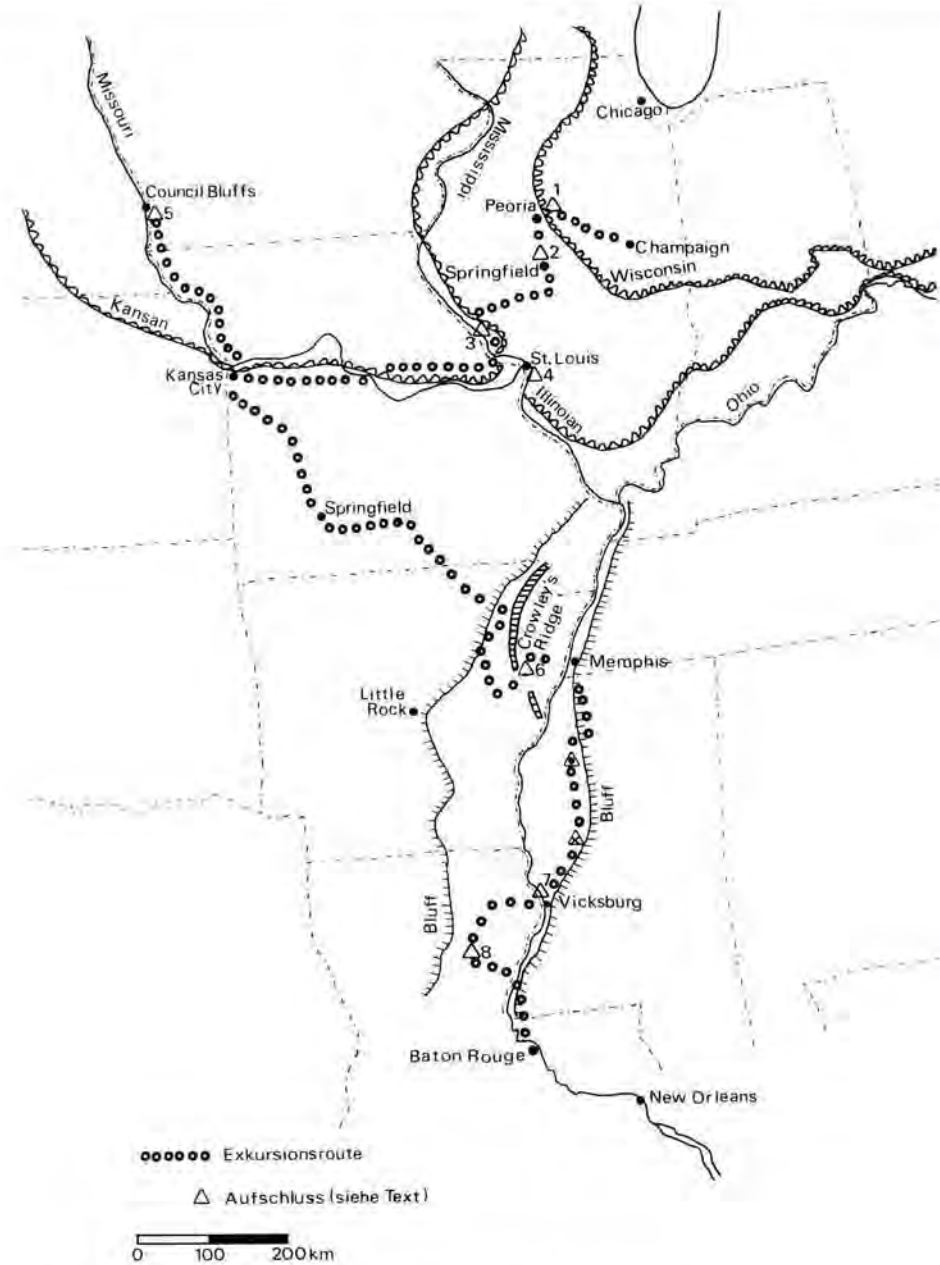


Abb. 4: Exkursionsroute und Aufschlüsse.

Die südliche Lage — Springfield liegt auf  $40^{\circ}$  n. Br. — kann nicht allein als Erklärung für die o. g. Dauer der Pedogenese des Sangamon Soil dienen, denn die mittlere Jahrestemperatur liegt (nur) bei  $11,5^{\circ}\text{C}$ . — Der Farmdale Soil wird aufgrund von Pinus und Picea Pollen aus organischen Sedimenten aus gleicher Zeit mit einem kühlen Klima in Zusammenhang gebracht. Der Boden in drainierter Position mit einem cambic

B-Horizont — der A-Horizont ist erodiert — wird in die Nähe eines "Arctic Brown or Subarctic Brown Forest Soil (Cryochrept)" gestellt (FOLLMER 1983).

Dagegen ist das Woodfordian ( $\leq 25.000$  bis  $12.500$  B.P.) wesentlich besser bekannt und daher in verschiedenen Faziesbereichen jeweils detailliert untergliedert (s. Tabelle).

Der Aufschluß „Pancake Hollow“ (Nr. 3, s. Karte) in West-Zentral-Illinois, nur ca. 1 km östlich des Mississippi, ist erst vor wenigen Jahren durch die Erosion des gleichnamigen Creeks entstanden und wird seit Ende 1985 untersucht. Hier sind ca. 15 m mächtige Löss bzw. lößähnliche Sedimente aufgeschlossen, die in ca.

6—3 m u. O. den Sangamon Soil enthalten. Der hangende Roxana Silt (3—2 m u. O.) ist ebenfalls stärker pedogen überprägt und enthält in seinen oberen 5 dm den Farmdale Soil; darüber folgen noch ca. 2 m Peoria Löß mit dem hier gekappten holozänen Boden. — Im Liegenden des Sangamon Soil sind die löß-

TIME STRATIGRAPHY		<sup>14</sup> C YR B.P.	ROCK STRATIGRAPHY					SOIL STRATIGRAPHY					
QUATERNARY SYSTEM	Pleistocene Series	Holocene Stage						Modern Soil					
		Valderan Substage	7000	Peoria Loess	Richland Loess	Wedron Formation	Cahokia Alluvium	Parkland Sand	Peyton Colluvium	Grayslake peat			
		Twocreekan Substage	11000				Equality Formation	Henry Formation	Snider Till Member Malden and Batestown Till Members				
		Woodfordian Substage	12500						Fairgrange, Tiskilwa, and Delavan Till Members				
		Farmdalian Substage	25000	Morton Loess					Jules Soil				
		Altonian Substage	28000	Robein Silt					Farmdale Soil				
		Sangamonian Stage	50-75000?	Beyond radiocarbon dating	Pearl Formation	Teneriffe Silt	Glasford Formation	Berry Clay Member Radnor Till Member Roby Silt Member Vandalia Till Member Toulon Member Hulick Till Member Duncan Mills Member unnamed till member C Mulberry Grove Silt Member Smithboro Till Member unnamed till member B unnamed till member A Kellerville Till Member				Sangamon Soil	
		Illinoian Stage	unnamed soils										
		Yarmouthian Stage										Yarmouth Soil	
		Pre-Illinoian		Banner Formation (Wolf Creek Formation in Iowa)									

Abb. 5: Time stratigraphic, rock stratigraphic, and soil-stratigraphic units and absolute dating of the Quaternary deposits in the Peoria-Springfield area.

ähnlichen Sedimente — fast sandfrei, von einer Schotter — und einer Sandlage von jeweils 20 cm Mächtigkeit abgesehen — durchgehend schwach pedogen überprägt. Lediglich unterhalb des Sangamon Soil direkt unterhalb der o. g. Schotter sind etwa 50 cm, an der Basis des Aufschlusses zwischen 15 und 13 m jeweils intensiver entwickelte Paläoböden (reste) enthalten. Auch der unterste Boden, z. T. umgelagert, ist keineswegs intensiver als der Sangamon Soil — ein gut ausgebildeter Pseudogley — ausgebildet. Aufgrund von Messungen der magnetischen Suszeptibilität wird der Sangamon mit dem Stadium 5 der  $\delta^{18}$  O-Stratigraphie korreliert, aber offenbar auch noch der Bodenrest im Liegenden, während der o. g. basale Boden (bzw. Bodensediment) bereits dem Stadium 9 zugeordnet wird. Die Verwendung von Werten der magnetischen Suszeptibilität sollte aber m. E. noch mit größter Vorsicht für eine (Chrono) Stratigraphie verwendet werden, zumal eine auch nur einigermaßen befriedigende Erklärung des Anstiegs dieser Werte um das 5—10fache in den Böden im Vergleich zu (sogar pedogen überprägten) Lössen noch aussteht.

Der weite Abstecher bis nach Council Bluffs/Iowa am Steilufer des Missouri (gegenüber von Omaha/Nebraska) diente dem Aufsuchen der "Loveland Type Section" (vgl. Aufschluß Nr. 5 in beil. Karte). Dabei ist der Loveland Loess auch hier nur knapp 6 m mächtig, unterlagert von „Pre-Illinoian Till“, dessen genaueres Alter nicht bekannt ist (wahrscheinlich Kansan Till). Der Loveland Loess wird nach oben abgeschlossen durch einen schwach entwickelten Rest des Sangamon Soil, was aber für den ganzen Raum West Iowas und des östlichen Nebraska gelten soll, so daß er als Inceptisol angesprochen wird. Nur gut 3 m darüber folgt wieder der hier ebenfalls schwach ausgebildete, offenbar synd sedimentär entstandene (Rest des) Farmdale Soil. Bemerkenswerterweise liegt darüber 30 m (!) Peoria Löß mit mehreren  $^{14}$ C-Daten um 21.000 B. P. direkt oberhalb des Farmdale Soil. Der Peoria Löß ist nur zwischen 23,8—25,5 m stärker rostfleckig und größtenteils entkalkt; sonst ist er durchgehend zwar gefleckt aber carbonathaltig.

Nach 1 $\frac{1}{2}$ tägiger Fahrt quer durch Missouri wurden zwei Aufschlüsse im südlichen Abschnitt des Crowley's Ridge, Wittsburg Section, ca. 25 km nördlich Forrest City/Arkansas (gut 50 km westlich Memphis/Tenn., s. Karte, Aufschluß Nr. 6) näher studiert. Crowley's Ridge, ein ca. 300 km langer, aber nur bis 18 km breiter, SSW-NNE sich erstreckender Rücken, wird als Erosionsrest zwischen dem früheren Ohio-River im Osten und dem früher weiter westlich fließenden Mississippi angesehen; er erhebt sich nur 30—60 m über dem umgebenden Tiefland. Im Kern enthält er unverfestigte eoazäne Tone, die von plio-

zänen (oder frühpleistozänen?) Sanden und Schottern gekappt sind; der oberste Teil ist stärker pedogen überprägt. Darüber folgen 5—8 m Loveland Silt (Loess), nach oben abgeschlossen durch einen 1—1,5 m mächtigen, braun-rötlichen (7,5 YR—5 YR 4/4), ausgeprägten Bt-Horizont des Sangamon Soil, der etwas intensiver ausgebildet ist als der holozäne Boden, ein Hapludalf bis Fragiudalf. Der hangende, z. T. geschichtete insgesamt nur ca. 2 m mächtige Roxana Silt enthält den schwach ausgebildeten Farmdale Soil, der an einer Stelle zweigeteilt schien. Hangend folgt dann noch 2—4 m Peoria Löß (zus. fassend GUCCIONE et al. 1986). Auch hier hat sich möglicherweise die Bodenbildung im Sangamonian weit ins Altonian fortgesetzt, was bei der südlicheren Lage (35° n. Br.) nicht ganz so überrascht.

Auf der Fahrt nach Baton Rouge besuchten wir noch einige weitere Aufschlüsse, zu denen, weil bislang noch nicht wie die bisherigen im Detail untersucht, nur einige Anmerkungen gemacht werden sollen.

Etwa 100 km südlich Memphis am östlichen Steilrand der hier mindestens 100 km breiten Mississippi-Ebene (vgl. Karte ☉) waren unter dem wisconsinzeitlichen und Loveland Löß mit dazwischen liegendem Sangamon Soil (rest) drei Schotterpakete mit dazwischen liegenden intensiv roten Böden aufgeschlossen, die nähere paläoklimatische Einblicke in das Prä-Illinoian erlauben könnten. Noch etwa 100 km weiter südlich (vgl. Karte ☉) war wieder der Sangamon Soil zwischen (Roxana und) Peoria und Loveland Löß recht gut aufgeschlossen, ebenso wie in einem Aufschluß unmittelbar nördlich von Vicksburg (vgl. Karte, Nr. 7). Hier wurde die Frage intensiv diskutiert, ob der Sangamon Soil gekappt, d. h. der oberste Bt-Horizont mit hangendem Löß vermischt ist, wofür m. E. der Geländebefund sprach und was in mitteleuropäischen Lößprofilen (und nicht nur dort) fast die Regel ist, oder dieser Horizont als E-Horizont, dann 30—40 cm mächtig (!), des Sangamon Soils aufzufassen ist, was die Kollegen vor allem aus Illinois meinten. Aber selbst dem "State Soil Correlator" E. M. RUTLEDGE vom benachbarten Arkansas, der uns die ganze Exkursion über begleitete, sind entsprechende rezente Lößböden mit mächtigem E-Horizont nicht bekannt. Wie auch schon in allen bisherigen Aufschlüssen 1—6 liegen zwar umfangreiche bodenphysikalische und -chemische Daten, dazu viele  $^{14}$ C-Daten etc. vor, aber leider fehlen bisher mikromorphologische Untersuchungen, die vor allem die zuletzt genannte Frage beantworten könnte. — Schließlich wurden noch mehrere Aufschlüsse in "Sicily Island Section" besucht, die nach weiteren Untersuchungen nähere Einblicke in die mittelpleistozäne Löß- und Bodenstratigraphie des Südens der USA erlauben werden. —

Insgesamt war es nach ca. 3.000 km Fahrt von Champaign/Illinois bis Baton Rouge/Louisiana eine sehr anregende Exkursion mit z. T. kontroversen aber sehr fruchtbaren Diskussionen in einem stets menschlich äußerst angenehmen Klima.

### Zusammenfassende Literatur

- FOLLMER, L. R. (1983). Sangamon und Wisconsinian Pedogenesis in the Midwestern United States, in: WRIGHT, H. E., ed., Late Quaternary Environments of the United States, Vol. 1, 138—144, University of Minnesota Press, Minneapolis.
- GUCCIONE, M. J., W. L. PRIOR & E. M. RUTLEDGE (1986): The Tertiary and Quaternary Geology of Crowley's Ridge: a Guidebook. State of Arkansas, Arkansas Geological Commission, 36 pp., Little Rock/AR.
- MCKAY, E. D. & B. W. STYLES (1986): Wisconsinian and Sangamonian Type-Sections of Central Illinois. Field Guide American Quaternary Association. Illinois State Geological Survey, 48 pp., Champaign/IL.
- Wisconsinian, Sangamonian and Illinoian Stratigraphy in central Illinois (1979): Illinois State Geological Survey Guidebook 13, 139 pp., Urbana. (zitiert als FOLLMER et al. 1979).

In der aufgeführten Literatur finden sich sehr zahlreiche weitere Literaturangaben.

## Bericht über die Abschlußtagung des Internationalen Geologischen Korrelationsprogrammes "Late Quaternary Sea-Level Changes: Measurement, Correlation and Future Applications" (IGCP 200)

HELMUT BRÜCKNER & ULRICH RADTKE \*)

Symposia, IGCP, upper Pleistocene, Holocene, Wisconsinan, deglaciation, eustacy, isostasy, excursion  
Nova Scotia, New Brunswick, Maine

Vom 19. bis 30. Juli 1987 fand in Halifax (Nova Scotia, Kanada) die Abschlußtagung des IGCP-Projekts Nr. 200 "Late Quaternary sea-level changes: measurement, correlation and future applications" (Leiter: P. A. PIRAZZOLI, Paris) mit 87 Teilnehmern aus 22 Ländern statt. Ziel dieses internationalen Kongresses war es, die während der fünfjährigen Laufzeit des Projekts erarbeiteten Forschungsergebnisse zu präsentieren und zu diskutieren. Die Tagung wurde großzügig von der NATO unterstützt, so daß sie unter dem Thema "Late Quaternary sea-level correlation and applications" als "Advanced Course" in das "NATO Advanced Study Institutes Programme" aufgenommen wurde. Von der 17 Mitglieder umfassenden deutschen Arbeitsgruppe konnten drei persönlich aktiv teilnehmen: der Leiter Prof. Dr. D. KELLETAT, Essen, sowie Dr. H. BRÜCKNER und Dr. U. RADTKE, beide Düsseldorf. Es ist der Initiative von D. KELLETAT zu verdanken, daß trotz anfänglicher Schwierigkeiten schließlich doch noch eine deutsche Arbeitsgruppe zustandekam.

Die Tagung begann mit einer 7-tägigen Exkursion (20.—26. 7.) unter dem Titel: "Quaternary glaciations, geomorphology, and sea-level changes: Bay of Fundy Region", die von R. STEA (Nova Scotia Department of Mines and Energy, Halifax) hauptverantwortlich geleitet wurde. Die Route führte von Halifax nach Wolfville (N.S.) — Digby (N.S.) — St. John (New Brunswick) — Machias (Maine/USA) — St. Andrews (N.B.) — St. John (N.B.) — Sackville (N.B.) —

Squally Point (N.S.) — Truro — Cape George Point zurück nach Halifax (vgl. Abb. 1).

Die Gezeiten in der Bucht von Fundy erreichen mit 16 m weltweit den höchsten Wert. Unter außergewöhnlichen Umständen (z. B. Sturmfluten, besondere planetarische Konstellationen) wurden sogar 21,6 m gemessen. Daraus ergab sich die — im Verlauf der Tagung immer wieder aufgegriffene — Diskussion über die Möglichkeiten und Fehler bei der Rekonstruktion von Paläomeeresspiegeln. U. a. führte die unterschiedliche Land-See-Verteilung in den Glazialen sicher zu anderen Tiden als heute.

Schwerpunkt der Exkursion waren die Meeresspiegelschwankungen des Spätglazials (Late Wisconsinan). Das komplizierte Zusammenspiel zwischen dem Abschmelzen des Eises, der isostatischen Ausgleichsbewegung und dem eustatischen Meeresspiegelanstieg kann u. a. mit Hilfe von Deltas rekonstruiert werden, die sich zwischen Eisrand und Meer entwickelten. Bei diesen "Gilbert-Type deltas" ist der Kontakt zwischen "forset" und "topset" Sedimenten ein guter Indikator für den Paläomeeresspiegel.

Zur Beantwortung der Frage nach der größten Ausdehnung des Laurentidischen Eisschildes in Nova Scotia gibt es unterschiedliche Modelle; jedenfalls lagen die maximalen Eisgrenzen auf dem heutigen Schelf. Der Abschmelzvorgang begann um 16.000 a BP. Eisfrei war die Fundy-Bucht bereits um 14.000 a BP., wie durch zahlreiche datierte glazio-marine Deltas belegt ist. Wegen der raschen glazial-isostatischen Hebung befinden sich die höchsten Vorkommen dieser Deltas (Pennfield-Utopia Delta-Komplex, N.B.) heute ca. 75 m ü. M. In relativ kurzer Zeit, d. h. bis

\*) Anschrift der Autoren: Dr. H. BRÜCKNER, Dr. U. RADTKE, Geographisches Institut der Universität Düsseldorf, Universitätsstraße 1, D — 4000 Düsseldorf 1, F.R.G.

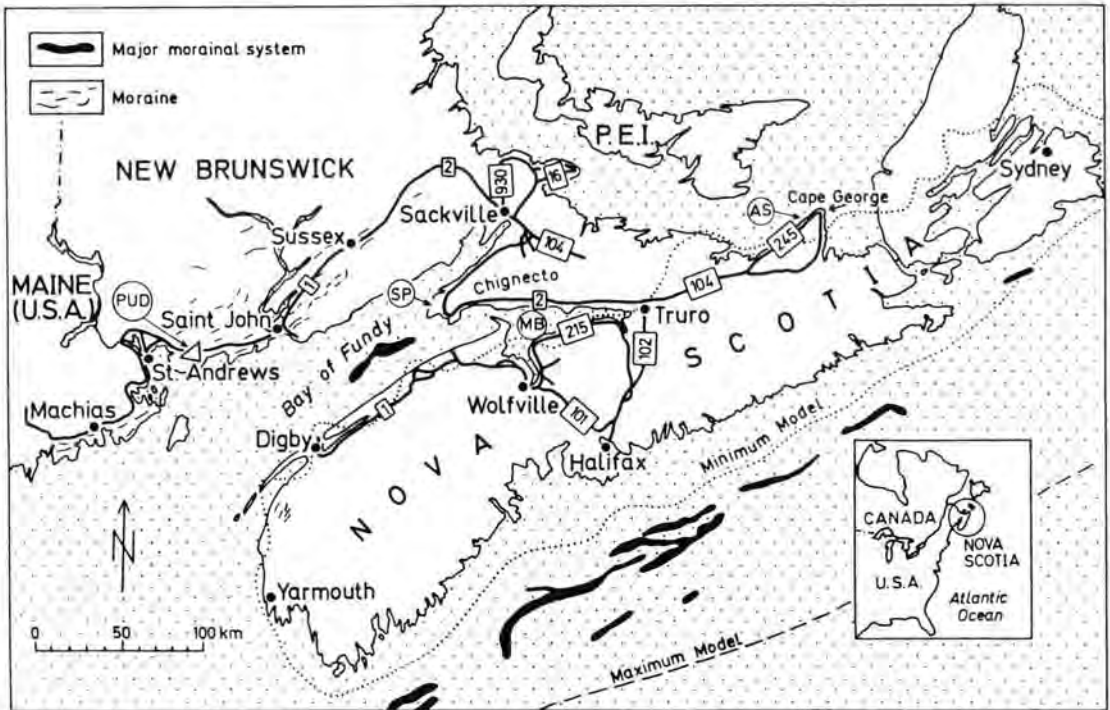


Abb. 1: Die Bucht von Fundy und ihre Umgebung mit Spuren der letztglazialen Vereisung und des letztinterglazialen Meereshochstandes.

Die Eisausdehnung im späten Wisconsinan wird unterschiedlich interpretiert (Minimum- und Maximum-Modell).

SP = Squally Point, Abrasionsterrasse des letzten Interglazials, + 37 m

AS = Arisaig, Abrasionsterrasse (letztes Interglazial?), + 6 m, darauf Ablagerungen des letzten Glazials

PUD = Pennfield-Utopia Delta-Komplex, bis + 75 m, aus dem späten Wisconsinan, 13.000 ± 240 <sup>14</sup>C-Jahre B. P.

MB = Minas Basin, in dessen Ostteil mit 16 m weltweit der höchste Tidenhub erreicht wird

P.E.I. = Prince Edward Island

Quelle: Karten und Angaben des Exkursionsführers (Kordinator: R. R. STEA)

etwa 9.000 a BP., war die Hauptphase des isostatischen Ausgleichs weitgehend abgeschlossen, so daß seitdem vor allem der glazial-eustatische Meeresspiegelanstieg die Küstenformung beeinflusste. Auffällig ist eine merkbare neotektonische Komponente selbst in diesem Schild, belegt durch die Verstellung gleichalter Küstenlinien, was die Rekonstruktion der Enteisungsgeschichte zusätzlich erschwert. Für die Zeit vor 2.500 a BP. wurde eine holozäne Meeresspiegelanstiegsrate von 1 m/Jh. berechnet; danach war sie in der Regel geringer als 20 cm/Jh.

Zeugen des letztinterglazialen Meeres (Sangamon = Stufe 5 der Sauerstoffisotopen-Kurve) sind Abrasionsterrassen mit Strandrelikten, die sich nun — bedingt durch unterschiedliche tektonische Beeinflussung —

in verschiedenen Höhenlagen befinden (bis + 37 m: Squally Point auf der Chignecto-Halbinsel, N.S.).

Weitere Schwerpunkte der Felddiskussionen boten Aufschlüsse in glaziomarinen Sedimenten verschiedener Ausprägung und sich kreuzende Gletscherschrammen.

Erwähnt werden sollte auch der reich mit Skizzen und Fotos ausgestattete 79-seitige Exkursionsführer (hrsgg. v. R. R. STEA) und die ausgezeichnete Zusammenarbeit verschiedener Geowissenschaftler aus Kanada und den USA, die alle zum Gelingen der Exkursion ihren Beitrag leisteten. — Trotz der unterschiedlichen Qualität der Beiträge war das Gesamtniveau des anschließenden 3-tägigen Symposiums ansprechend und

der wissenschaftliche Austausch anregend. Insgesamt wurden 43 Vorträge gehalten: 11 NATO Hauptsprecher (darunter H. BRÜCKNER mit "Late Quaternary shorelines in India") und 32 IGCP-Beiträge (darunter U. RADTKE mit "Marine terraces in Chile (22° - 32°) — geomorphology, chronostratigraphy and neotectonics"). Außerdem wurden die wesentlichen Ergebnisse der deutschen IGCP-Arbeitsgruppe, kompiliert von deren Leiter D. KELLETAT, in gedruckter Form vorgelegt.

Der Großteil der Vorträge behandelte rezente, holozäne und spätglaziale Meeresspiegelschwankungen. Aus diesen Materialien wurden auch Szenarien für zukünftige Veränderungen des Meeresspiegels vorgestellt. Dies ist für planerische Vorhaben von unmittelbarer Bedeutung, wie LEATHERMAN zeigte: in Ocean City (Maryland) sind ganze Hochhaussiedlungen durch Küstenerosion gefährdet. Weitere Vorträge zum Themenkreis junger Veränderungen handelten von rezenten Gezeitschwankungen im Nordatlantik (P. A. PIRAZZOLI), holozänen Meeresspiegelfluktuationen der Nordsee (I. SHENNAN), in Westanatolien (I. KAYAN), im Ästuar des St. Lorenz-Stroms (J. C. DIONNE), in der Fundy-Bucht (O. VAN DE PLASSCHE) und in Sri Lanka (J. KATUPOTHA). J. RABASSA referierte über den höchsten holozänen Strand Argentiniens, Y. OTA über holozäne Transgressionssedimente in Nord-Neuseeland. D. J. COLQUHOUN stellte eine holozäne Meeresspiegelkurve für die Küste von South Carolina/USA vor. Bis ins Spätpleistozän zurück reichten die Untersuchungen von D. F. BELKNAP (über die Küstenentwicklung in Maine/USA), K. S. PETERSEN (Dänemark) und E. J. SCHNACK (argentini-sche Küste). G. B. J. FADER berichtete über eine spätglaziale Regressionsmarke bei -110 m bis -120 m auf dem SE-kanadischen Schelf. Dabei ergab sich immer wieder die Diskussion, (a) wie die zusammengetragenen Daten interpretiert und (b) aus ihnen jeweilige Meeresspiegelkurven erstellt werden können.

Mittel- und/oder spätquartäre Küstenformung waren Gegenstand der Vorträge von M. ERONEN (Strände des Eemmeeres in Finnland), C. ZAZO (Meeresspiegelschwankungen in Spanien seit 200.000 BP.), P. GIRESE (Strandlinien des afrikanischen Kontinents, L. ORTLIEB (gehobene Terrassen in NW-Mexico), K. SUGUIO (marine Niveaus in Brasilien) sowie H. BRÜCKNER (Indien, s. o.) und U. RADTKE (Chile, s. o.).

Modelle für Meeresspiegelschwankungen in Vergangenheit und Zukunft präsentierten R. W. FAIRBRIDGE, N.-A. MÖRNER, W. R. PELTIER und J. R. SUTER. Dabei sieht FAIRBRIDGE, der Nestor der (amerikanischen) Küstenforschung, die Ursache vorwiegend in planetarischen Konfigurationen und anderen extraterrestrischen Parametern, im Gegensatz zu dem stärker endogenen Ansatz von MÖRNER (Geoid-Deformation). —

Das IGCP-Projekt 61 als Vorläufer von IGCP 200 konnte sein Ziel, eine weltweit gültige Meeresspiegelschwankungskurve für das Quartär erstellen zu wollen, aus — wie man heute weiß — prinzipiellen Gründen nicht erreichen. Daher konzentrierte sich IGCP 200 darauf, lokal gültige Kurven für das Jungquartär vorzulegen. Doch auch nach dem Abschluß dieses Projekts bleiben viele Probleme zu bearbeiten: Bei der Erstellung von Meeresspiegelkurven wurde oft die Beziehung zu einem bestimmten Tideniveau in Unkenntnis verlässlicher Indikatoren unpräzise dargestellt. Auch zeigte sich, daß absolute Datierungen mehr und mehr an Bedeutung gewinnen. — Aufgrund der bei IGCP 200 erreichten guten Resultate und der vorbildlichen internationalen Kooperation wurde inzwischen bereits das Folgeprojekt IGCP 274 ("Quaternary coastal evolution; case studies, models and regional patterns", Leiter: O. VAN DE PLASSCHE) von der UNESCO genehmigt. —

## Das 5. Internationale Seminar über Thermolumineszenz- und Elektronenspin-Resonanz-Datierung in Cambridge, 06. — 10. 07. 1987

ULRICH RADTKE \*), LUDWIG ZÖLLER \*\*) & HELMUT BRÜCKNER \*)

Symposia, thermoluminescence, electron paramagnetic resonance,  
dating, method, irradiation, calibration, glacial sediments, eolian sediments, quartz

Vom 6. bis 10. Juli 1987 fand im traditionsreichen King's College in Cambridge die nunmehr fünfte internationale Tagung für Experten der Thermolumineszenz- und Elektronenspin-Resonanz-Datierungstechniken statt, die alle zwei bis drei Jahre durchgeführt wird. 116 Forscher aus 27 Ländern berichteten über neueste Ergebnisse auf dem Gebiet dieser vergleichsweise jungen Methoden der Altersbestimmung. Aus deutscher Sicht war es erfreulich, daß die Bundesrepublik mit 14 Teilnehmern hinter Großbritannien (31) die zweitstärkste Gruppe bildete, gefolgt von Frankreich (10), USA (9) und Japan (7). Das macht auch zugleich deutlich, wo weltweit die wichtigsten Forschungszentren liegen. Organisiert wurde diese in Vorträge und Poster-Präsentationen (jeweils 65) gegliederte Tagung von Dr. ANN G. WINTLE, vormals am Godwin Laboratory der University of Cambridge, jetzt University of London, deren hervorragende Vorbereitung sehr zum Gelingen beitrug.

Außer Vorträgen zur Theorie (z. B. Dosimetrie, TL-Modelle und -Phänomene) standen solche über die Anwendbarkeit dieser Techniken im Zentrum. Gerade dieser Aspekt brachte denn auch Wissenschaftler unterschiedlichster Fachrichtungen zusammen: neben Physikern (etwa die Hälfte, vorwiegend Kernphysiker) Geologen (19), Archäologen (15) und Geographen (10). Denn für die Geowissenschaften ist die Datierung von Keramik (TL), Karbonaten (ESR an Korallen,

Mollusken und Kalkkrusten) und Sedimenten (TL an Löß, fossilen Dünen, Äolianiten) von großer Bedeutung.

Entsprechend dem inzwischen weiten Anwendungsbereich der Thermolumineszenz-Datierungsmethode spiegelten die Vorträge und Poster die Breite der aktuellen Forschung wider. Mit archäologischer Anwendung beschäftigten sich 8 Beiträge, weitere 3 mit Echtheitstests. Bedeutende Fortschritte wurden zur Frage des anomalen Ausbleichens ("anomalous fading") vorgestellt. Fragen der Dosimetrie wurden in 5 Vorträgen behandelt; angesichts der immer noch gravierenden Probleme auf diesem Gebiet eine eher zu geringe Anzahl. Erfreulicherweise beschäftigten sich 9 Beiträge mit dem physikalischen Phänomen der Thermolumineszenz und der Modellbildung, wobei vor allem die kinetischen Betrachtungen von LEVY Beachtung verdienen.

Die Mehrzahl der TL-Beiträge galt geologischen Anwendungen. Die Palette untersuchter Materialien umfaßte neben äolischen Sedimenten (Löß, äolische Sande) Meteorite, Höhlensinter und Kalzite, Kliff-Sedimente, fluviale und kolluviale Sedimente, Moränen und vulkanische Gläser. Im folgenden wird näher auf quartärgeologisch bedeutsame Resultate eingegangen.

BLUSZCZ et. al. versuchten, aufgrund eines Vergleichs von  $^{14}\text{C}$ -, TL- und ESR-Altern an Höhlensintern der Hohen Tatra (Polen) eine Klimageschichte der letzten 100.000 Jahre zu rekonstruieren. TL-Datierungen an fossilen Muscheln sind nach NINIGAWA et al. für die letzten 500.000 Jahre möglich. FRANKLIN et al. glauben, sogar pliozäne Alter von kalzitischen Kluftbelägen in Israel datieren zu können.

\*) Anschrift der Autoren: Dr. H. BRÜCKNER, Dr. U. RADTKE, Geographisches Institut, Universität Düsseldorf, Universitätsstraße 1, D — 4000 Düsseldorf 1.

\*\*) Dr. L. ZÖLLER, Max-Planck-Institut für Kernphysik, Postfach 10 39 08, D — 6900 Heidelberg.



Kolluviale Sedimente im Westen der USA sind nach FORMAN & JACKSON besonders dann zur TL-Datierung geeignet, wenn sie weit entfernt vom Liefergebiet abgelagert wurden und eine Bodenbildung erfahren haben. BERGER konnte zeigen, daß bei turbiditischem Transport nur Licht mit Wellenlängen  $> 500\text{--}550\text{ nm}$  eine partielle Bleichung des TL-Signals bewirkt und daß tonig-siltige aquatische Sedimente u. U. zur TL-Datierung taugen. Gute Datierungsergebnisse erzielte er außerdem an vulkanischen Gläsern der Fraktion  $4\text{--}11\text{ }\mu\text{m}$ .

Unklarheit herrscht noch über die Eignung glazigener Sedimente zur TL-Datierung. GEMMEL zeigte am Austerdalsbreen (Norwegen), daß die Position der Klastite innerhalb des Gletschers sowie Transport- und Ablagerungsmechanismen das TL-Alter sehr stark beeinflussen. Demgegenüber glaubt PRÖZYNSKA-BORDAS, glazigene Sedimente der Weichsel-, Warthe- und Odra- (= ältere Saale-) Vereisungen in Polen zuverlässig datieren zu können. LAMOTHE versuchte, eine Technik zur Datierung subglazial abgelagerter Tillite bekannten Alters zu entwickeln.

Mit der Lößdatierung beschäftigten sich 7 Beiträge, einer davon mit chinesischen Lössen der letzten 100.000 Jahre. In mehreren Arbeiten konnte die früher angenommene obere Altersgrenze von ca. 100.000 Jahren durchbrochen werden. SINGHVI et al. präsentierten Alter von Lössen des Karpatenbeckens bis 300.000 B.P. und forderten eine revidierte Lößchronologie dieser Region. ZÖLLER & WAGNER schlugen eine Technik zur Eliminierung thermisch instabiler TL-Komponenten vor, die u. U. eine Datierung bis 300.000 B.P. ermöglicht. Ein interessanter Vergleich von TL-Altern des Profils Odónow (Polen) zeigt gute Übereinstimmung bis 180.000 B.P. zwischen den Laboratorien in Warschau und Gliwice (Gliwicz), wobei in Warschau die Feinkorn-, in Gliwice die Grobkorntechnik eingesetzt wurde (PRÖZYNSKA-BORDAS & BLUSZCZ).

Seit dem vorangegangenen TL- und ESR-Spezialisten-Seminar in Worms (September 1984) sind bedeutende Fortschritte in der TL-Datierung äolischer Sedimente erzielt worden. TL-Chronologien bis über 200.000 B.P. wurden berichtet. Radioaktives Gleichgewicht und TL-Stabilität stellen allerdings immer noch große Fehlerquellen dar, ebenso wie Überbleichen im Labor; in verschiedenen Labors werden z. T. noch recht unterschiedliche Techniken angewandt. Deshalb ist es für einen Anwender immer noch sehr schwierig, ein TL-Alter eines Sedimentes zu beurteilen, besonders, wenn die Publikationen des Alters ohne Anführen der experimentellen Details erfolgt. Ein besseres gegenseitiges Verständnis von Quartärforschern und Physikern kann sicherlich noch

fruchtbare Anregungen bringen. Trotz aller bedeutenden Fortschritte kann die TL-Datierung äolischer Sedimente heute noch nicht als Routine-Methode angesehen werden. Bei der Datierung aquatischer und glazigener Sedimente steht die Methode trotz erfolgversprechender Grundlagenforschung noch am Anfang. Deshalb müssen potentielle Anwender vor allzu großen Hoffnungen vorerst gewarnt werden.

Eine vielversprechende neue Methode zur Datierung kurzzeitig belichteter Sedimente ist die „Optisch stimulierte Lumineszenz“ (OSL). Zur Stimulation wird dabei ein Argon-Laser ( $514,3\text{ nm}$ ) eingesetzt. Nur zwei Jahre nach der Originalveröffentlichung (HUNTLEY et al., *Nature*, 1985) wurden nun in Cambridge bereits 6 Beiträge aus drei Laboratorien (Burnaby/Kanada, Oxford/GB und Tallinn/UdSSR) vorgestellt. Im Unterschied zur TL werden bei der OSL nur solche Signale gemessen, die schon nach wenigen Minuten Sonnenlicht auf Null reduziert werden. Diese neue Methode ist daher grundsätzlich für Sedimente zu bevorzugen, die vor ihrer Ablagerung nur kurzer Belichtung ausgesetzt waren. Die wichtigsten Probleme betreffen derzeit das Nullalter von rezenten Sedimenten sowie die Isolierung thermisch stabiler Signale. Es wird sicherlich noch einiger Jahre Forschung bedürfen, um das Potential der OSL-Datierung für die Quartärgeologie zu erschließen, aber die Perspektiven erscheinen weitgesteckt. Es ist zu wünschen, daß in Deutschland der Anschluß an diese Entwicklung ermöglicht wird. —

Die ESR-Altersbestimmungsmethode ist seit dem "3<sup>rd</sup> Specialist Seminar on TL and ESR Dating" in Helsingör (DK) 1982 entscheidende Schritte vorangekommen und hat nach diesem bez. ESR ersten Erfahrungsaustausch und dem zweiten gemeinsamen Treffen mit den TL-Forschern in Worms 1984 (4<sup>th</sup> Specialist Seminar) die theoretischen und praktischen Schwierigkeiten deutlich herausgearbeitet. Bis zur Standardisierung der Methode wird ein Hauptproblem die noch existierende Diskrepanz zwischen unterschiedlichen geochronologischen Labors bleiben. Häufig werden zu berücksichtigende Parameter (z. B. externe und interne Dosis) nur geschätzt und nicht berechnet. Zusätzlich werden sehr viele verschiedene Substanzen gemessen, bei denen die Basisuntersuchungen etwa zur thermischen Stabilität oder dem Sättigungsverhalten noch ausstehen. Aus diesen Gründen stellen viele bisher publizierte ESR-Alter nur Schätzwerte dar. Von großem Vorteil ist es aber (im Gegensatz etwa zu TL an Löß), daß besonders bei der Datierung von Karbonaten eine Überprüfung der Ergebnisse z. B. durch die Th/U-Methode oder bei Mollusken zusätzlich durch die Aminosäurazemisierungsmethode möglich ist.

Die 29 akzeptierten Vorträge und Poster über ESR beschäftigten sich mit terrestrischen Karbonaten (9), mit marinen Fossilien (4), Zähnen (3), Quarz (3) und Varia bzw. theoretischen Problemen oder Einzelphänomen (10). Bedauernswerterweise bildeten letztere eindeutig die Minderheit (z. B. LYONS: "Alpha / Gamma response of calcite speleothems"; BARABAS et al.: "An analytical model for the ESR signals of calcites").

Ein besonders wichtiges Problem stellt die Ermittlung der sog. AD — der gesamten akkumulierten Strahlungs-dosis — dar, wobei die Frage nach der Anwendung eines linearen oder logarithmischen Auswertemodells nicht befriedigend geklärt werden konnte (BARABAS et al., s.o.; KATZENBERGER / WILLEMS: "Interferences encountered in the determination of AD of mollusc samples").

Die Vorträge von MOLODKOV ("ESR dating of Quaternary mollusc shells") und RADTKE & GRÜN ("ESR dating of corals") zeigten, daß man bei der Datierung mariner Fossilien große Fortschritte gemacht hat und z. B. eine Zuordnung der Fossilien zu den verschiedenen Interglazialen bis 400.000 B. P. möglich ist.

Wie aufwendig eine ESR-Datierung sein kann (und muß), machten eindrucksvoll GRÜN & SCHWARCZ deutlich ("U-disequilibrium, U-uptake, and ESR dating of teeth"). Bei der Datierung terrestrischer Karbonate zeigte es sich, daß man bei Höhlensintern zu einer akzeptablen Chronostratigraphie kommen kann (SMART et al.: "Intercomparison of ESR and uranium ages for Quaternary speleothem calcites"). Demgegenüber sind die Probleme bei der Altersbestim-

mung z. B. von Travertinen (GRÜN & HENTZSCH: "Problems encountered in ESR dating of spring deposited travertines") und Kalkkrusten (RADTKE & BRÜCKNER et al.: "Problems with absolute dating (ESR, U-series) of Spanish calcretes") unübersehbar. Bei der Datierung nichtkarbonatischer Substanzen nimmt Quarz eine wichtige Stellung ein, denn durch die hohe thermische Stabilität der Elektronen sind noch mesozoische Proben meßbar. Ein interessanter Anwendungsbezug liegt dabei etwa in der Datierung von Verwerfungszonen hinsichtlich einer Erdbebenprognose, obgleich hier noch viele Fragen offen bleiben (FUKUCHI: "Applicability of ESR dating using multiple centres to fault movement"; BUHAY et al.: "ESR studies on quartz grains from fault gouge").

Insgesamt betrachtet bleiben z. Z. noch viele Wünsche der Quartärforscher an die ESR-Altersbestimmung unbefriedigt, doch könnte innerhalb der nächsten Jahre bei gesteigerter Forschung eine Standardisierung der Methode für bestimmte Substanzen möglich werden. —

Erwähnung verdient schließlich das stilvolle Ambiente des King's College, wo allein schon das Speisen im spätgotischen Eßsaal ein Genuß ist. Zur Auflockerung gab es für die Teilnehmer außerdem die Möglichkeit, sich auf dem Cam als Gondoliere im Staken zu messen.

Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Tagung werden in den Zeitschriften "Nuclear Tracks" (Aufsätze zur Theorie der Datierungsmethoden) bzw. "Quaternary Science Reviews" (anwendungsorientierte Artikel) erscheinen. Das nächste Treffen ist für Juli 1990 in Clermont-Ferrand (Frankreich) geplant.

## Karel Žebera

3. 3. 1911 — 23. 1. 1986



Am 23. 1. 1986 verstarb an einem Herzleiden RNDR. KAREL ŽEBERA, Dr. Sc., ehemals Direktor des Geologischen Zentralinstituts (Ústřední Ústav geologický in Prag / ČSSR.

KAREL ŽEBERA wurde am 3. 3. 1911 als Sohn eines Handwerkers in Buštěhrad bei Prag geboren. Nach dem Schulbesuch und bestandem Abitur studierte er an der Karls-Universität in Prag Naturwissenschaften mit den Hauptfächern Geologie, Paläontologie und Geographie sowie Archäologie. 1935 promovierte KAREL ŽEBERA mit einer Arbeit über „Conodonten und Scolecodonten des Barrandiems“. Er arbeitete zunächst einige Zeit als Assistent am Geologisch-Paläontologischen Institut der Karls-Universität. Dann wechselte er in die Praxis und war mit Aufgaben der Angewandten Geologie und der Bodenkartierung betraut.

Schon früh interessierte sich KAREL ŽEBERA für die Probleme des Quartärs und die Geschichte des Menschen während des Eiszeitalters. Diese Disziplinen bildeten seit Anfang der vierziger Jahre die Schwerpunkte seiner Forschungen. Als Angehöriger des Geologischen Zentralinstituts standen ihm für seine um-

fangreichen Geländeuntersuchungen die erforderlichen Mittel zur Verfügung. Die Ergebnisse der Feldarbeit bildeten die Basis seiner Forschungen. Davon konnte sich jeder überzeugen, der mit ihm einige Zeit im Gelände verbringen durfte.

Hierbei waren genaue Beobachtungen am Objekt und Skizzen der Aufschlußwand einschließlich des Bodenprofils die Grundlage der anschließenden fruchtbaren Diskussion.

Durch seine organisatorischen und pädagogischen Fähigkeiten gelang es ihm nach dem Krieg, im Geologischen Zentralinstitut eine Quartärabteilung aufzubauen. Unter seiner Leitung kam es zu einer Zusammenarbeit von Wissenschaftlern verschiedener Spezialdisziplinen, die vor allem die Quartärpaläontologie, Palynologie, Archäologie, Paläopedologie, Sedimentologie und Mineralogie umfaßten. Er war auch 1952 Mitbegründer des ‚Anthropozoikums‘, einer tschechoslowakischen Fachzeitschrift, die die Probleme des Quartärs behandelte.

Die während mehr als vier Jahrzehnten erzielten wissenschaftlichen Ergebnisse dieser Arbeitsgemeinschaft

sind in einer großen Zahl von Publikationen niedergelegt. Sie zeugen von den Fortschritten in der Erforschung des Eiszeitalters in der Tschechoslowakei, die auch international Anerkennung fanden. Ein großes Verdienst an diesen Erfolgen gebührt KAREL ŽEBERA, der durch unermüdliche Arbeit im Gelände und am Schreibtisch und durch sein umfassendes Wissen immer wieder junge Erdwissenschaftler für die Quartärforschung begeistern und zur Mitarbeit gewinnen konnte. KAREL ŽEBERA war stets bestrebt, seine Mitarbeiter und Schüler zu exakter wissenschaftlicher Arbeit anzuhalten. Dieses Bemühen hat sich gelohnt, wie die Leistungen und Stellungen seiner Schüler in Wissenschaft und Praxis erkennen lassen.

KAREL ŽEBERA verstand es, seinen Zuhörern im Gelände erdgeschichtliche Fakten und Zusammenhänge klar, lebendig und anschaulich zu erläutern. So wurden quartärgeologische Exkursionen mit ihm zu erlebnisreichen Begegnungen.

Wie seine Publikationen, deren Zahl auf über 200 angewachsen ist, zeigen, hat sich KAREL ŽEBERA mit fast allen quartären Bildungen befaßt, besonders mit ihrer Stratigraphie und Lithologie. Einen Schwerpunkt seiner Forschungen bildeten die im ganzen Land vorkommenden fossilen Böden, nicht zuletzt wegen ihrer Bedeutung für die Datierung der Deckschichten und der Artefakte, denen KAREL ŽEBERA besondere Aufmerksamkeit schenkte. Nur zwei seiner urgeschichtlichen Veröffentlichungen sollen an dieser Stelle genannt werden: Das „Bohémien“, eine Geröllindustrie als Vorläufer des mitteleuropäischen Moustériens — (Quartär 1964—65) und Die ältesten Zeugen der menschlichen Arbeit in Böhmen. II. Band — „Bohémien“ — (Prag 1969).

KAREL ŽEBERA hat sich auch wiederholt neuen Arbeitsgebieten und Problemen zugewandt. Erwähnt sei die Beschäftigung mit den Moldauiten und deren Bedeutung für die Paläogeographie, Stratigraphie und Tektonik. Über die Ergebnisse dieser Untersuchungen hat er in mehreren Arbeiten berichtet. Er beschäftigte sich auch mit der Geologie des Mondes und den geologischen Wirkungen von Kometen und großen Meteoriteneinschlägen auf die Oberfläche von Erde und Mond.

Schon frühzeitig erkannte KAREL ŽEBERA die Wichtigkeit der quartären Ablagerungen und der daraus entstandenen Böden für die Umwelt, vor allem für die Wasserwirtschaft und die Land- und Forstwirtschaft.

Die vielfältigen Aufgaben, die KAREL ŽEBERA während seines aktiven Dienstes und noch nach seiner Pensionierung zu bewältigen hatte, forderten ihn jeden Tag aufs neue heraus. Leider machten sich in den letzten Jahren Anzeichen einer Erkrankung immer stärker bemerkbar, so daß er gezwungen war, von anstrengenden Geländearbeiten Abstand zu nehmen. So bedauerte er in einem Brief von Anfang 1985, daß er im vorhergehenden Jahr nur zweimal im Gelände gewesen sei und die Tätigkeit seiner Mitarbeiter nur von der Wohnung aus hätte verfolgen können.

Am 23. 1. 1986 wurde KAREL ŽEBERA aus diesem Leben, das erfüllt war von leidenschaftlicher wissenschaftlicher Arbeit, abberufen. Mit seinem Tod verlor die Quartärforschung einen hochangesehenen und über die Grenzen seines Heimatlandes hinaus bekannten Wissenschaftler.

E. SCHÖNHALS

## Buchbesprechungen

HENNING BOMBIEN (1987): **Geologisch-petrographische Untersuchungen zur quartären (früh-Saale-zeitlichen) Flußgeschichte im nördlichen Harzvorland.** — Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover, 26: 131 S., 32 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Hannover.

Die Kiese und Sande des nördlichen Harzvorlandes, Ablagerungen der Flüsse und des elster- und saalezeitlichen Inlandeises, sind im Zuge der geologischen Landesaufnahme zwischen 1910 und 1940 untersucht und auskartiert worden. Danach hatten sie, außer im unteren Innerste-Tal, keine weitere Bearbeitung erfahren. Deshalb nahm sich das Geologische Institut der Universität Hannover in den letzten Jahren mit je zwei Kartierungen und Diplomarbeiten der Thematik an und hat jetzt in seinen „Mitteilungen“ die Dissertation BOMBIENS herausgebracht.

Der Autor beschreibt die Sedimente in 30 Tagesaufschlüssen vom Harzrand bis in den Raum Salzgitter. Neben der Kornverteilung, Gerölleinregelung etc. wurde in fast 400 Geröllzählungen die Zusammensetzung der Mittelkiesfraktion bestimmt. Am Anteil der nordischen Gerölle (N) lassen sich die Schmelzwasser- von den Flußablagerungen unterscheiden: N fehlt im Oberterrassenkies und ist mit 1 bis 5 % in der Mittelterrasse deutlich niedriger als in den saale- und elsterzeitlichen Schmelzwassersedimenten (etwa 6 bis 20 % bzw. bis 50 % N). Deren Unterscheidung ist allerdings nach wie vor manchmal nur nach ihrer Lage zur Mittelterrasse möglich.

Mit großer Sorgfalt wurden die paläozoischen Gerölle (P) bestimmt und so die Terrassenkiese den einzelnen Harzflüssen zugeordnet. Dazu waren z. T. große Probenmengen notwendig, um mindestens 200 P-Gerölle zu erfassen. Die Schwermineralbestimmung einer Reihe von Proben durch Prof. HENNINGSEN ergänzt die geröllanalytische Untersuchung. Miteinbezogen wurden auch die Ergebnisse der Dissertationen von

RAUSCH und ASCHRAFI vom Innerste-Tal, so daß nun eine umfassende Neubearbeitung vom nördlichen Harzvorland vorliegt.

Danach sind die meisten der früher zur Oberterrasse gestellten Kiese saalezeitlichen Alters. Sowohl das elster- wie das saalezeitliche Inlandeis reichten bis zum Harzrand bzw. in einzelne Harztäler hinein. Die Mittelterrassensedimente sind wohl ausschließlich kaltzeitlich, im Drenthe-Stadium der Saalezeit akkumuliert worden, eine Differenzierung in einen älteren bzw. jüngeren Kieskörper ist regional nicht erkennbar. Warthestadialer Flußkies ließ sich nicht nachweisen, vermutlich ist er ausgangs der Saalezeit oder eemzeitlich wieder ausgeräumt worden bis auf Reste, die sich im Niederterrassenkörper der Flüsse verbergen könnten. Die von HÖVERMANN angenommene warthezeitliche Akkumulation der Mittelterrasse ist auszuschließen, seinen warthezeitlichen Hammerkopfgletscher vom Harz herab bis Vienenburg hat es nach sorgfältiger Aufschlußbearbeitung (Diplomarbeiten BOMBIEN, CHRISTOFZIK) nicht gegeben.

Es wäre nun wünschenswert, auch im westlichen Harzvorland die alt- und mittelpleistozänen Sedimente gründlich neu zu bearbeiten. Stehen doch hier seit fast 20 Jahren zwei entgegengesetzte Ansichten über die elster- und saalezeitliche Eisausdehnung im Raum. Allerdings müßte man hier auch die Leitgeschiebeanalyse (nach HESEMANN, LÜTTIG) anwenden, da die Mittelterrasse wenig verbreitet ist und somit für die Einstufung der Moränen und Schmelzwassersedimente meist ausfällt.

HEINZ JORDAN

LAUTERBACH, R. (Hrsg.) (1987): Untersuchungen des gestörten Lockergebirges. — Geophysik und Geologie, Geophysikalische Veröffentlichungen der Karl-Marx-Universität Leipzig, Dritte Serie, Band III, Heft 4, 246 S., 126 Abb., 2 Tab., 9 Tafeln, Akademie-Verlag, Berlin.

Hinter dem unauffälligen Titel verbirgt sich eine der wichtigsten neueren Veröffentlichungen zum Thema „Glazialtektonik“. In dem einleitenden Beitrag LOTHAR EISSMANNs wird eine Übersicht über die Lagerungsstörungen im Känozoikum des nördlichen Mitteleuropa gegeben, die durch ihre klare Gliederung und den durch zahlreiche Illustrationen erläuterten, übersichtlichen Text besticht.

Neben den rein tektonischen Lagerungsstörungen (Beispiele: Niederrhein und Lausitz) wird umfassend auf die glazigenen Störungen eingegangen. Nach den Stauchmoränen und Rinnen (Deformations- und Destruktions-Strukturen) werden die weniger bekannten Erscheinungen der Kryogenese, subaerischen und subaquatischen Gleitung, Diagenese, und Subrosion dargestellt. Erwähnt seien hier nur als Besonderheiten die kryogen mehrere Zehner von Metern hoch aufgepreßten Braunkohle-Diapire aus Sachsen, die Bildung von über 15 m langen, 10–20 cm breiten Spalten in tertiären Sanden durch diagenetische Schrumpfungsvorgänge, oder die nachgewiesene Zyklizität der Subrosionserscheinungen über Gips im Untergrund.

Die anderen Beiträge des Sammelbandes sind der geophysikalischen Erkundung der Lagerungsstörungen gewidmet, die nicht nur für den Braunkohlentagebau sondern auch für Fragen der Hydrogeologie von erheblicher Bedeutung sein dürften.

Die Anwendungsmöglichkeiten seismischer Untersuchungen bei der Erkundung im Lockergestein werden von HANS RISCHE verständlich dargestellt, wobei die Erläuterung der verschiedenen Verfahren einen breiten Raum einnimmt.

KLAUS SCHÖSSLER erläutert die Möglichkeit der gravimetrischen Erkundung von Lagerungsstörungen. Sein durch viele eindrucksvolle Beispiele illustrierter Beitrag wirkt außerordentlich anregend, und man kann dem Autor nur beipflichten, wenn er abschließend

bekundet: „Aus unserer Sicht erscheinen die Möglichkeiten der gravimetrischen Erkundung von Lagerungsstörungen känozoischer Sedimente gegenwärtig noch nicht voll ausgeschöpft.“

Ähnliches könnte man auch über die Geoelektrik sagen (Beitrag von JACOBS, PETZOLD & NITSCH). Die Anwendungsmöglichkeiten reichen von der Kartierung von Sandlinsen im Geschiebemergel über die Erfassung von Tonlagerstätten bis hin zu bodenmechanischen Fragestellungen.

KRESSER, MATTERSTEIG, HÖNEMANN & KUHNE erläutern die Einsatzmöglichkeiten geophysikalischer Bohrlochvermessung zur Erkundung von Lagerungsstörungen. Die gezeigten klaren Ergebnisse sind in dieser Form sicher nur bei den über größere Entfernungen hin gleichmäßig ausgebildeten Ablagerungen des Tertiär zu erzielen, doch sind auch für den Bereich der quartären Ablagerungen noch längst nicht alle Möglichkeiten der Bohrlochvermessung ausgeschöpft. Die gezeigten Beispiele sind Auswertungen von Widerstands-, Gamma- und Gamma-Gamma-Logs. Die Autoren erwähnen, daß darüberhinaus der Einsatz Neutron-Neutron-Logs sich als sehr sinnvoll erwiesen habe (Messung der Dichte thermischer Neutronen), bringen jedoch leider keine Beispiele. Eine Anmerkung am Rande: Zu stark abgekürzte Titel im Literaturverzeichnis können das Auffinden der entsprechenden Arbeiten erschweren (Was heißt zum Beispiel „WTI des ZGI“?).

Der Band „Untersuchung des gestörten Lockergebirges“ bietet dem Quartärforscher einen umfassenden Überblick über die Art und Entstehung von Schichtstörungen, sowie über die Möglichkeiten ihrer geophysikalischen Erkundung. Es bleibt zu hoffen, daß die in dem Buch enthaltenen Anregungen und Anstöße möglichst weitgehend genutzt werden, um die Kenntnis des känozoischen Untergrundes zu verbessern.

JÜRGEN EHLERS

Dr. J. EHLERS: *The Morphodynamics of the Wadden Sea.* — 379 S., 393 Abb., 40 Farbfotos.  
Preis hfl. 145,—. Balkema Publishers, Rotterdam.

Das Wattenmeer an der Nordseeküste steht gegenwärtig im Mittelpunkt vieler Diskussionen. Deshalb verdient eine neue zusammenfassende Darstellung der Morphodynamik dieses Raumes und damit eines wesentlichen Teiles der heute ablaufenden Naturvorgänge lebhaftes Interesse. Das Buch beruht auf Geländeuntersuchungen des Autors in den Jahren 1980 bis 1985, auf der Auswertung von Karten, Luftbildern und Satellitenaufnahmen sowie auf umfangreichen Literaturstudien. Die Darstellung reicht thematisch weit über das eigentliche Wattenmeer hinaus und berücksichtigt ebenso den Naturraum der vorgelagerten Inseln und Fragen der wirtschaftlichen Nutzung oder des Naturschutzes. Insofern scheint der Titel des Buches etwas eng gewählt zu sein.

Der Text wird durch ungewöhnlich zahlreiche und hervorragend ausgeführte Zeichnungen und Fotos ergänzt, die durch die Technik der Darstellung und der Auswahl in ihrer Anschaulichkeit bestechen. Zweifellos bringt dieses Buch eine aktuelle und ansprechende Zusammenfassung des Kenntnisstandes, wenn auch aktuelle Ergebnisse eigener Untersuchungen des Autors neben mehr referierenden Abschnitten stehen. Da die einzelnen Quellen nicht immer hinsichtlich ihrer Aussagekraft gewichtet sind, stehen gelegentlich ungleichgewichtige Aussagen nebeneinander.

Kernstück des Buches sind die Ergebnisse der Arbeiten des Autors im ostfriesischen Wattenmeer bei der geomorphologischen Kartierung auf Blatt Wangerooge und im Gebiet Norderney-Baltrum. Die Kleinformen in ihrem Aufbau und ihrer Veränderlichkeit werden ebenso analysiert wie die Großformen und zu den hydromechanischen Faktoren in Beziehung ge-

setzt. In ähnlicher Weise werden die Dünenfelder behandelt. Es ist schwierig, aus der Fülle des erarbeiteten Materials hier repräsentative Beispiele auszuwählen. Zu vielen Fragen werden neue Beobachtungen angeführt und interpretiert, und neue Gesichtspunkte diskutiert. Manche Fragestellung für künftige Untersuchungen wird hieran anknüpfen können.

An den allgemeinen Teil schließt sich ein historischer an, in dem auch auf frühen Handel, Salzgewinnung, Fischerei, Walfang, heutigen Tourismus, Naturschutz, Verschmutzung und viele andere Fragen eingegangen wird. Auf diesen folgen regionale Darstellungen der Inseln und Halbinseln an der Nordseeküste von Blaavandshuk über Sylt mit Bemerkungen zum Rückgang der Westküste und zum Uferschutz oder zu den Kliffs an der Wattseite oder zu den Problemen der Hörnum-Halbinsel und über Amrum, Föhr, die Halligen, die übrigen nordfriesischen Inseln, die Bänke beiderseits der Elbmündung bis zu den ost- und den westfriesischen Inseln.

Aus der Breite und Verschiedenartigkeit des dargestellten Stoffes ergibt sich wohl zwangsläufig, daß in der Zusammenfassung des Buches, dem Titel entsprechend, nur die Prozesse der Morphodynamik berücksichtigt sind, während die anderen Themen hier nicht enthalten sind. So ist in das ansprechende Buch über Morphodynamik eine mehr auf Literatúrauswertung beruhende kulturhistorische Darstellung eingeschlossen, über deren Stellung in diesem Buch sicherlich unterschiedliche Meinungen möglich sind. Doch soll diese Anmerkung die Anerkennung für den Hauptteil zur Morphodynamik des Wattenmeeres nicht schmälern.

ROLF KÖSTER

ADRIAN E. SCHEIDEGGER (1987): *Systematic Geomorphology*. — 285 S., 251 Abb.;  
Wien — New York (Springer-Verlag). Preis: 92,— DM.

"Systematic geomorphology is the science of the classification of landscapes. Inasmuch as the surface features of the earth are of a bewildering complexity, the task of classifying them is not an easy one". Mit diesen einführenden Worten greift ADRIAN E. SCHEIDEGGER, Professor für Geophysik an der Technischen Universität Wien und Autor bekannter geowissenschaftlicher Publikationen, in seinem neuerschienenen Buch eine bislang bestehende Lücke im Angebot geomorphologischer Handbücher auf: die systematisch-taxonomische Dokumentation der wichtigsten geomorphologischen Landschaftstypen auf der Erde und ihrer Formelemente in photographischen Bildern. Das Werk ist dementsprechend systematisches Handbuch und Bildatlas zugleich. Der Text beschränkt sich auf das Einführungskapitel und kurze Bildbeschreibungen. Die Bilder sind ausschließlich Schwarz-Weiß-Aufnahmen.

Im einführenden Kapitel werden zunächst die grundlegenden Prinzipien der Reliefentwicklung diskutiert. Bezugnehmend auf das „antagonistische Prinzip“ (Gegeneinander endogener und exogener Prozesse) gelangt der Autor zu drei nach geomorphodynamischen „Aktivitätsstufen“ unterschiedenen Hauptlandschaftstypen ("basis landscape types"): "high-activity landscape", "medium-activity landscape", "low-activity landscape". "High-activity landscapes" sind in diesem Sinne Reliefeinheiten mit hohem "Aktivitätsniveau" ("activity level"). Sie sind Landschaften mit starkem tektonischen Impuls (= hohe Reliefenergie) und daraus resultierender starker Abtragung. "Low-activity landscapes" zeichnen sich durch geringe Reliefunterschiede und entsprechend schwache Abtragung aus. Die "medium-activity landscape" liegt morphodynamisch dazwischen.

Eine sekundäre Untergliederung erfahren die drei Reliefkategorien durch eine nur grob differenzierte klimamorphodynamische Charakterisierung ("humid climate", "glacial climate", "arid climate") sowie durch die Art und die Eigenschaften des Ausgangsgesteins (z. B. "high-activity landscape, humid climate, hard sedimentary rocks").

Nach der Präsentation der "basic landscape types" (14 Seiten, 14 Fotos) folgt in Kapitel 3 und 4 die Darstellung der strukturellen und petrologischen Grundlagen (Falten, Verwerfungen etc., Gesteinstypen). Der Umfang dieser Kapitel verdeutlicht den Schwerpunkt des Buches (67 Seiten, 65 Fotos). Der an sich sehr wichtige Problembereich der Verwitterung wird demgegenüber vergleichsweise kurz abgehandelt und dem petrologischen Kapitel zugeordnet (9 Seiten, 9 Fotos).

Kapitel 5 bis 10 beinhalten dann Beispiele für die wichtigsten geomorphologischen Prozeßkomplexe: "Slope development" (36 Seiten, 35 Fotos), "River action" (47 Seiten, 46 Fotos), "Large bodies of water" (= Morphologie der Ozeane, Küsten und Inseln; 34 Seiten, 33 Fotos), "Nival features" (= glazialer und periglazialer Formenschatz; 25 Seiten, 24 Fotos), "Desert features and related phenomena" (13 Seiten, 12 Fotos), "Volcanic landscapes" (22 Seiten, 21 Fotos).

Das für Leser dieser Zeitschrift besonders interessante Kapitel "Nival features" ist sehr kurz gehalten. Leider entspricht die Terminologie nicht konsequent dem heute üblichen Stand. Beispiele: Drumlins, Kames und Toteislöcher werden den "periglacial deposits" zugeordnet. Rundhöcker und Pingos werden unglücklicherweise als "glacial humps" (glaziale Buckel) zusammengefaßt. Der Begriff "nival" ("nival") bezieht sich strenggenommen nur auf schneegebundene Formen und Formungsprozesse (lat. nivalis).

Das Literaturverzeichnis umfaßt 25 Autorenzitate, darunter 19 Eigenzitate.

Insgesamt ist das Buch zweifellos eine anregende Ergänzung zu bestehenden Lehrbüchern mit diskussionswürdigen Beiträgen zur Reliefgenese und -systematik. 251 (!) Fotos dokumentieren Landschaftsaspekte und Formen aus 5 Kontinenten. Die sehr knappe Berücksichtigung der klimazonalen Kriterien wird allerdings den modernen ökologischen Forschungsansätzen in der Geomorphologie nicht gerecht.

H.-H. MEYER



## **Folgende Unterlagen zu Tagungen der DEUQUA sind noch erhältlich:**

### **Tagung in Freiburg im September 1985:**

1. Kurzfassungen der Vorträge. Thematischer Schwerpunkt „Vergletscherte Mittelgebirge und ihre Vorländer“ — Von H. HEUBERGER & H. WEINGARTNER, 55 S. **DM 10,—**
2. Exkursionsführer I: Südschwarzwald, Oberschwaben-Bodensee, südliches Oberrheingebiet. — Von A. SCHREINER & B. METZ, 88 S., zahlreiche Abbildungen u. Karten **DM 15,—**
3. Exkursionsführer II: Unterelsaß (Rheinebene N Straßburg), Lothringische Vogesen. — Von H. HEUBERGER, 97 S., zahlreiche Abbildungen u. Karten **DM 15,—**

### **Tagung in Celle im September 1986:**

1. Kurzfassungen der Vorträge. Thematischer Schwerpunkt „Die Quartärforschung, ihre Bedeutung für den Umweltschutz, die Landesplanung und die Rohstoff-sicherung“. — 30 S. **DM 5,—**
2. Führer zu Exkursion A: Küstengebiet zwischen Bremen und Wilhelmshaven. — Von H. STREIF, 36 S. **DM 10,—**
3. Führer zu Exkursion B: Geo-Umwelt im Bergland-Quartär zwischen oberer Weser und Leine. — Von P. ROHDE, 46 S. **DM 10,—**
4. Führer zu Exkursion C: Quartär nordwestlich Hannover. — Von K.-D. MEYER, 61 S. **DM 10,—**
5. Führer zu Exkursion D: Das Quartär im Harzvorland. — Von H. JORDAN, 62 S. **DM 10,—**

### **Bestellungen an:**

Deutsche Quartärvereinigung, Postfach 51 01 53, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51

## **Working Group on Long Terrestrial Records (INQUA Commission on Stratigraphy)**

A Working Group on Long Terrestrial Records under the sponsorship of the INQUA Stratigraphic Commission was formed at the XII INQUA Congress in Ottawa. The Working Group includes scientists from several countries who are actively working on or interested in substantially continuous stratigraphic records from terrestrial (i. e., non-marine) deposits that span at least one full glacial cycle or its equivalent (at least 100,000 years) and lie at least in part within the Quaternary.

The initial goals of the Working Group are:

- (1) to create a data base of activities dealing with long terrestrial records (location of sites, stratigraphic thickness, time span covered, who is working on what, etc.).
- (2) to develop a means of distributing the information in the data base, both to our members and to other groups.
- (3) to promote communication between projects and workers on long terrestrial records, initially through a newsletter.
- (4) to provide an international affiliation for projects that can benefit therefrom.
- (5) to assemble a bibliography.

Officers of the Working Group are: DAVID P. ADAM (President), U.S. Geological Survey, 345 Middlefield Road, M/S 915 Menlo Park, California 94025 U.S.A., telephone: (415) 329-4970

DENIS-DIDIER ROUSSEAU (Secretary), Centre de Géodynamique sédimentaire et Evolution géobiologique U. A. CNRS 157 Centre des Sciences de la Terre, Université de Bourgogne, 6, boulevard Gabriel 21100 Dijon, France, telephone: 80-39-63-64

Scientists who wish to become a part of the working group, to be placed on its mailing list, or to contribute to the bibliography are encouraged to write or telephone either of the officers.