

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

HANS DIETRICH LANG

DREISSIGSTER BAND
MIT 93 ABBILDUNGEN IM TEXT, 31 TABELLEN,
3 TAFELN UND 2 ANLAGEN

1980



E. SCHWEIZERBART'SCHE VERLAGSBUCHHANDLUNG
(NÄGELE u. OBERMILLER) STUTTGART

Eiszeitalter u. Gegenwart
ISSN 0424-7116

30

Seite 1—266

Hannover 1980

Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

3000 Hannover 51, Stilleweg 2, Postfach 510153
Postscheckkonto Hannover 453 03
oder Bankkonto: Deutsche Bank Hannover Kto.-Nr. 56/06561

Vorstand

(1979—1983)

Präsident: Prof. Dr. O. FRÄNZLE, Kiel
Vizepräsidenten: Prof. Dr. G. FURRER, Zürich
Prof. Dr. G. LÜTTIG, Hannover
Schriftleiter des Jahrbuchs: Prof. Dr. H. D. LANG, Hannover
Schatzmeister: Dr. R. LOOK, Hannover
Archivar: Prof. Dr. L. BENDA, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Prof. Dr. K. BRUNNACKER, Köln
Prof. Dr. J. FINK, Wien
Prof. Dr. A. KESSLER, Horben

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 40.— DM, Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 20.— 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. 51 01 53, 3000 Hannover 51.

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

HANS DIETRICH LANG

DREISSIGSTER BAND

MIT 93 ABBILDUNGEN IM TEXT, 31 TABELLEN,
3 TAFELN UND 2 ANLAGEN

1980



E. SCHWEIZERBART'SCHE VERLAGSBUCHHANDLUNG
(NÄGELE u. OBERMILLER) STUTTGART

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i> ISSN 0424-7116	30	Seite 1—266	<i>Hannover 1980</i>
--	----	-------------	----------------------

Schriftleitung dieses Bandes: H. D. Lang

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

Satz, Druck und Einband: Druckerei Wolf GmbH, Ohringen

INHALT

A. Aufsätze

Seite

- BRUNNACKER, K., JANOSSY, D., KROLOPP, E., SKOFLEK, I. & URBAN, B.:*
Das jungmittelpleistozäne Profil von Süttö 6 (Westungarn) 1— 18
- DE ZANGER, F. A. P.:*
Die Höhenlage des Eises des Gletscherlobus während der Formung des
Stauchwalles von Arnheim (Niederlande) 19— 28
- TILLMANN, W. & WINDHAUSER, H.:*
Der quartäre Osteifel-Vulkanismus im Rahmen der Lößbildung — ein
Beitrag zur Lößgenese 29— 43
- HEMPEL, L.:*
Der „Osning-Halt“ des Drenthe-Stadials am Teutoburger Wald im
Lichte neuerer Beobachtungen 45— 62
- HENNINGSSEN, D.:*
Schwerminerale vulkanischer Herkunft in quartären Flußablagerungen
der Weser und Leine 63— 72
- URBAN, B., mit einem Beitrag von J.-J. PUISSÉGUR:*
Paläoökologische Untersuchungen zum Krefeld-Interglazial am Nieder-
rhein 73— 88
- LÖSCHER, M., BECKER, B., BRUNS, M., HIERONYMUS, U.,
MÄUSBACHER, R., MÜNNICH, M., MÜNZING, K. & SCHEDLER, J.:*
Neue Ergebnisse über das Jungquartär im Neckarschwemmfächer bei
Heidelberg 89—100
- SEMME, A.:*
Periglaziale Deckschichten auf weichselzeitlichen Sedimenten in Polen 101—108
- LÖFFLER, E.:*
Neuester Stand der Quartärforschung in Neuguinea 109—123
- RÖGNER, K.:*
Die pleistozänen Schotter und Moränen zwischen oberem Mindel- und
Wertachtal (Bayerisch-Schwaben) 125—144
- STREIF, H. & VINKEN, R.:*
Der Beitrag der Bundesrepublik Deutschland zum IGCP Project No. 61
„Sea Level Movements during the Last Deglacial Hemicycle (ca. 15.000
years)“ 145—152

<i>BEHRE, K.-E. & STREIF, H.:</i>	
Kriterien zu Meeresspiegel- und darauf bezogenen Grundwasserabsenkungen	153—160
<i>BRANDT, K.:</i>	
Die Höhenlage ur- und frühgeschichtlicher Wohnniveaus in nordwestdeutschen Marschengebieten als Höhenmarken ehemaliger Wasserstände	161—170
<i>VAN DE PLASSCHE, O.:</i>	
Compaction and Other Sources of Error in Obtaining Sea-Level Data: Some Results and Consequences	171—181
<i>PREUSS, H.:</i>	
Computerauswertung von Seespiegeldaten für das IGCP-Projekt Nr. 61	183—201
<i>FIGGE, K.:</i>	
Das Elbe-Urstromtal im Bereich der Deutschen Bucht (Nordsee)	203—211
<i>WUNDERLICH, F.:</i>	
Transgression und Umlagerung im Gebiet des Helgoland-Riffs	213—220
<i>HANISCH, J.:</i>	
Neue Meeresspiegeldaten aus dem Raum Wangerooge	221—228
<i>HOFFMANN, D.:</i>	
Meeresspiegeldaten aus landschafts- und siedlungsgeschichtlichen Untersuchungen auf Pellworm (Nordfriesische Inseln)	229—236
<i>KLUG, H.:</i>	
Der Anstieg des Ostseespiegels im deutschen Küstenraum seit dem Mittelatlantikum	237—252
<i>PIRAZZOLI, P. A., PLANCHAIS, N., ROSSET-MOULINIER, M. & THOMMERET, J.:</i>	
Paleogeographic Interpretation of a Peat Layer at Torson di Sotto (Lagoon of Venice, Italy)	253—259

B. Nachrufe

Konrad Richter	261—266
Heinrich Wortmann	266

Eiszeitalter u. Gegenwart	30	1—18 5 Abb., 2 Tab.	Hannover 1980
---------------------------	----	------------------------	---------------

A. Aufsätze

Das jungmittelpleistozäne Profil von Süttö 6 (Westungarn)

KARL BRUNNACKER, DÉNES JÁNOSSY, ENDRE KRÖLOPP, ISTÁN SKÖFLEK
& BRIGITTE URBAN *)

Geological section, loess, pedogenesis, palaeosol, Ca, carbonate, dynamics, interglacial, Upper Pleistocene, vertebrate fauna, Aves, reptilian fauna, gastropod fauna, pollen diagram, karpology, particle size analysis, O-isotope, C-isotope, Central Transdanubia (Süttö)

Kurzfassung: Das Profil Süttö 6 wird aus Löß aufgebaut, in welchen ein Paläoboden-Komplex eingeschaltet ist. Derselbe gehört in das letzte Interglazial. Die Vertebratenfauna, insbesondere die zahlreichen Kleinsäuger und die Molluskenfauna, lassen den Übergang von der Riß-eiszeit zum R/W-Interglazial erkennen. Dabei zeigt sich, daß sich der faunistische Übergang zur Warmzeit bereits in der Phase der Lößbildung andeutet.

[The Young Middle-Pleistocene Profile of Süttö 6 (Western Hungary)]

Abstract: The profile Süttö 6 is built up of loess, in which is intercalated a Paleosoil-Complex. The same one belongs to the last Interglacial. The Vertebrate-fauna, especially the numerous small mammals and the Mollusc-fauna show the transition from the Riss ice-age to the R/W-Interglacial. Thereby is demonstrated that the faunistic transition to the warm period is indicated already in the phase of the Loess-sedimentation.

1. Einleitung (D. JÁNOSSY)

Die verschiedenartigen Travertinvorkommen in Transdanubien sind in Fachkreisen längst bekannt (KORMOS 1925; SCHRÉTER 1953 usw.). Sie sind zumeist durch vertebraten-paläontologische Funde gut datiert. Zwei der Travertinplatten gehören in das Alt- bzw. Ältestpleistozän und zwar Dunaalmás und Süttö (in der vertebraten-paläontologischen Sukzession: Villányer Faunenphase). Der Süßwasserkalk von Süttö wurde im Laufe des Pleistozäns durch lokale tektonische Bewegungen zerklüftet, wobei an verschiedenen Stellen Spalten entstanden sind. Die Füllungen dieser Spalten lieferten seit mehreren Jahrzehnten jungpleistozäne (letztinterglaziale) Vertebraten- und Schneckenfaunen, die u. a. durch das nördlichste Vorkommen der Griechischen Landschildkröte (*Testudo graeca*-Gruppe) in Europa und durch wärmeliebende Schneckenarten (z. B. *Soosia diodonta*) charakterisiert sind. Damit stammen sie aus einer Periode, die wärmer gewesen sein dürfte als das heutige Klima.

Im Hangenden und am Rande des Travertins von Süttö und in dessen Spalten wurde eine sandige Löß-Decke abgelagert, die stellenweise eine Mächtigkeit von 15 m erreicht. Am Nordrande des Travertins wurde in diesem Löß im Jahre 1974 ein feinstratigraphisch gliederbares, faunenführendes Profil von Schicht zu Schicht durchgeschlämmt, das eine unerwartet vollständige vertebraten-paläontologische und malakologische Dokumentation lieferte. Da sie in stratigraphischer Hinsicht eine Schlüsselfauna vertritt, soll sie an dieser Stelle bekanntgegeben werden.

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. K. Brunnacker, Geologisches Institut der Universität zu Köln, Zulpicher Straße 49, 5000 Köln 1. — Dr. D. J. Jánosy, Naturhistorisches Museum Budapest VIII., MŰZEUM KÖRŰT 14—16. — Dr. E. Krölopp, Geologisches Institut, Budapest XIV, Népstadion u. 14. — I. Sköflek, Bartók Béla St 3/b, Tata. — Dr. B. Urban, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nußallee 13, 5300 Bonn.

2. Profilaufbau (D. JÁNOSSY)

Der Fundort, als Fundstelle Süttö 6 bezeichnet, liegt in der Gemarkung des Ortes Süttö, südlich vom Dorfe, in der nordwestlichen Ecke des nördlichsten, sog. Diósvögyer-(Nußgraben)-Steinbruches, auf dem Haraszti-Berg, etwa 210 m ü. NN. Es handelt sich um einen Überrest des sandigen Lösses („Mandel“), der bei den Steinbrucharbeiten stehen gelassen wurde.

Da die oberen Teile des mehr als 10 m Höhe erreichenden Profils teilweise durch eine Halde bedeckt und daher kaum zugänglich waren, wurde von der Mitte des Profils bis zu dem im Liegenden befindlichen Travertin die oben genannte Serie Süttö 6 geborgen. Es wurde dabei ein 5 m tiefer, 1 m breiter und 8 m langer Graben ausgehoben. Darin wurde das Material in 13 Schichten mit einer minimalen Mächtigkeit von 20 cm und maximalen Dicke von 50 cm geborgen (je nach den makroskopisch bemerkbaren Differenzierungen und der Häufigkeit der Funde). Ebenso wurde der tiefere Teil des Profils, in welchem sich nach Farbe und Zusammensetzung der Sedimente keine Verschiedenheiten zeigten, unterteilt.

3. Petrographische Beschreibung (K. BRUNNACKER)

Die aus den gesamten Schichten entnommenen Proben zeigen folgende Ausbildung:
Schicht-Nr.:

- 0 hellgraugelber Löß (Hangendes)
- 1 brauner Lehm, brockig (mit etwas Travertin-Schutt)
- 2—3 humushaltiger, dunkelbraungrauer Lehm, brockig
- 4 schwach humushaltiger, hellbrauner Lehm
- 5 hellgelbgrauer Löß, mit Kalk-Pseudomyzel
- 6 hellgelbgrauer Löß, mit etwas Kalk-Pseudomyzel
- 7 hellgraugelber Löß
- 8—13 hellgraubrauner Löß

Deutung (Abb. 1):

- 0 Löß

-
- 1 Bv-Horizont einer warmzeitlichen Braunerde (Typ Göttweig) (rd. 0,5 m)
 - 2— 3 (4) Tschernosem (Humuszone, mit Übergang nach 4) (rd. 1 m)
 - 4— 5 Kalkanreicherungshorizont (C_c-Horizont)
 - 6—13 Löß

Damit ist zwischen dem liegenden und dem hangenden Löß ein Bodenkomplex (1—5) zwischengeschaltet. Dessen Besonderheit liegt darin, daß — nicht wie sonst in Mitteleuropa — die Humuszone über dem verbräunten Boden liegt und damit die nachfolgende Eiszeit einleitet, sondern daß sie vielmehr sich in dessen Liegendem befindet. Damit gehört sie in den Übergang von einer Kalt- zu einer Warmzeit bzw. in ein Interglazial.

Die Routineanalysen (Körnung und Kalkgehalt) bestätigen die Materialansprache insofern, als im Bereich des Bodenkomplexes der Tongehalt der Proben relativ hoch liegt (Abb. 1). In Schicht 4 und 5 ist überdies der Kalkgehalt beträchtlich und liegt deutlich über dem des typischen Lösses, der hier zwischen 10 und 20 % Kalkgehalt aufweist. Eine sekundäre Zufuhr von Kalk wird damit für Schicht 4 und 5 angezeigt. Außerdem ist der Bv-Horizont (Schicht 1) anscheinend nachträglich erneut aufgekalkt worden.

Bei diesem Profil hat es darüber hinaus nahe gelegen, Isotopenuntersuchungen (¹⁰O/¹⁸O und C¹²/¹³C) zum Kalkumsatz durchzuführen, zumal das Profil neben seiner Fauna einige Aufschlüsse hinsichtlich der Genese der Karbonate erwarten ließ. Die Messungen wurden

freundlicherweise von Herrn Dr. U. MANZE durchgeführt, wofür ihm an dieser Stelle gedankt sei.

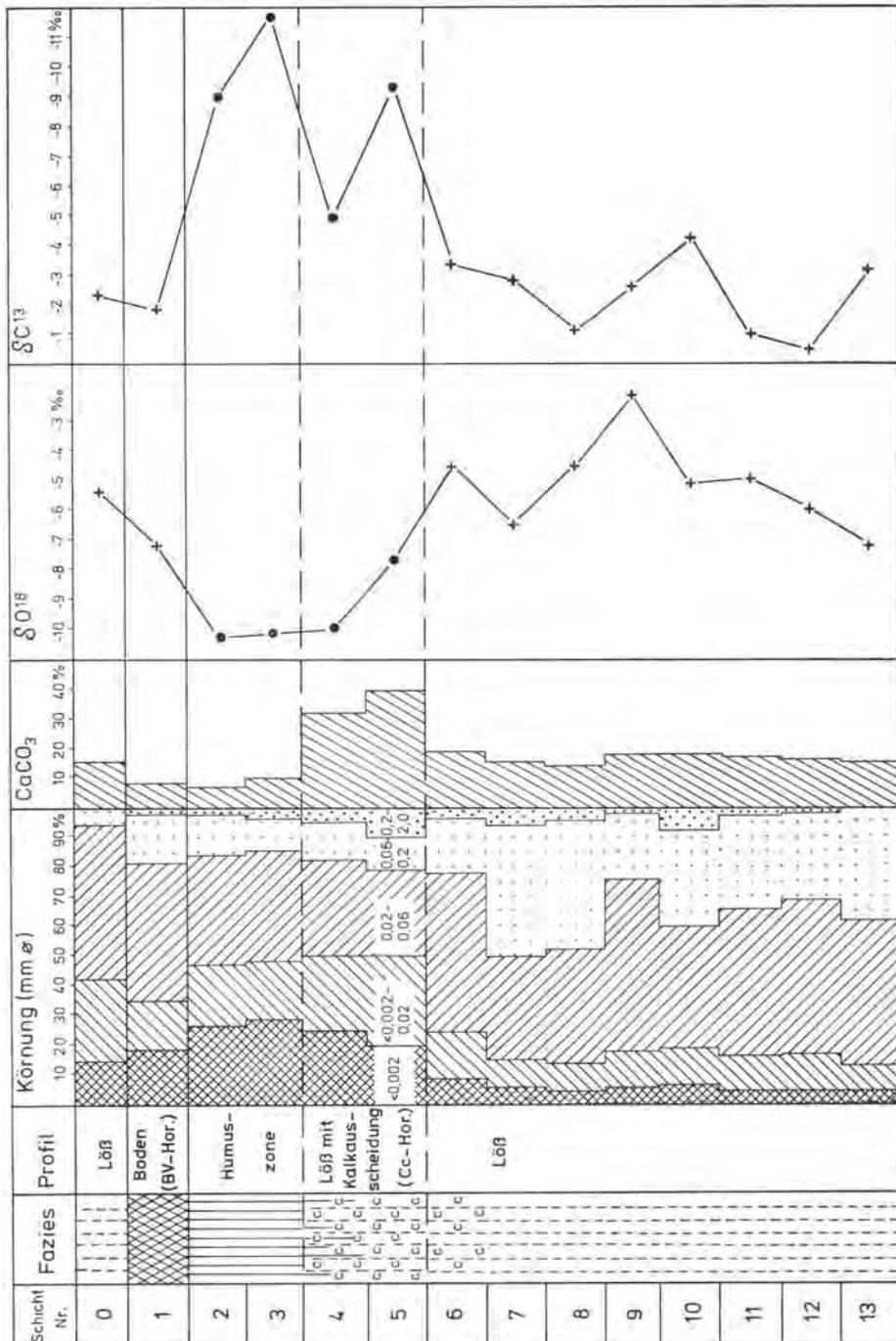


Abb. 1: Analysendaten des Lößprofils von Süttö 6 (Profilsäule unmaßstäblich, vgl. Abb. 3).

Die Prinzipien der Karbonatdynamik im Löß und in Böden sind in Abb. 2 durch die Angabe der jeweiligen Trends im Anteil der O^{18} - und C^{13} -Isotope entsprechend den Untersuchungsergebnissen von MANZE et al. (1974) und MANZE & BRUNNACKER (1976) an-

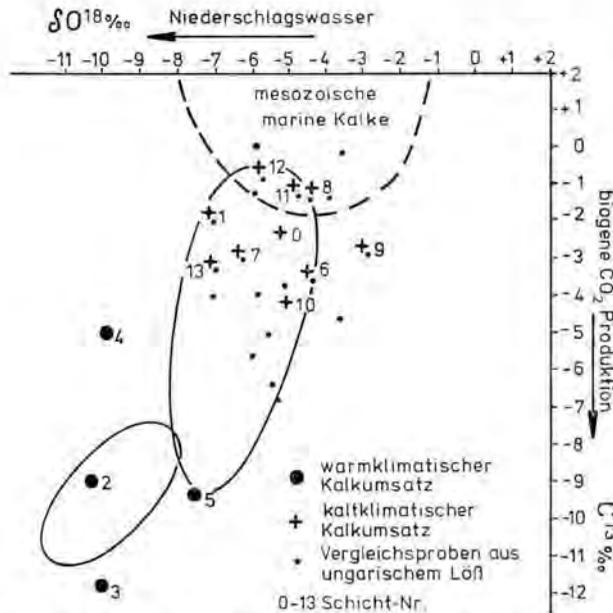


Abb. 2: O- und C-Isotopenverteilung in Beziehung zur Karbonatdynamik in Süttö 6. Umgrenzte Felder beziehen sich (abgesehen von Meereskalk) auf das Datenmaterial, das aus dem westlichen Mitteleuropa zur Verfügung steht (MANZE et al. 1974, MANZE & BRUNNACKER 1976).

gedeutet. Neben den Ergebnissen von Süttö sind zusätzliche Werte aus Löß in Ungarn eingetragen. Als Felder sind ferner die Bereiche umrissen, in denen im westlichen Mitteleuropa die Daten für typischen Löß-Rohbodenkalk und Interglazial-Bodenkalk liegen.

Der Löß von Süttö, und zwar sowohl der liegende wie der hangende Löß, fügt sich prinzipiell in das Verteilungsbild des Löß-Kalkes, wie er im westlichen Mitteleuropa auftritt. Allerdings sind die C^{13} -Abweichungen ausgesprochen gering, wenn man von Meereskalk als dem wichtigsten Lieferanten der Karbonate im Löß-Staub ausgeht. Grund dafür kann eine durch die große Löß-Mächtigkeit angedeutete relativ rasche Staubsedimentation gewesen sein, die dazu geführt hat, daß der Karbonatumsatz bei der Lößablagerung nicht voll zur Wirkung kommen konnte. Ob ferner regionalklimatische Differenzierungen hineinspielen, läßt sich vorerst, auch bei Heranziehung von Vergleichsproben aus anderen Löß-Vorkommen Ungarns, nicht entscheiden. Im Unterschied zum westlichen Mitteleuropa ist im ungarischen Löß die Spannweite des O^{18} -Anteils größer und die des C^{13} -Anteils geringer (vgl. Abb. 2).

In Süttö liegen in der Humuszone und im C_e -Horizont die Isotopendaten für den Sauerstoff eindeutig im Feld des warmklimatischen Bodenkalkes. Während der Humusakkumulation haben damit bereits „interglaziale“ Bedingungen vorgelegen.

Von besonderem Interesse ist überdies der Kalk im braunen Boden (Schicht 1). Bei diesem B_v -Horizont kann man wohl davon ausgehen, daß er ursprünglich völlig entkalkt war. Bei der nachfolgend erneut einsetzenden Lößakkumulation wurde er wieder aufge-

kalkt und zwar bezeichnenderweise mit dem Typ des „Lößkalkes“, falls diese Schicht nicht bereits in den Beginn der nächsten Eiszeit gehört. In diesem Fall liegt eine Deutung als Fließerde (Kolluvium) aus Löß-Boden-Material nahe.

Ergebnis:

Zwischen zwei Lössen läßt sich pedologisch sowie über die O- und C-Isotope des Kalkes eine Warmzeit nachweisen. Der liegende Löß gehört damit in die vorletzte oder eine ältere Eiszeit.

Die zwischengeschaltete Warmzeit besteht aus einem Bodenkomplex, unten mit Tschernosem und dazu gehörigem C₀-Horizont und darüber aus einem, gemäß Schutführung, kolluvialen, verbraunten Horizont. Infolge nachträglicher Kalkinfiltration aus dem hangenden Löß zeigt er bereits wieder das Isotopenbild des kaltklimatischen Lößkalkes, falls sich darin nicht der Beginn der nachfolgenden Eiszeit andeutet.

4. Vertebratenfauna (D. JÁNOSSY)

Die faunistische Sukzession der Fundstelle stellt eine auf unserem Kontinent bis jetzt alleinstehende Serie dar. Im allgemeinen sind nämlich die Lössse hinsichtlich der Vertebratenfunde und bezüglich der Kleinsäuger bzw. Mikrovertebraten meist sogar ganz steril. Die speziellen Umstände dieser Fundstelle (nächst dem Süßwasserkalk) machten es jedoch möglich, aus den Proben der Schichten 1 bis 10 ein statistisch auswertbares Kleinvertebratenmaterial durchlaufend zu gewinnen (die Schichten 11 bis 13 waren bezüglich der Vertebratenfunde praktisch steril, Tab. 1).

Jede klimatische Veränderung, die sich während dieser, in geologischer Hinsicht recht kurzen Zeit abspielte, spiegelt bezüglich der Vertebraten das Raumdiagramm wider (Abb. 3). In demselben zeigen sich die Veränderungen in der prozentualen Zusammensetzung der Wühlmäuse und einiger anderer, in klimatischer Hinsicht bedeutender Vertebraten während des Sedimentationsablaufes von Lage zu Lage. Auf dem Graphikon springt sofort ins Auge, daß die in den unteren Lagen häufige, kälteliebende Sibirische Wühlmaus (*Microtus gregalis*) sich in den oberen Schichten völlig zurückzog, um der hier absolut dominanten Feldmaus, der Art der gemäßigten Steppen Europas, den Platz zu übergeben.

Die übrigen Kleinvertebraten unterstützen gleichsam als Farbelemente diese klimatische Indikation.

Der Halsbandlemming (*Dicrostonyx*) und das Alpenschneehuhn (*Lagopus mutus*), als extreme Tundren- bzw. alpine Elemente, unterstreichen den kalten Klimacharakter der Schicht 10. Die Erwärmung in den oberen Schichten zeigt sich ferner im Erscheinen kälteempfindlicher Reptilien, wie der Eidechsen (*Lacertilia*) und hauptsächlich der Griechischen Landschildkröte (*Testudo graeca*).

Die Repräsentanten der letztgenannten Artengruppe (*Testudo graeca hermanni*) überschreiten heutzutage nirgends die Nordgrenze des Mediterraneums. Übrigens beweist das Vorhandensein dieser Art sowie des Knochens eines kleinen Hirsches aus der Schicht 3 (*Dama* sp.), daß wir es mit einer Ablagerung zu tun haben, die wenigstens einem Teil der bisher bekannt gewordenen Spalten von Süttö äquivalent ist, da in denselben diese Formen äußerst charakteristisch sind (KORMOS 1925; JÁNOSSY 1969 usw.).

Endlich spricht für den eher gemäßigten bzw. wärmeren Charakter der oberen Lagen das Vorkommen der „echten“ Mäuse (*Apodemus*, *Mus*), der Kurzohrmaus (*Pitymys*) und endlich von botanischer Seite das Vorhandensein von Zürgelbaum- (*Celtis*-)Kernen — auch von einem heutzutage mediterranen Baume stammend —, die alle in den unteren Schichten fehlen. Hinzu kommt in der Schwarzerde-Schicht 3 der palynologische Nachweis von *Juglans*.

Systematische
Einheiten

Schicht - Nr.

	1	2	3
"Pisces" indet.			1
Anguis fragilis		3	1
Testudo graeca-Gruppe			2
Lacertilia indet.		31	31
Ophidia indet.		3	10
Lagopus cf. mutus			
Aves indet.		11	3
Chiroptera indet.		2	4
Talpa europaea		9/2	8
Sorex araneus		13/4	5/2
Crocidura cf. suaveolens			1
Crocidura cf. leucodon			
Citellus citelloides		29/8	2
Dryomys nitedula			1
Glis glis		1	1
Sicista cf. subtilis		20/5	1
Spalax cf. leucodon	2	8/3	
Allocricetus bursae			
Mus cf. musculus			1
Apodemus sylvaticus		57/10	14/3
Lagurus lagurus			
Myodes cf. glareolus		36/4	15/2
Dicrostonyx torquatus			
Arvicola terrestris		4/1	1
Pitymys subterraneus		2/1	3/2
Microtus arvalis	3	73/36	43/21
Microtus gregalis			
Mustelida indet.			
Dama sp.			1

Tab. 1: Vertebraten-Reste der Fundstelle Süttö 6. Angegeben ist: Stückzahl der Reste/Individuenzahl. — Die Schichten 7 und 8 waren praktisch frei von Vertebraten-Resten; sie sind deshalb in die Tab. 1 nicht einbezogen.

Schicht - Nr.

4	5	6	9	10	11
1					
6	8				
1	1			1	
	2				
2			2		
1	1				
1	1				
				3	
4	2				
1					
3	2	1	9/2	3/1 8/1 1	1
10	7	3		6	
1		3	9	38 1	1

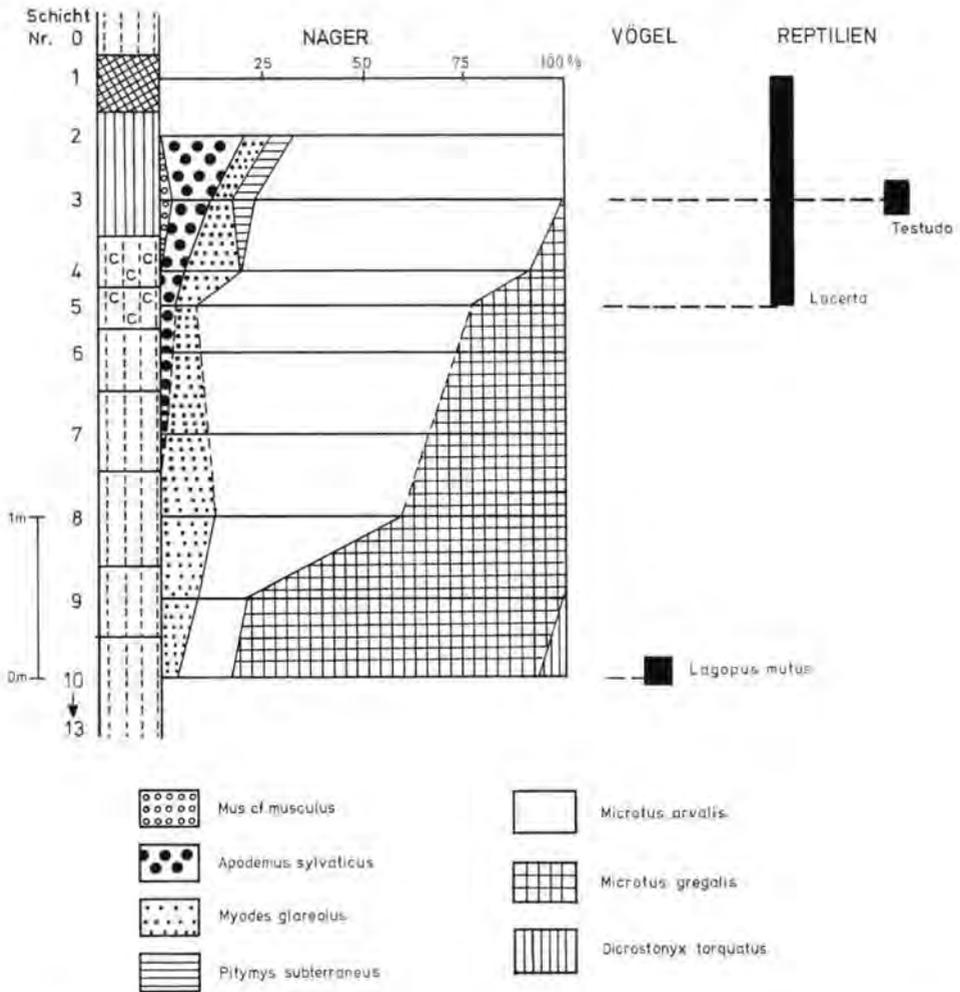


Abb. 3: Die Veränderungen der Dominanzverhältnisse von Nagetieren sowie das Auftreten von in klimatischer Hinsicht wichtiger Vögel und Reptilien in der Schichtenfolge der Fundstelle Süttö 6.

Obleich die klimatische Aussage der Vertebratenfaunen der verschiedenen Schichten besonders im komplexen Bild, (vgl. dazu die Schneckenfauna weiter unten) ganz eindeutig ist, so ist doch das Profil als solches so einzigartig, daß die stratigraphische Einstufung besonders bedeutsam ist. Die aus dem Hangenden geborgene, soeben geschilderte Fauna von interglazialen Charakter erlaubt eine stratigraphische Einstufung älter als typische Jungpleistozän („Würm“), jedoch jünger als typisches Mittelpleistozän („Riß“ im alpinen Schema). Da in der Tiergesellschaft einerseits praktisch alle altpleistozänen Elemente fehlen, (z. B. altertümliche wurzelzählige Wühlmäuse, wie *Mimomys*- oder *Pliomys*-Arten usw.) und andererseits jene Schermaus (*Arvicola*) vorhanden ist, auf deren Zähnen die Schmelzbänder vorne verstärkt sind (JÁNOSY 1976), kann die Annahme eines Alters vom älteren Mittelpleistozän allerdings ausgeschlossen werden.

Diese Argumentation wird durch das Vorkommen des recht spärlichen Restes vom Alpenschneehuhn (*Lagopus mutus*) in der Schicht 10 unterstützt. Es hätte an sich keine genügende Beweiskraft (im „Würm“ unseres Gebietes recht häufig) und muß deswegen im komplexen Bild gewertet werden. Diese Form scheint im jüngeren Mittelpleistozän zum ersten Mal auf unserem Kontinent aufzutreten (z. B. Hunas bei Nürnberg, JÁNOSSY, Manuskript). In der älteren Tiergesellschaft von Uppony (Nord-Ungarn) haben wir lediglich das Moorschneehuhn (*Lagopus lagopus*) vorgefunden (u. a. BRUNNACKER, JÁNOSSY & KROLOPP 1968). Derselbe Fall ist in allen Vertebratenfaunen des älteren Pleistozäns unseres Kontinentes, wo Schneehühner auch immer vorzufinden sind, gegeben. Im Jungpleistozän waren hingegen — wie erwähnt — beide Arten weit verbreitet und häufig.

Ein eigenartiges Element der Schicht 10 ist endlich der kleine Hamster (*Allocricetus*), der aus dem typischen Jungpleistozän („Würm“) bis heute in den gemäßigten Teilen des Karpathen-Beckens völlig unbekannt ist. Seine etwaige stratigraphische Bedeutung wird sich in der Zukunft entpuppen.

In den aus verschiedenen Spalten in Süttö neuerlich geschlammten, aufgrund von Analogien den Schichten 2 bis 4 der Fundstelle 6 entsprechendem Material befinden sich einige Elemente, die mit der leider nur ungenügend bekannten, sehr wichtigen jungmittelpleistozänen Fauna Ungarns, Solymár (KRETZOI 1953, JÁNOSSY 1969 usw.), recht nahe stehen. Es handelt sich um den großen *Sorex araneus*, eine spezielle Form des Hasen (*Lepus cf. praetimidus* KRETZOI) und die „echte“ Maus (*Mus sp.*) usw.

Die stratigraphische Einstufung des Profils können wir also als Jungmittelpleistozän angeben. Ob die unteren Lagen mit extremen Kaltformen wenigstens teilweise mit dem alpinen „Riß“ äquivalent sind, muß eine offene Frage bleiben. Die sich im homogenen Löß-Profil grundsätzlich ändernde Fauna macht uns nochzumal wieder einmal darauf aufmerksam, daß die biologischen Faktoren auf Klimaschwankungen oft schneller reagieren, als die physischen.

Wegen der außerordentlichen Bedeutung des Profils von Süttö 6 schlagen wir vor, diese Fundstelle als das Typus-Profil der S ü t t ö - P h a s e (KRETZOI 1953) zu betrachten.

5. Schneckenfauna (E. KROLOPP)

KORMOS sammelte seinerzeit (noch in den 20er Jahren) neben Vertebraten auch Schneckenreste aus verschiedenen Spalten von Süttö. Er publizierte sie als die reichste „präglaziale“ Schneckenfauna Ungarns (KORMOS 1925).

Bei der Neuuntersuchung der Fundstellen von Süttö wurde neben den Vertebraten-Resten wiederum reiches Mollusken-Material geborgen. Die malakologische Bearbeitung der letztgenannten Funde erfolgt später; an dieser Stelle wird jedoch das Material der Fundstelle 6 in vollem Umfang bekannt gegeben (Tab. 2).

Da das ganze Material des Profils von Süttö 6 — wie oben schon erwähnt — durch Siebe (Maschengröße 0,8 mm ϕ) geschlammte wurde, konnte das Mollusken-Material auch quantitativ geborgen werden.

Aus der obersten rotbraunen Schicht (1) wurde eine wärmeliebende, auf trockene Umstände verweisende Schneckenfauna gewonnen (Tab. 2), die auf ein grasbedecktes Gebiet verweist. Die Gesamtdominanz der xerothermen Elemente erreicht 87 % (Abb. 4). Die schwach humifizierte hellbraune Schicht (1) kann also ein Überrest eines Steppenbodens eines einstigen Standortes mit offener Vegetation gedeutet werden.

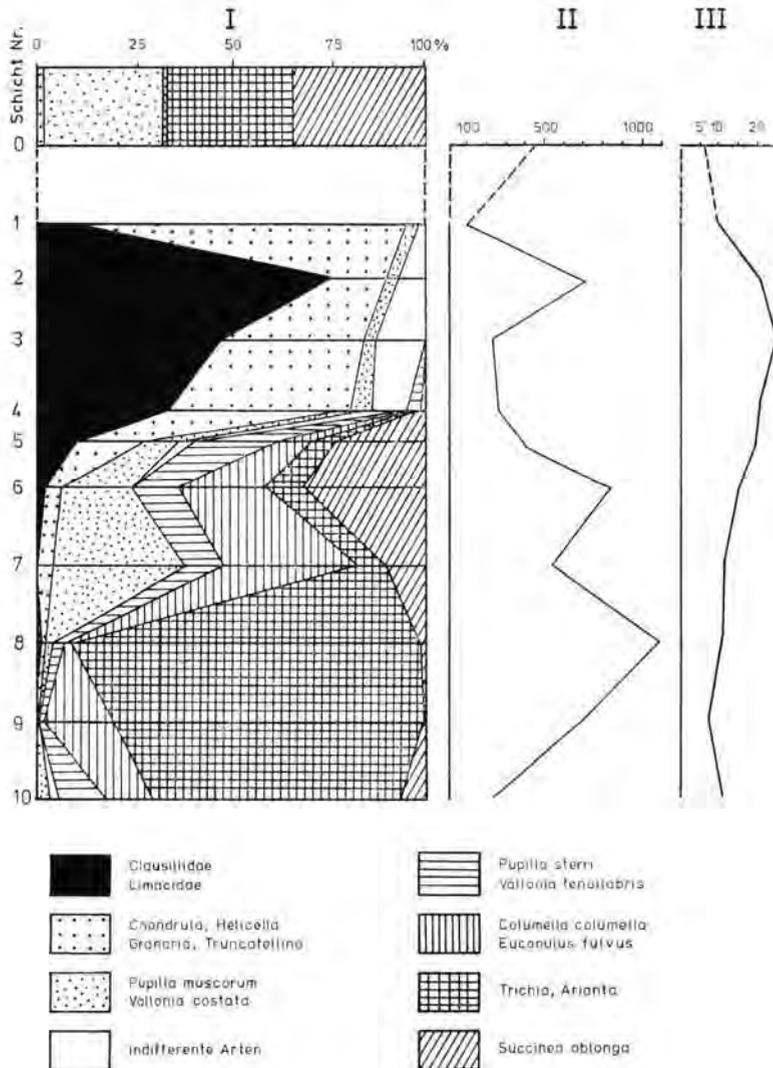


Abb. 4: Die Schneckenfauna der Fundstelle Süttö 6.

I) Die prozentualen Veränderungen der Dominanzverhältnisse verschiedener ökologischer Gruppen. — II) Graphikon der Veränderung der Individuenzahl. — III) Graphikon der Veränderung der Artenzahl.

Die Schneckenfauna der nächsten Schicht (2), die einen schwarzbraunen fossilen Boden repräsentiert, ist ganz besonders reich. Nicht nur die Artenzahl wächst von 10 auf 21, sondern auch die Individuenzahl steigt an. Das ist eine charakteristische Tiergesellschaft des Waldes bzw. der buschigen Auen, in welcher die Clausiliiden-Arten dominieren (*Cochlodina laminata*, *Iphigenia plicatula*, *Clausilia pumila*, *Laciniaria plicata*). Neben den eine 71prozentige Gesamtdominanz zeigenden Clausiliiden-Arten kommen nur Limaciden-Heliciden-Arten und *Granaria frumentum* in bedeutender Menge vor. Es ist keine einzige kälteliebende Form vorhanden, demgegenüber finden wir hier eine Reihe von Arten, die

in unserem Pleistozän nur aus milderer Phasen bekannt sind (außer den erwähnten Clausiliiden-Arten noch *Discus rotundatus*, *Helicodonta obvoluta*, *Perforatella incarnata*, *Euomphalia strigella*, *Cepaea vindobonensis*, *Helix pomatia*).

Bemerkenswert ist das Vorkommen, — zwar nur eines einzigen Exemplares, — des *Phenacolimax annularis*. Diese Art lebt heute in Ungarn nur an einem einzigen Punkt, den Felsen des Berges Tarkó im Bükk-Gebirge (Soós 1943). Fossil wurde sie beinahe am selben Ort, in den mittelpleistozänen Schichten der Felsnische Tarkó vorgefunden (KROLOPP 1977), sowie im letzterglazialen Material der Porlyuk-Höhle bei Jósavafő (Nord-Ungarn, JÁNOSSY, KORDOSS, KROLOPP & TOPÁL 1973). Das Vorkommen von *Chondrina clienta* ist ebenfalls interessant. Diese Art lebt nämlich fast ausschließlich auf Kalkfelsen. Jene Exemplare, die in den entsprechenden Schichten von Süttö fossilisiert wurden, lebten höchstwahrscheinlich auf den Süßwasserkalk-Blöcken der damaligen unmittelbaren Umgebung der Fundstelle. Das ist auch ein Beweis dafür, daß sich der altpleistozäne Travertin schon damals über die Umgebung hinausgehoben hat. Die *Chondrina* dürfte von den Blöcken des mesozoischen Grundgebirges der Umgebung, wo sie auch heute noch lebt, auf den Süßwasserkalk gekommen sein.

Der dem vorherigen ähnliche, etwas rötlichere fossile Boden der Schicht 3 enthält ebenso Arten, die für eine einstige waldig-buschige Vegetation sprechen. Die Dominanz-Verhältnisse sind aber anders. Der Anteil der Clausiliiden vermindert sich auf 33 % und in ähnlicher Menge erscheint die xerotherme Art *Granaria frumentum*. Diese Erscheinung, sowie das Vorhandensein von Arten ähnlicher Aussage spricht dafür, daß wir hier eigentlich einen Steppenboden vor uns haben und daß die einstige Umgebung eher buschig als waldig gewesen sein dürfte.

Die nächste, gelbbraune Schicht 4 enthält noch mehr xerotherme Formen. Dies zeigt die ansteigende Zahl der wärmeliebenden, Trockenheit vertragenden Arten, wie z. B. *Granaria frumentum*, die Verminderung der Menge an Clausiliiden und Heliciden, die eine reichere Vegetation bevorzugen, sowie die niedrigere Zahl der Taxa überhaupt. Das Vorhandensein der *Valonia tenuilabris*, sowie der *Succinea oblonga* spricht dafür, daß das Grundmaterial des Bodens ein Löß gewesen war.

Mit der Schicht 5 beginnt eine scharf abgrenzbare Serie, da sie eine von den vorherigen Schichten 4 absolut abweichende Löß-Fauna enthält. Die in der Schicht 4 nur als Streufunde vorhandenen „Kälteindikatoren“, *Succinea oblonga* und *Valonia tenuilabris* sind hier bereits dominant. Daneben erscheinen weitere kälteliebende, bzw. weitgehend euryöke Formen, wie *Pupilla muscorum*, *Columella columella*, *Trichia hispida*, *Trichia striolata*. Die Mehrzahl der vorhandenen Clausiliiden-Spitzen vertritt höchstwahrscheinlich die im Löß ebenfalls häufige *Clausilia dubia* (unter den 21 hierzu zu rechnenden Mündungen gehören 19 zu *Clausilia dubia*, und nur 2 zu *Cl. pumila*). Den Übergangscharakter der Schicht beweist das sporadische Vorkommen von *Limax maximus* und *Cepaea vindobonensis*, sowie der noch immer hohe Anteil von *Granaria frumentum* in der Tiergesellschaft.

Wie mehrfach erwähnt, besteht der tiefere Abschnitt des Profils aus einem makroskopisch gleichmäßigen, sandigen Löß, den wir bei der Probennahme willkürlich auf die Schichten 6 bis 10 aufteilten. Die Schneckenfauna dieser Schichtenreihe zeigt nur wenig Änderungen. Die in den oberen Lagen häufigen xerothermen Arten fehlen hier völlig, um den Platz einer typischen Löß-Fauna zu übergeben. Die häufigsten Arten sind: *Succinea oblonga*, *Valonia tenuilabris*, *Pupilla sterri*, *Columella columella*, *Trichia hispida*, *Trichia striolata*, *Arianta arbustorum*. Wärmeliebende Formen sind nur mit je 1—2 Exemplaren vertreten, wie *Pupilla triplicata* und *Helicella hungarica*. Die Unterschiede der Dominanz-Verhältnisse in den Schneckenfaunen der einzelnen Schichten können über die verschiedene Höhe des jährlichen Niederschlages gedeutet werden.

Die Malako-Fauna der Schichten 11 bis 13 war, ähnlich der Vertebratenfauna, ebenfalls recht spärlich und daher statistisch nicht auswertbar. Allerdings kann festgestellt werden, daß wir es hier mit (relativ gesehen) etwas milderem klimatischen Verhältnissen zu tun hatten. Diese Milderung war aber nicht von solchem Ausmaße, daß eine Bodenbildung zustande gekommen wäre. Der Charakter der Fauna änderte sich auch nur unbedeutend. Allein das Vorhandensein der Art *Neostyriaca cf. corynodes* ist bemerkenswert. Diese Art konnte an mehreren, nicht genau datierten, jedoch sicherlich mittelpleistozänen Fundstellen Ungarns (nicht publizierte Daten), sowie in Vértesszöllös (KROLOPP 1977) gefunden werden. Es ist damit anzunehmen, daß sie in der Zukunft auch stratigraphisch gewertet werden kann.

Da, wie oben schon erwähnt, sich im Hangenden des fossilen Bodens eine durch Steinbrucharbeiten bedingte Halde befindet, konnten hier keine Proben genommen werden. Zu malakologischen und sedimentpetrographischen Untersuchungen wurden jedoch etwas weiter westlich des Löß-Profiles Proben entnommen. Diese Fauna erwies sich als eine typische „Löß-Fauna“. Sie ähnelt nicht nur bezüglich der Zusammensetzung der Arten, sondern auch in ihren Dominanz-Verhältnissen der sich im Liegenden des Bodenkomplexes gefundenen Löß-Fauna (Abb. 4, Schicht 0).

Demgemäß haben wir es mit einem liegenden, sandigen Löß von bedeutender Mächtigkeit, mit fossilen Bodenschichten, und im Hangenden auch mit einem Löß von größerer Mächtigkeit zu tun. Die malakologische Sukzession und die daraus folgende Rekonstruktion der Veränderung der einstigen Umgebung darf folgendermaßen geschildert werden:

Der untere, etwa 3,5 m mächtige Teil des Profils lieferte eine glaziale Faunen-Sukzession. Sie beginnt mit einer gemäßigt kühlen Periode und setzt sich mit einer kalten, in sich veränderlich trockeneren und feuchteren Sukzession fort. Die geschilderte „Löß-Schneckenfauna“ dieses Teils der Serie besteht aus kälteliebenden bzw. euryöken Formen. Die Artenzahl ist gering; insgesamt 16.

In der mittleren, etwa 1,5 m mächtigen Schichtenfolge dominierte die Pedogenese. Die von unten nach oben folgenden xerothermen-, Waldsteppen- und wiederum wärmere Steppen-Bedingungen widerspiegelnden Tiergesellschaften wurden erörtert. Parallel mit dem Verschwinden der Löß-Schnecken erscheinen solche Arten, die normalerweise in unseren Lössen nicht vorkommen. Obzwar nur ein Teil dieser Arten als typisch „interglazial“ zu betrachten ist, ist das Gesamtbild doch von „zwischenzeitlichem“ Charakter. Die Artenzahl erhöht sich von 16 in den unteren Schichten auf 26 — eine Tatsache, welche dem Faunenbild einen speziellen Kolorit gibt.

Erwähnenswert ist ferner, daß aus den fossilen Bodenbildungen (Schicht 2 bis 4) auch die Gehäuse einiger Wasserschnecken zutage kamen. Das originale Biotop dieser ausgesprochen fluviatilen Formen dürfte die Donau gewesen sein. Falls wir annehmen, daß während des Letztinterglazials sich ein Nebenarm der Donau näher bei der Fundstelle befand, als das heutige Flußbett, müssen wir für das Vorkommen dieser Wasserformen in diesen Sedimenten eine Erklärung suchen. Da es sich um Arten mit dickschaligen Häusern handelt, kann angenommen werden, daß sie Vögeln bzw. Säugetieren zur Nahrung dienten. Diese dicken Schalen haben dann entweder den Darmkanal unverdaut wieder verlassen, oder, was wahrscheinlicher zu sein scheint, verendet das Tier, noch bevor die Schalen während der Verdauung aufgelöst waren. Sie wurden vielleicht sogar als „Magensteine“ von den Vögeln aufgenommen.

Im Hangenden des Bodenhorizontes von interglazialen Charakter ist die Kontinuität des Profils unterbrochen. Aus dem hangenden Löß konnten wir nur in einer gewissen Entfernung vom Profil Proben sammeln. Die aus diesen Proben gewonnene Schneckenfauna gleicht in allen Einzelheiten den jungpleistozänen (Würm) Tiergesellschaften Ungarns. Es ist zwar fraglich, welche Etappe dieser Zeitspanne sie repräsentiert, eine Datierung als Jungwürm ist aber recht wahrscheinlich. Die sich im Liegenden des Bodenhorizontes

zontes befindende, aufgrund vertebraten-paläontologischer Daten im alpinen System als „Riß“ zu berechnende Schneckenfauna weicht von den weit verbreiteten würmeiszeitlichen „Löß-Faunen“ unseres Gebietes durch das Erscheinen der Art *Neostyriaca cf. corynodes* ab.

Die letzterwähnte „Riß-Löß-Fauna“ geht allmählich in die Tiergesellschaft von interglazialen Charakter über, was für eine ununterbrochene Sedimentation spricht. Es ist bemerkenswert, daß hier die das Klimaoptimum des Letztinterglazials vertretende „*Banatica*-Fauna“ nicht erscheint (aus Ungarn von der Lambrecht-Höhle und von Tata bekannt, KROLOPP 1964a, 1964b, 1969).

Dies kann entweder dadurch gedeutet werden, daß die lokal trockeneren Verhältnisse für die Lebensbedingungen der hauptsächlich Feuchtigkeit liebenden Wald-Formen nicht geeignet waren, oder dadurch, daß der Bodenhorizont nicht das ganze Interglazial vertritt. Für die letzte Annahme spricht jene Erscheinung, daß in der sich im Hangenden der Schicht 2 befindenden Schicht 1 die Zahl der xerothermen Formen nicht allmählich, sondern rapid erhöht. Das spricht für eine Erosionsdiskordanz im Sedimentzyklus.

Es ist bemerkenswert, daß KORMOS (1925) seinerzeit von den Spalten von Süttö eine das Klimaoptimum widerspiegelnde „*Banatica*-Fauna“ beschrieb. Die namengebende Art *Helicigona banatica* fehlte zwar auch hier (Ursache der Abwesenheit waren vermutlich die damals kontinentaleren Umweltbedingungen, KROLOPP 1969), *Aegopis verticillus*, *Aegopinella ressmanni*, und *Soosia diodonta* sind jedoch als charakteristische Formen zu erwähnen (LOŽEK 1964). Sie hat KORMOS gefunden. Von Süttö 6 fehlen alle diese Arten, was dafür spricht, daß nicht einmal der Bodenhorizont mit den KORMOS'schen Fundstellen identifiziert werden kann. An einer neueren Fundstelle des Steinbruches Diósvölgy (Fundstelle 12) wurde inzwischen *Soosia diodonta* gefunden, was eine Verbindung mit den Fundstellen von KORMOS bedeutet.

Zusammenfassend kann festgehalten werden:

Die malakologischen Untersuchungen der Fundstelle Süttö 6 beweisen ein glaziales Klima während der Ablagerung des unteren Teiles des Profiles (sandiger Löß). Die „Löß-Fauna“ dieser Schichten zeigt gewisse Verschiedenheiten, die in erster Linie auf klimatische Veränderungen zurückzuführen sind. Dieselben dürften sich in den unterschiedlichen Niederschlagsverhältnissen ausgedrückt haben.

Im oberen Teil des Profiles (fossiler Bodenkomplex) wurde eine interglaziale Schneckenfauna geborgen. Aufgrund dieser Tiergesellschaft kann auf ein warmes, nicht besonders niederschlagsreiches Klima und auf eine damalige Wald-Steppen-Vegetation geschlossen werden.

Der über dem Profil folgende Löß lieferte eine ähnliche Schneckenfauna („Löß-Fauna“) wie die unteren Schichten.

Die Fauna der unteren Schichten des Profils kann im Sinne der alpinen Einteilung als Riß, die des fossilen Bodenhorizontes als Riß-Würm-Interglazial, endlich jene des oberen Löß-Komplexes als eine jüngere Phase des Würms (Jung-Würm 3) datiert werden.

6. Palynologische Befunde (B. URBAN)

Die Präparation der Proben erfolgte über die Anreicherungsverfahren nach FRENZEL (1964), modifiziert (URBAN 1978). Dadurch wird auch bei minerogenen Sedimenten (z. B. Löß) oder stark karbonathaltigem Material (Travertin) das Sporomorphenmaterial, soweit noch verblieben, erfaßt.

Von den vierzehn aufbereiteten Proben konnten sechs, zum Teil sehr gut pollenführende Proben ausgezählt werden. Die übrigen acht Proben waren pollenfrei oder führten auf 21 x 26 mm weniger als 10 Sporomorphen. Auf ihre Darstellung wurde daher verzichtet.

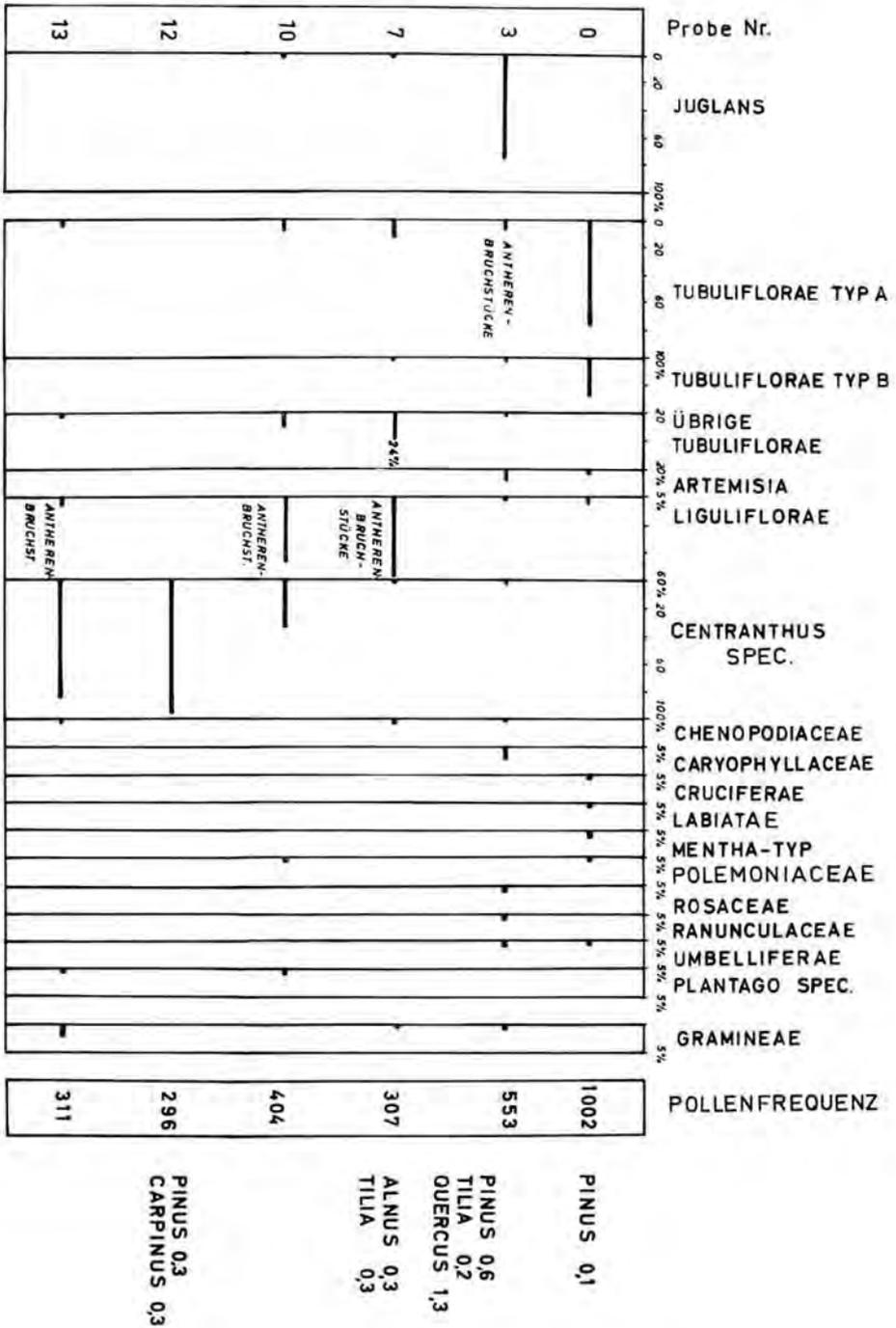


Abb. 5: Pollenfloristische Daten von Süttö 6.

Auffallend in den Einzelspektren, die aus den jeweiligen Schichten gewonnen werden konnten, ist, daß einige Pollentypen schwerpunktmäßig und zum Teil mit hoher Anreicherung vorhanden sind (Abb. 5). Daß dieses Phänomen eine Folge schlechter Erhaltungsbedingungen während oder nach dem Ablagerungsvorgang ist, kann wohl ausgeschlossen werden, da die gefundenen Sporomorphen ausnahmslos sehr gut erhalten sind. Unter anderem fallen die häufig gefundenen Antherenbruchstücke von *Liguliflorae* auf, die wohl nicht mit natürlichem Pollenniederschlag zu erklären sind, sondern möglicherweise durch Insekten (Schlupfwespen) eingebracht wurden. Unter dem *Tubuliflorae*-Pollen konnten zwei Typen ausgeschieden werden, die regelmäßig und mit wechselnden Anteilen auftreten. Die Beschreibung der Typen, die noch eingehender untersucht werden sollen, erfolgt an anderer Stelle. Weiterhin vorhandene *Compositae* vom *Tubuliflorae*-Typ sind in der Spalte „übrige *Tubuliflorae*“ dargestellt.

Sporomorpheninhalte der Schichten im Einzelnen:

Schicht 13 war pollenführend, doch gleichzeitig arm an Typen. Reichlich vertreten ist Pollen der Gattung *Centranthus* (Abb. 5). Eine genauere Zuordnung konnte noch nicht erfolgen. Ökologisch betrachtet liegt es nahe, etwa an *Centranthus calcitrapa* oder *Centranthus angustifolius* zu denken, xerophile Formen, die auf felsigem Gelände (Kalk) bzw. in Grasgesellschaften Südwest- und Mitteleuropas vorkommen.

In Schicht 12 wurde fast ausschließlich Pollen von *Centranthus spec.* gefunden. Es bleibt die Frage offen, wie diese Anreicherung zu erklären ist.

Ab Schicht 10 treten mehr Typen auf, unter anderen reichlich *Liguliflorae*-Pollen, wobei auch Antherenbruchstücke nicht selten sind.

In Schicht 7 ist der *Centranthus*-Pollen nunmehr von völlig untergeordneter Bedeutung, während tubuliflore- und liguliflore *Compositae* vorherrschen.

Es fällt auf, daß in allen Proben aus dem Löß (Schicht 6—13) der *Artemisien*-Pollen vollständig fehlt und auch *Gramineae*- und *Chenopodiaceae*-Pollen kaum eine Rolle spielt. Somit kann in diesen pollenanalytisch untersuchten Profilabschnitten von Süttö der Vegetationstyp weder als *Artemisiensteppe* hochglazialen Charakters noch als gräserreiche Kräutersteppe (FRENZEL 1964) beschrieben werden, wie sie beispielsweise für die jungpleistozänen Lössse von Niederösterreich charakteristisch ist. Vielmehr ist der Vegetationstyp der Schichten 13—7 von Süttö (4 und 5 nicht pollenanalytisch erfaßt, ebenso Schicht 11, 9, 8), als ausgesprochen kräuterreiche Lößsteppe zu bezeichnen. Bei Betrachtung der Einzeltypen fällt zusätzlich auf, daß eine ausgesprochene *Heliophytenflora*, wie sie in der spätglazialen Vegetation angetroffen wird, in Süttö in dem untersuchten Abschnitt nicht nachgewiesen werden konnte. FRENZEL (1964) beschreibt das Fehlen heliophiler Spätglazialpflanzen in den Lößpollenfloren Niederösterreichs ebenfalls und deutet klimatische Ursachen an.

Schicht 3 macht nun im Vergleich mit den anderen Pollenspektren eine bedeutsame Ausnahme; in der Probe tritt *Juglans*-Pollen mit 60% auf. *Juglans*-Pollen in tieferen Profilabschnitten kann nur als sekundär betrachtet werden, berücksichtigt man dort die übrige Pollenflora. Die Nichtbaumpollen-Flora ist typenreich in dieser Probe. Zudem wurde *Quercus*- und *Tilia*-Pollen gefunden, daneben tritt auch *Pinus* auf. Es liegt die Vermutung nahe, daß hier eine interglaziale Flora vorliegt. Somit kommt, verglichen mit den paläopedologischen Betrachtungen und den Ergebnissen der Mollusken- und Vertebratenuntersuchungen, der „Schwarzerde-Charakter“ der Schicht 3 über die palynologischen Befunde ebenfalls zum Tragen.

Schicht 0 (hellgraugelber Löß) weist mit 1002 Sporomorphen auf 21 x 26 mm die höchste Pollenfrequenz auf, die erreicht wurde (Abb. 5). Eindeutig dominiert hier wieder der Kräuterpollen mit verschiedenen Typen. Die Pollenflora ähnelt in der qualitativen

Zusammensetzung der der liegenden Schichten, wobei sich quantitativ das Verhältnis zugunsten tubuliflorer Compositen geändert hat. Damit wird die Schicht 3 noch deutlicher gegenüber dem Hangenden und Liegenden abgegrenzt.

7. Karpologische Befunde (I. SKOFLEK)

Die von D. JÁNOSSY und E. KROLOPP zur Bearbeitung überlassenen pflanzlichen Reste stammen von verschiedenen Fundstellen von Süttö:

Süttö, Fundstelle 6, Schicht 1:

Celtis sp., 1 Exemplar. Die netzartige Berippung der Steinschale ist auf dem gut sichtbaren, 3 mm langen und 2,2 mm breiten Fundstück gut wahrnehmbar.

Süttö 6, Schicht 2:

Celtis sp., 2 Exemplare. Steinschalen-Bruchstücke mit ähnlichen Charakterzügen wie das vorherige. Das Maß eines Bruchstückes beträgt 4,5 x 2,8 mm.

Süttö 6, Schicht 3:

Celtis sp., 1 Exemplar. 4,3 mm langes Fragment der Steinschale.

Süttö 6, Schicht 4:

Vitis cf. *vinifera* LINNÉ, 1 Samen. Die Länge beträgt 5,8 mm, die Breite 3,4 mm, die Dicke („Höhe“) 2,15 mm. Die Länge des „Schnabels“ beträgt (auf der Rückseite gemessen) 1,7 mm. Der Chalaza-Schild ist 1 mm breit und 2,1 mm lang.

Die Verhältniszahlen der Maße unserer Funde im Vergleich zu den Durchschnittswerten der heutigen *Vitis vinifera* sind folgende:

	Durchschnitt bei <i>Vitis vinifera</i>	<i>Vitis</i> Süttö 6
Samenbreite / Samenlänge	0,60	0,59
Samendicke / Samenlänge	0,45	0,37
Chalazalänge / Samenlänge	0,42	0,36
Obere Schnabellänge / Samenlänge	0,29	0,29
Chalazabreite / Samenbreite	0,28	0,29

Die Mehrzahl der Daten liegt nahe beieinander oder ist gleich. Demzufolge kann das Vorhandensein von *Vitis vinifera* in hohem Grade als wahrscheinlich betrachtet werden. Ich habe die Maßangaben verschiedener Sorten des Weines (FACSAK 1970) mit den Maßen des Samens von Süttö 6 verglichen. Die gleichen oder nahestehenden Daten nähern sich in allen Fällen denen der europäischen Abarten des Weines und zwar in folgendem Verhältnis:

50 % *Vitis vinifera* convar. *pontica* subconvar. *balcania*

33 % *Vitis vinifera* convar. *occidentalis* subconvar. *iberica*

16 % *Vitis vinifera* convar. *orientalis* subconvar. *caspiaca*.

Süttö 6, Schicht 3:

Vitis silvestris GMELIN, 1 Samen. Der Samen ist stämmig, 5 mm lang, 4,3 mm breit und 2,3 mm dick. Die Länge des Schnabels (auf der Rückseite gemessen) beträgt 1 mm

Die mit obiger Methode gemessenen Verhältniszahlen:

Samenbreite / Samenlänge	0,86
Samendicke / Samenlänge	0,46
Chalazalänge / Samenlänge	0,40
Obere S c h n a b e l länge / Samenlänge	0,20
Chalazabreite / Samenbreite	0,46

Werden die Maße mit denjenigen von *Vitis silvestris* verglichen, die aus verschiedenen Fundstätten von Ungarn (TERPÓ 1976) stammen, sowie mit denjenigen, die an der Moldau und in der Sowjetunion gesammelt wurden, so finden wir mehr Relationen mit den letzteren. Sie weichen von den ähnlichen Daten der *Vitis vinifera*-Gruppe deutlich ab.

Sütö 6, Schicht 3:

Celtis cf. australis LINNÉ, 1 Kernbruchstück. Für das Bruchstück, welches eine Oberfläche von 5,8 mm x 5,8 mm hat, kann aufgrund der stärkeren Adern sowie aufgrund des unregelmäßigen Adernetzes der südliche Zürgelbaum in hohem Maße wahrscheinlich gemacht werden. Aus derselben Schicht kommen 2 unbestimmte Bruchstücke von Holzkohle.

Sütö 6, Schicht 4:

Celtis cf. australis LINNÉ, Kernbruchstück.

Die Pflanzenreste stammen vom Zürgelbaum und neben einigen unbestimmten Holzkohlenresten von zwei Weinarten. Die Funde des Weins stammen von der Tiefe von mehreren Metern, laut Angaben der Sammler aus ungestörten Schichten, also von originaler Situation. Die Art *Vitis silvestris* GMELIN — die Wildsippe des edlen Weinstocks — ist schon seit dem Oligozän bekannt (Deutschland). Sie war im Pliozän in ganz Europa häufig (Deutschland — Wetterauer Braunkohle, Dänemark, Polen, Niederlande). Nach den bisherigen Daten überlebt die Art die glazialen Perioden in Südeuropa (Italien, Süd-Frankreich). Sie erscheint im Gebiet Ungarns im Atlantikum (KOMLÓDI 1966). Ferner kommt sie in neolithischen und bronzezeitlichen Siedlungen der Schweiz, von Italien und Frankreich verhältnismäßig häufig vor. Neuerlich wurden Samen von *Vitis vinifera* ebenfalls in bronzezeitlichen Schichten der Moldau, in Etulia, gefunden. Die Art lebt heute in West- und Mitteleuropa in Auewäldern. Von Nordungarn an (Berg Naszál bei Vác) kommt die Art in südwestlicher Richtung schließlich in Buchenwäldern, sowie in Bulgarien in ähnlicher Assoziation wie im Interglazial von Sütö, vor, sich an dem Zürgelbaum emporschlingend.

Das Vorkommen von *Vitis vinifera* beweist, daß im Letztinterglazial genügend Zeit zur Verfügung stand, so daß diese Pflanze aus den südlichen Refugien in die gemäßigten Teile Mitteleuropas zurückkehren konnte.

Die Art *Vitis provinera* SAP. ist aus dem Unterpliozän von Frankreich bekannt. Von Ungarn wurden bis jetzt Weinsamen, außer in Sütö, nur in der mittelpleistozänen Siedlung von Vértesszöllös gefunden.

Demgemäß zogen sich die pleistozänen Weinarten — wie erwähnt — in den Eiszeiten nach S zurück, oder sie starben aus. Von denselben überstanden nur die Arten *Vitis vinifera* und *Vitis silvestris* die Eiszeiten und konnten so zu Vorfahren der heute angebauten Weine werden.

Schriftenverzeichnis

- BRUNNACKER, K., JÁNOSSY, D. & KROLOPP, E. (1968): Die Felsnische Uppony I (Nordungarn). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 31—47; Öhringen.
- FACSAR, G. (1970): Összehasonlító morfológiai vizsgálatok kerti szőlőfajták magjain. I. (Comparative morphological examinations on seeds of *V. vinifera* L.). — Bot. Közl., **57**: 221—231; Budapest.
- FRENZEL, B. (1964): Zur Pollenanalyse von Lössen. — Untersuchungen der Lößprofile von Oberfellabrunn und Stillfried (Niederösterreich). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 5—39; Öhringen.

- HEGEDÜS, A., KOZMA, P. & NÉMETH, M. (1966): A zölő - *Vitis vinifera* L. (The vine). — Magyarország Kultúrflórája, **4**, 1; Budapest.
- JÁNOSSY, D. (1969): Stratigraphische Auswertung der europäischen mittelpleistozänen Wirbeltierfaunen. Teil I—II. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A. Geol.-Paläont., **14**, 4—5: 367—438 u. 573—643; Berlin.
- (1976): Die Revision jungmittelpleistozäner Vertebratenfaunen in Ungarn. — Fragm. Min. Pal., **7**: 29—54; Budapest.
- JÁNOSSY, D., KORDOS, L., KROLOPP, E. & TOPÁL, Gy. (1973): Die Porlyuk-Höhle von Jósavafó. — Karszt- és Barlangkutatás, **7**: 15—59; Budapest.
- JÁRAI-KOMLÓDIK, M. (1969): Adatok az Alföld negyedkori klíma és vegetáció történetéhez II. (Data to the climate and vegetation history of the Hungarian Plain of the Quarternary). — Botanikai Közlemények, **56**: 43—55; Budapest.
- KORMOS, T. (1925): Die Fauna des Quellenkalk-Komplexes von Süttö. — Állattani közlemények, **22**, 3—4: 248—253; Budapest.
- KRETZOI, M. (1953): Quaternary Geology and the Vertebrate Fauna. — Acta Geologica, **2**, 1—2: 67—77; Budapest.
- (1969): Sketch of the Late Cenozoic (Pliocene and Quaternary) Terrestrial Stratigraphy of Hungary. — Földrajzi Közlemények 1969, **3**: 169—204; Budapest.
- KROLOPP, E. (1964a): Das erste pleistozäne Vorkommen von *Helicigona banatica* RM (Gastropoda) in Ungarn und dessen zoogeographische Bedeutung. — Ann. Hist. Natur. Mus. Nat. Hung., **56**: 185—188; Budapest.
- (1964b): Die Molluskenfauna. — In: L. VÉRTES et al.: Tata, eine mittelpaläolithische Traversinsiedlung in Ungarn. — Acheol. Hung., **43**: 87—103; Budapest.
- (1969): Die jungpleistozäne Molluskenfauna von Tata (Ungarische VR). — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A Geol.-Paläont., **14**: 491—505; Berlin.
- (1977): Middle Pleistocene Mollusc Fauna from the Vértesszőlös Campsite of Prehistoric Man. — Földrajzi Közlemények, **25**, 1—3: 188—211; Budapest.
- (1979): Die mittelpleistozäne und postglaziale Gastropodenfauna der Tarkóer Höhle (Nordungarn). — Karszt-és Barlangkutatás, **10**; Budapest. — [In Druck.]
- LOŽEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rozpravy U.U.G., **31**: 374 S.; Praha.
- MANZE, U., VOGEL, J. C., STREIT, R. & BRUNNACKER, K. (1974): Isotopenuntersuchungen zum Kalkumsatz im Löß. — Geol. Rdsch., **63**: 885—897; Stuttgart.
- MANZE, U. & BRUNNACKER, K. (1976): Der Kalkumsatz in würmeiszeitlichen Löß-Interstadialböden am Rhein aufgrund der Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisse. — Kölner Jh. für Vor- und Frühgeschichte; Köln. — [In Druck.]
- NÉMETH, M. (1967, 1970): Ampelográfiai Album. Termesztett borszőlőfajták. — Cultivated grapevines, **1**, 2; Budapest.
- PALIBIN, I. V. (1946): Ampelografia SzSzSzR. — Moszkva.
- POP, E. (1931): *Vitis silvestris* GMELIN in Rumänien. — Bul. Grad. Bot. Univ. Cluj, **II**, 3—4; Cluj.
- SCHRÉTER, Z. (1953): Les occurrences de calcaire d'eau douce des bords des Montagnes de Buda et Gerece (ungarisch, mit französischem Résumé). — Jahresber. der Ung. Geol. Anstalt für 1951: 111—150; Budapest.
- SKOFLEK, I. (1970): Szőlő mag-és levélenyomatok Vértesszőlösről és Monosbélről - A Tarai Herman Ottó Szakkör (Samen- und Blattabdrücke des Weines von Vértesszőlös und Mónasbél. — Munkái, 1970-I: 31—34; Budapest.
- SOÓS, L. (1943): A Kárpát-medence Mollusca-Faunája (Die Molluskenfauna des Karpathenbekenens). — 478 S.; Budapest.
- TERPÓ, A. (1962): Adatok ahazal vadontelmo vitis-ek ismeretehez (Beitrag zu den Angaben über die in Ungarn wildwachsenden Vitis-Arten). — Kertészeti és Szőlészeti Főiskola Évkönyve, **26**: 147—161; Budapest.
- (1966): A Magyarországon vadon és elvadultan előforduló szőlőfajok határozókulcsa. — In: HEGEDÜS et al.: A zölő - *Vitis vinifera* L. (Taxonomic key of the wild and eral vine species occurring in Hungary). — Magyarország Kultúrflórája, **4**: 15—16; Budapest.
- TERPÓ, A. (1969): A *Vitis silvestris* GMEL. — Magyar középhegységi termőhelyi viszonyainak vizsgálata (Untersuchungen über die Standortverhältnisse des *Vitis silvestris* GMEL. im Ungarischen Mittelgebirge). — Bot. Közl., **56**: 27—35; Budapest.
- (1976): The carpological examination of Wild graving vine species of Hungary. — Acta Bot. Acad. Sci. Hung., **22**, 1—2: 209—247; Budapest.
- URBAN, B. (1978): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Gliederung des Altquartärs der Niederrheinischen Bucht. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **34**: 165 S.; Köln.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	30	19—28 4 Abb., 1 Tab.	<i>Hannover 1980</i>
----------------------------------	----	-------------------------	----------------------

Die Höhenlage des Eises des Gletscherlobus während der Formung des Stauchwalles von Arnheim (Niederlande).

FRANK ALBERT PETER DE ZANGER *)

Veluwe ice pushed ridge, erratics, granite, granodiorite, diorite, feldsparporphyre, gabbro, tuff, origin (Scandinavia) glacierlobe, Drenthe-stage, Saalian-age, glacial valley Netherlands (Arnheim)

Kurzfassung: Im Sommer 1977 wurde eine Untersuchung über das Auftreten von Kristallin-Geschieben (größer als 2 cm) skandinavischen Ursprungs auf dem Stauchwall von Arnheim durchgeführt. Auf diesem Höhenzug, der in der ältesten Phase des Drenthe-Stadiums (Saalien) durch das Inlandeis aufgestaucht wurde, sind bis ca. 70 m N.A.P. nordische Findlinge vorhanden.

Es stellte sich heraus, daß auf den hohen Teilen des Stauchwalles keine nordischen erratischen Geschiebe vorkamen; man kann daraus schließen, daß nicht der ganze Stauchwall vom Eis eines Gletscherlobus überfahren worden ist, wie verschiedene Untersucher meinen. Der Stauchwall von Arnheim ist nur teilweise mit Eis von Gletscherzungen bedeckt gewesen.

In den konsequenten Tälern sind nordische Geschiebe gefunden worden; es sieht danach aus, daß viele dieser Täler in der Anlage glazial und darum von saalezeitlichem Alter sind.

Die Untersuchung auf dem Arnheimer Stauchwall macht eine Erklärung für die Erscheinung wahrscheinlich, daß auf bestimmten Stauchwällen (sowie der östliche Veluwe-Stauchwall) unterhalb eines bestimmten Niveaus mehr nordische Gesteine vorkommen als oberhalb. Dieser Erklärung nach ist die Dichte der Bestreuung mit nördlichen Erratica an eine gewisse Stauungsphase gebunden.

[The Altitude of the Ice of the Glacierlobe during the Formation of the Ice-pushed Ridge of Arnheim (the Netherlands)]

Abstract: In the summer of 1977 research has been done concerning the presence of crystalline stones (bigger than 2 cm) of Scandinavian origin on the ice-pushed ridge of Arnheim. On this chain of hills, that has been pushed by inland ice in the oldest phase of the Drenthe-Stage, northern erratics have been found up to a level of 70 m + N.A.P. It turned out that there were no northern erratics on the high parts of the ice-pushed ridge. The conclusion one can draw is, that not the whole ridge has been overridden by ice of a glacierlobe, as is the opinion of several researchers.

The ice-pushed ridge of Arnheim has only partly been covered by ice of glacierlobes. In the consequent valleys northern stones have been found. It appears that many of these valleys are originally glacial, and so of Saalian-age.

The research at the ice-pushed ridge of Arnheim provides a reasonable explanation for the phenomenon, that on certain ice-pushed ridges (as the eastern Veluwe-ice-pushed ridge) under a certain level more northern stones are found than above that level.

According to this explanation the closeness of the cover with northern erratics is related to a certain phase of ice-pushing.

Einleitung

Seit langem ist von Interesse, ob bestimmte Stauchwälle vom Landeis überfahren wurden oder nicht. Dies gilt in den Niederlanden insbesondere für die Gelände-Erhebungen im N des Landes. Von verschiedenen Forschern (z. B. BROUWER 1950) wird angenommen, daß sie nach der Formung überfahren wurden. TER WEE (1962) dagegen ist der Meinung, wegen Anwesenheit glazialer Becken an Ort und Stelle, daß sie während des Rückzuges des Landeises entstanden.

*) Anschrift des Verfassers: Drs. F. A. P. de Zanger, p. a. Boomgaard 2, 2152 BP Nieuwenneep, Niederlande.

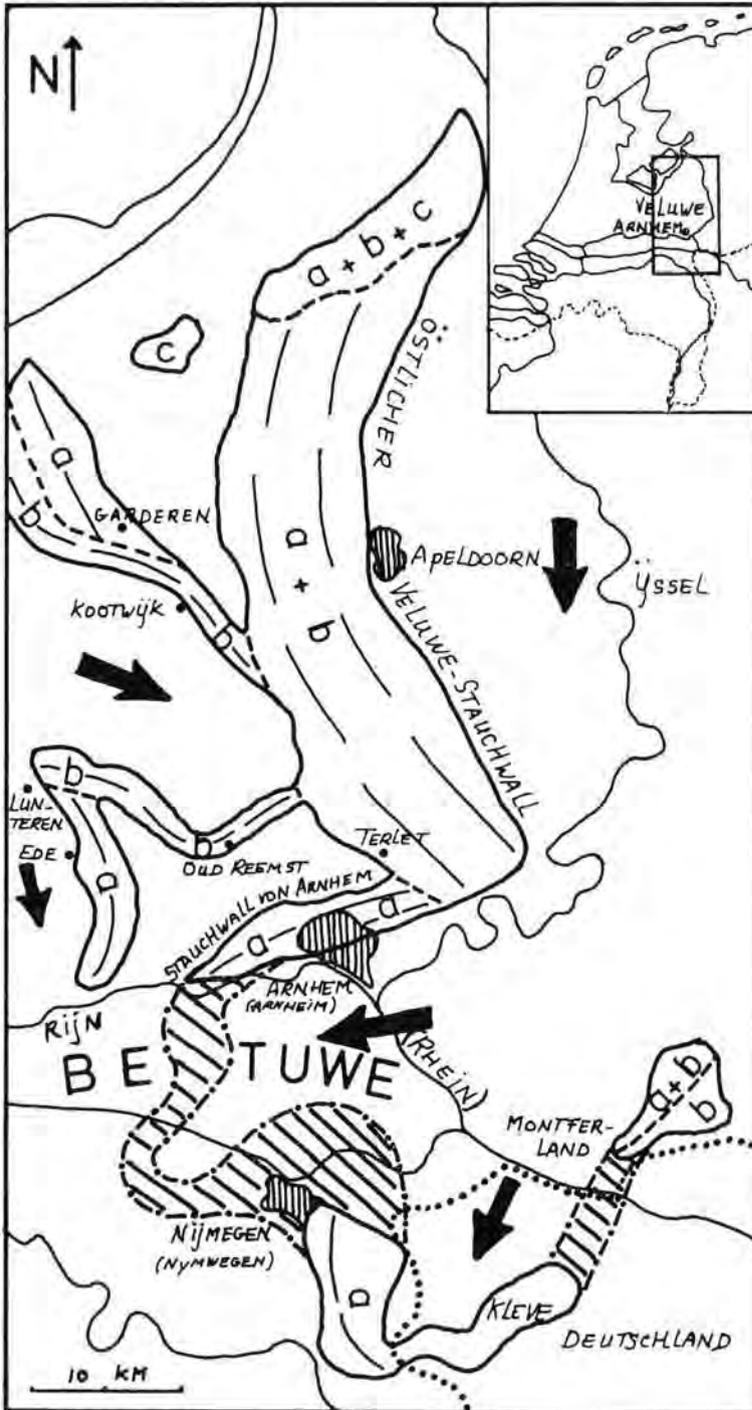


Abb. 1: Stauwalle entstanden in Phase a, b und c in den Mittel-Niederlanden (nach MAARLEVELD, 1953, 1974).

Dasselbe Problem gilt für die Stauchwälle der Rehburger Phase. Auch hierüber gehen die Meinungen stark auseinander (s. DUPHORN 1974). Besonders die Anwesenheit von Geschiebelehm auf diesen Stauchwällen könnte ein Hinweis sein, daß diese so markanten Hügel ganz oder teilweise von Landeis bedeckt gewesen sind. Dies bedeutet aber nicht, daß sie von einer geschlossenen Eismasse überfahren sind, oder mit anderen Worten: es steht noch nicht fest, ob zusammenhängendes Inlandeis oder Eis eines Gletscherlobus oder Eis einer Gletscherzunge hierfür verantwortlich war.

Im Zusammenhang mit diesen Problemen wurde im Sommer 1977 eine Untersuchung über Vorkommen von Kristallin-Gestein (größer als 2 cm) skandinavischen Ursprungs auf dem Stauchwall von Arnheim durchgeführt.

Dieser Stauchwall, der im Drenthe-Stadium des Saalien entstanden ist, wurde für diese Untersuchung ausgewählt wegen der einzigartigen Lage und außerdem, weil hier in den gestauchten Paketen kein nördliches Material vorkommt. Weiter sollte diese Untersuchung auf diesem Stauchwall einen Beitrag zu einem vollständigeren Bild der Entstehungsgeschichte der Veluwe-Stauchwälle liefern.

Das Alter des Stauchwalles von Arnheim

Aus einer Studien von MAARLEVELD (1953a) geht hervor, daß der Stauchwall von Arnheim in der ersten Stauchungsphase (Phase a) während des Drenthe-Stadiums gebildet wurde. Eine von N kommende Eiszunge, die das damalige Rheintal benutzte (heutzutage das Isseltal, s. Abb. 1), schob teils in das heutige Gebiet der Betuwe hinein und bildete hierbei — hauptsächlich durch lateralen Druck gegen die Talwände — einen Stauchwallbogen. Dadurch entstanden die Stauchwälle von Arnheim, Nymwegen, Kleve und das Montferland (s. Abb. 1). Im Untergrunde sind diese Hügel noch miteinander verbunden (VERBRAECK 1975).

Nach JELGERSMA & BREEUWER (1975) dürfte der Stauchwall von Arnheim in einer späteren — von ihnen „zweite“ genannt — Stauchungsphase im Saalien gebildet worden sein. Zu dieser Schlußfolgerung kam man durch die Unterlagen über die Lagerung glazialer Becken im Untergrunde.

Untersuchungen von MAARLEVELD (1953a), die auf vielen Messungen von Streichen und Fallen der zu Tage liegenden und aufgestauten Schichten beruhen, deuten darauf hin, daß der Stauchwall von Arnheim älter sein muß als der Stauchwall der östlichen Veluwe. Die Streichrichtung des östlichen Veluwe-Stauchwalles schließt nämlich nicht an den von Arnheim an; sie stehen sogar beinahe senkrecht (MAARLEVELD 1953a) aufeinander, woraus auf einen Altersunterschied geschlossen werden kann (s. Abb. 1).

LEGENDE	a	:	Stauchwall geformt in Phase a
	b	:	Stauchwall geformt in Phase b
	c	:	Stauchwall geformt in Phase c
	:	Stauchwall im Untergrunde (nach Verbraeck, 1975)	
	:	Scheidung zwischen Stauchwällen	
	:	Streichrichtung	
	:	Staatsgrenze	
	:	Bewegungsrichtung des Landeises	

In einer zweiten Phase, in der das Inlandeis vorwärts drang und eine stauende Wirkung besaß (Phase b, MAARLEVELD 1953a), wurde der Stauchwall von Arnheim nicht mehr berührt. Wohl wurde unter anderem der östliche Veluwe-Stauchwall zum zweiten Mal heraufgepreßt.

Untersuchungs-Methode

Der Stauchwall von Arnheim wurde systematisch auf das Vorhandensein nordischer Geschiebe untersucht. Ein Problem ist hierbei die Ungewißheit über die ursprüngliche Lage eines Gesteinsblockes und die ursprüngliche Dichte der Bestreuung, besonders in einem dicht bewohnten Gebiet.

Bei unseren Untersuchungen gingen wir wie folgt vor: Nur die nordischen Gesteine wurden als zuverlässig betrachtet, die in unverhärteten Wegen und Pfaden und auf Äckern gefunden wurden, und weiterhin diejenigen, die bei einem künstlichen Bach oder am Rande des Weges lagen und nicht zu künstlichen Wasserfällen, kleinen Brücken oder anderen deutlichen „Kunstwerken“ gehörten. Außerdem wurden die Funde der Mitglieder der „Nederlandse Geologische Vereniging“ dabei verwertet.

Es steht fest, daß früher mehr nordische Findlinge bzw. Geschiebe auf dem Stauchwall von Arnheim lagen als heutzutage. Zu allerlei Zwecken sind vor allem die größeren Exemplare weggeholt worden (MAARLEVELD 1950; VAN DER LIJN 1949). Dieses Problem konnte dadurch beseitigt werden, daß alle Steine größer als ca. 2 cm mit in die Untersuchung einbezogen wurden. Sind auch die großen Steine im Laufe der Zeit weggeholt worden, dann werden zweifellos kleinere liegen geblieben sein, die uns Information verschaffen können.

Auf dem Feld und bei der Determination im Laboratorium für Physikalische Geographie und Bodenuntersuchung an der Universität von Amsterdam wurde mit der Lupe gearbeitet. Für die Determination verschiedener Steine war eine Prüfung mittels Schleifplättchen nötig.

Resultate

Von den auf dem Stauchwall gefundenen erratischen Geschieben besteht mehr als die Hälfte aus Graniten. Weiterhin fand man Grano-Diorite, Diorite, Feldspat-Porphyre, Gabbro und Tuff.

Eine Anzahl großer Steine, die auf einem Plätzchen in dem Ort Oosterbeek aufgestellt sind, sind für die Untersuchung sehr wichtig. Diese Findlinge, von denen der größte — in der Längsrichtung in zwei Hälften gebrochen — 2,7 m lang und 1,2 m breit ist, wurden in 1896 beim Bau einer Villa (VAN CAPELLE 1898) ausgegraben. Sie haben sehr flache, abgeschliffene Seiten, die auf einen Transport an der Basis des Eises hindeuten. Der Eislobus, der diese großen Steine herbeigeschafft hat, muß jedenfalls bis auf das Niveau der Fundstelle (ca. 50 m + N.A.P.) vorgerückt sein. In der Umgebung der Oosterbeekschen Blöcke wurden in 1977 noch verschiedene andere nordische Findlinge gefunden, worunter ein Granitblock in der Abmessung von 155 x 90 x 85 cm ist.

Außer den gerade erwähnten Granitblöcken in Oosterbeek sind noch eine Anzahl großer Steine in ansehnlicher Höhe gefunden worden:

Granit	Länge	Höhe	Fundstelle
„	100 cm	ca. 45 m + N.A.P.	Doorwerth
„	65 cm	ca. 45 m + N.A.P.	Rozendaal
„	90 cm	ca. 65 m + N.A.P.	Beekhuizen
„	70 cm	ca. 50 m + N.A.P.	Beekhuizen
„	100 cm	ca. 55 m + N.A.P.	Velp

Auf Grund oben stehender Angaben kann angenommen werden, daß die Grundmoräne bis mindestens 60 m + N.A.P. auf dem Stauchwall abgelagert wurde und daß das Inlandeis im ganzen gewiß bis auf diese Höhe den Stauchwall bedeckt hat.

Aus der Verbreitung der Findlinge geht hervor, daß es lokale Unterschiede gibt. So beträgt die Maximumhöhe, bis zu der nordische Steine gefunden sind, auf dem östlichen Teil des Stauchwalles ca. 70 m + N.A.P. und auf dem westlichen Teil ca. 55 m + N.A.P. (s. Abb. 2).

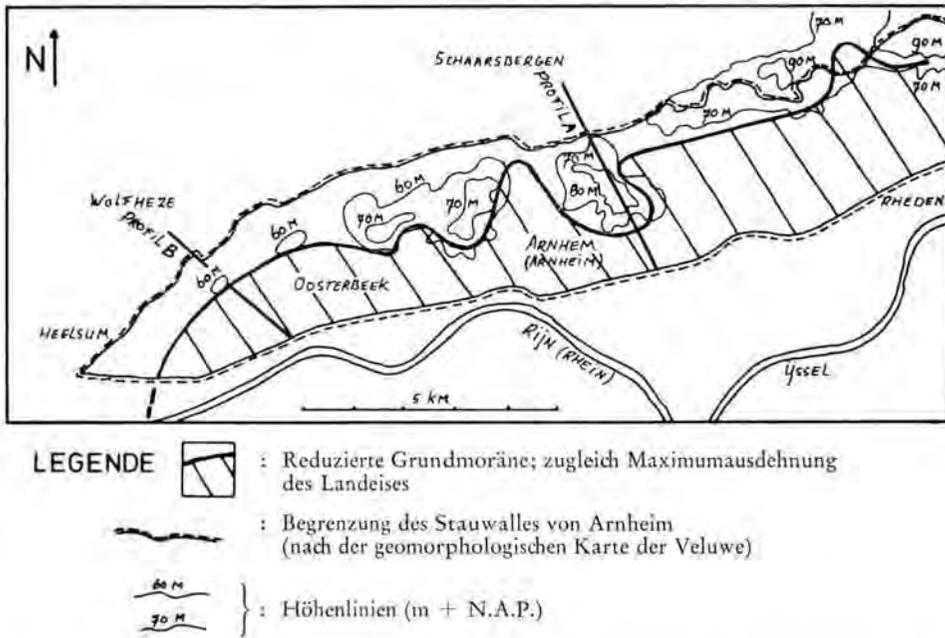


Abb. 2: Die Maximum-Ausdehnung des Landeises vgl. die Resultate der Untersuchung in 1977.

Die Oberfläche des Stauchwalles verläuft von maximal ungefähr 90 m + N.A.P. im E bis zu maximal ca. 60 m im W. Hieraus geht hervor, daß jedenfalls östlich des Ortes Oosterbeek das Eis nicht den ganzen Stauchwall überschritten hat, sondern vor dem heraufgepreßten Hügelrücken liegen geblieben ist (s. Abb. 3). Auf den hohen Kuppen des Arnheimer Stauchwalles sind keine nordischen Findlinge gefunden worden; diese hohen Teile werden also auch nicht mit Eis bedeckt gewesen sein. Nach dem Verbreitungsbild der Geschiebe zu urteilen ist das Eis bei einigen niedriger gelegenen Gebieten in Form von Eiszungen weiter durchgestoßen. Wie weit, ist wegen der späteren Bedeckung mit äolischen Sedimenten nicht festzustellen.

Ein gleichartiges Bild trifft man in der Nähe von Maarn an. Hier wurde Moränenmaterial in einem niedrig gelegenen Teil des Stauchwalles gefunden (FABER 1942). Der betreffende Stauchwall ist in Phase a geformt, doch ist er in Phase b gleichfalls mit dem Eis eines Gletscherlobus in Kontakt gewesen.

Westlich Oosterbeeks wird das Bild undeutlicher. Hier sind Geschiebe nicht nur auf der Südflanke des Stauchwalles gefunden worden, sondern einige auch auf der flachen Oberseite des Höhenzuges und sogar drei Exemplare auf der Nordflanke. In dem zuletzt

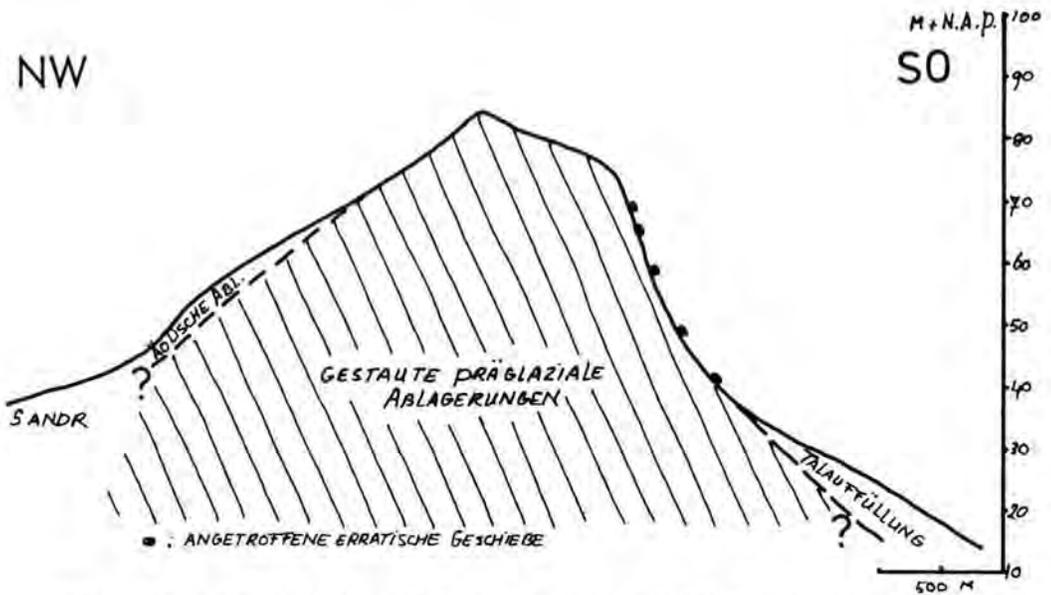


Abb. 3: Die Lage erratischer Geschiebe gegen den östlichen Teil des Stauchwalles von Arnheim (Profil A; siehe Abb. 2).

genannten Fall ist es nicht mehr möglich, die Gesteine, die von den Grundmoränen herkommen, von denen aus den fluvioglazialen Ablagerungen zu trennen (s. Abb. 4). Die flache Oberseite dieses Teiles des Stauchwalles (das sogenannte Stauchwall-Plateau) kann durch die abflachende Wirkung des obersten — horizontal sich bewegenden — Teiles des Eislobus, erklärt werden. KUENEN (1948) suggerierte eine derartige Lösung mit Bezug auf die flache Oberseite des östlichen Veluwe-Stauchwalles. Die Steinfunde lassen vermuten, daß die maximale Ausbreitung des Eises westlich von Oosterbeek nicht viel nördlicher gereicht hat als die Linie, die die Kuppen auf 60 m + N.A.P. verbindet.

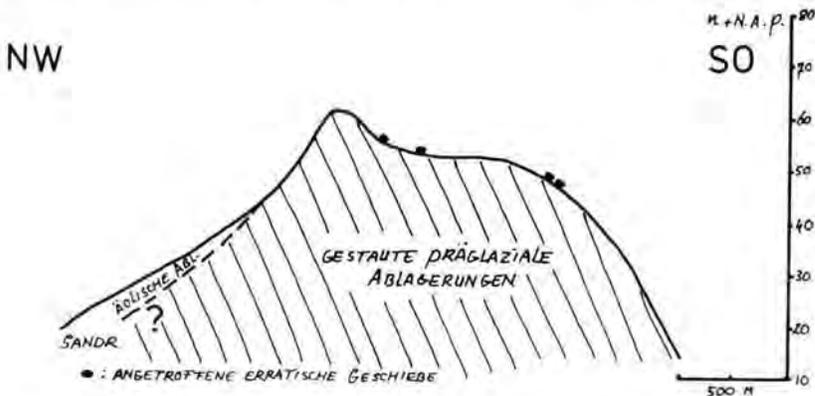


Abb. 4: Die Lage erratischer Geschiebe gegen den westlichen Teil des Stauchwalles von Arnheim (Profil B; siehe Abb. 2).

Eine Tatsache ist weiterhin, daß die nordischen Geschiebe nicht auf den hohen Kuppen, sondern auf den tieferen Teilen des Stauchwalles gefunden wurden. Hier befinden sich auch die konsequenten Täler, und darum ist anzunehmen, daß viele dieser Täler im Ursprung glazigen sind. In den Vertiefungen des Stauchwalles, die im Weichselien vertieft und darauf teilweise wieder aufgefüllt sind (TEUNISSEN 1961), wurde dann auch bei Erdarbeiten ein Überbleibsel der Grundmoräne in Form nordischer Geschiebe festgestellt. Diese Geschiebe müssen aus der sogenannten „Basis-Kiesschicht“ herrühren (TEUNISSEN 1961), einem Niveau, in dem sich während des Überganges von der Erosions- nach der Auffüllungsphase der Täler grobes Material konzentriert hat und das größtenteils durch Abspülung entstanden ist.

Die Befunde stimmen nicht mit der Vorstellung überein, daß die ganze Veluwe, einschließlich des Stauchwalles von Arnheim, mit Eis bedeckt gewesen ist (TESCH 1927; TER WEE 1962). Diese Ansicht von der vollständigen Eisbedeckung geht aus der Erläuterung zu der Karte glaziale Erscheinungen während des Saalien hervor (JELGERSMA & BREEUWER 1975).

Der Zusammenhang zwischen der Stauchungsphase und der Dichte der Gesteinsbestreuung

Bei der detaillierten Untersuchung auf dem Stauchwall von Arnheim hat sich herausgestellt, daß große Steine (90, 70, 55 cm) bis auf die höchsten Stellen des Verbreitungsgebietes hinauf vorkommen, und daß außerdem die Ausbreitung der Gesteine über das Gebiet ziemlich regelmäßig ist. Es liegt kein Grund vor anzunehmen, daß die Art, wie Moränenmaterial sich auf dem Stauchwall von Arnheim abgelagert hat, anders ist als die auf anderen Stauchwällen, die in derselben Phase a (nach MAARLEVELD 1953a) geformt sind.

Der Umstand, daß auf anderen Stauchwällen (u. a. der östliche Veluwe-Stauchwall) unterhalb eines gewissen Niveaus deutlich mehr nordisches Gestein anwesend ist als oberhalb, braucht dann auch nicht durch die Art und Weise von Transport des Moränenmaterials im Gletschereis erklärt zu werden, so wie TESCH (1927) und MAARLEVELD (1950) meinen. Es gibt eine andere Erklärung für dieses Phänomen. Wir verwenden hierbei neben den eigenen Untersuchungsergebnissen über den Arnheimer Stauchwall die Angaben von MAARLEVELD (1950) über die Dichte der Bestreuung mit nordischen Findlingen auf Teilen des Stauchwalles in Mittel-Niederland (die Stauchwälle von Oud Reemst, Ede und der östlichen Veluwe; s. Abb. 1).

MAARLEVELD macht hierbei Unterschied zwischen:

- Gebieten mit einer sehr verstreuten Lagerung (0—1 Exemplar pro 100 m²)
- Gebieten mit einer kaum aneinanderstoßenden Lagerung (1—100 Ex. pro 100 m²).
- Gebieten mit einer aneinanderstoßenden geschlossenen Lagerung (> 100 Ex. pro 100 m²).

Die Gesteinsbedeckung auf dem Stauchwall von Arnheim fällt in Kategorie „sehr verstreute Lagerung“ (0—1 Exemplar pro 100 m²).

Wenn der Zusammenhang schematisch wiedergegeben wird zwischen der Phase (oder den Phasen), in der (denen) ein Stauchwall gebildet ist und dem Maß der Bedeckung mit nordischen Gesteinen, dann entsteht die untenstehende Tabelle. Hierbei muß erwähnt werden, daß bei dem Stauchwall von Ede — nur nahe bei dem Kontakt mit dem jüngeren Stauchwall von Oud Reemst — eine abweichende Bestreuung vorhanden ist.

Es zeigt sich, daß die Stauchwälle, die im ganzen oder teilweise in der zweiten Stauchungsphase (Phase b) mit dem Eis in Berührung gewesen sind, mehr nordisches Material besitzen als die Stauchwälle (oder Teile davon), die nur in der ersten Phase (Phase a) durch Stauchung des Gletschereises beeinflusst sind.

	SEHR VERSTREUTE LAGERUNG	KAUM ANEINANDER-STOSSENDE LAGERUNG	MEHR ODER WENIGER ANEINANDERSTOSSENDE LAGERUNG
STAUCHWALL GEFORMT IN PHASE a			
Stauchwall von Arnheim	X		
Stauchwall von Ede	X		
STAUCHWALL GEFORMT IN PHASE b			
Stauchwall v. Oud Reemst		grösstenteils X	teilweise X
STAUCHWALL GEFORMT IN PHASEN a und b			
Stauchwall östl. Veluwe	> ca. 40 m + N.A.P. X	< ca. 40 m + N.A.P. grösstenteils X	teilweise X

 Einfluss der zweiten Stauchungsphase (Phase b)

Tab. 1: Der Zusammenhang zwischen der Stauchungsphase und der Dichte der Bestreuung.

Die Geschiebe über ca. 40 m + N.A.P. auf dem östlichen Veluwe-Stauchwall können ein Restbestand der Grundmoräne sein, die in der ersten Stauchungsphase durch das Inlandeis abgesetzt wurde. Das Eis erreichte während dieser Phase seine maximale Ausdehnung und Dicke.

Nach MAARLEVELD (1950) werden Geschiebe bis über 80 m + N.A.P. im südlichen Teil des östlichen Veluwe-Stauchwalles angetroffen. Da dieser Höhenzug hier zweimal in die Stauchung einbezogen gewesen ist, kann aus der Höhenlage nicht die Konklusion gezogen werden, daß das Eis diese Höhe erreicht hat, weil das Moränenmaterial aus der ersten Stauchungsphase während der nächsten Phase hochgedrückt sein kann. Diese Bedenken gelten nicht für die Stauchwälle von Ede und Arnheim. Hier wurde Moränenmaterial bis zu einer Höhe von ca. 50 m (MAARLEVELD 1950) und ca. 70 m + N.A.P. sedimentiert.

Die Dichte der Gesteinsbestreuung auf den drei genannten Stauchwällen (östlicher Veluwe-Stauchwall: über ca. 40 m + N.A.P.) ist vergleichbar; sie fällt in die Kategorie: „sehr verstreute Lagerung“ (0—1 Ex. pro 100 m²).

Während der zweiten Phase der Stauchung (Phase b) erreichte das Gletschereis die Stauchwälle von Arnheim und von Ede also nicht mehr (MAARLEVELD 1953a). Es blieb in diesen Gebieten bei einer einmaligen Sedimentation der Grundmoräne. In Phase b entstand u. a. der Stauchwall von Oud Reemst (s. Abb. 1). Der Nordpunkt des heutigen Stauchwalles von Ede (bei Lunteren) kam hierbei zum zweiten Mal mit dem Eis in Berührung, und nordisches Material bedeckte dies Gebiet zum zweiten Mal.

Wie bereits erwähnt wurde, ist der östliche Veluwe-Stauchwall in der zweiten Phase aufs neue durch das Inlandeis aufgestaucht. Das Eis wird das Moränenmaterial hauptsächlich bis zu ca. 40 m + N.A.P. abgesetzt haben. Diese zweite Bedeckung von Grundmoräne muß, wenn dieser Gedankengang richtig ist, der Grund dafür sein, daß bis zu 40 m + N.A.P. die Dichte der Gesteinsbestreuung deutlich größer ist als in dem Gebiet oberhalb der 40-m-Höhenlinie.

Aus obenstehenden Angaben geht hervor, daß bei der Untersuchung der Dichte der Bestreuung mit nordischen Findlingen auf Stauchwällen mit einigen Faktoren gerechnet werden muß, denen bis jetzt wenig Aufmerksamkeit geschenkt wurde:

- 1) Dem Faktor Zeit. Die ältesten Stauchwälle waren am längsten der Erosion ausgesetzt, wodurch auch das meiste nordische Material abgeführt sein wird.
- 2) Auf Stauchwällen, die zum zweiten Mal (oder mehrere Male) durch das Inlandeis aufgestaut sind, wird — durch diesen wiederholten Kontakt — auch mehr nordisches Gestein abgesetzt sein.

Konklusionen

Aus der Verbreitung und den Eigenschaften der nordischen Findlinge auf dem — während einer Phase geformten — Stauchwall von Arnheim kann konkludiert werden, daß — während der maximalen Ausbreitung des Eises (vom Gletscherlobus) der Stauchwall nicht überfahren, aber teilweise mit Eis bedeckt gewesen ist,
 — lokal — in einigen niedrigen Teilen — das Eis von Gletscherzungen über den Stauchwall geflossen ist,
 — die heutige Morphologie des Stauchwalles stark bestimmt ist sowohl durch den Druck des Eises von einem großen Gletscherlobus als auch durch den von kleineren Eiszungen,
 — die konsequenten breiten Täler auf dem Stauchwall in der Anlage von Saalien-Alter sein werden (danach sind diese Täler im Weichselien teilweise in der Form verändert),
 — nordische Findlinge bis zu ca. 70 m + N.A.P. gefunden sind.

Soweit bekannt ist, stimmt die Dichte der Bestreuung mit nordischen Findlingen auf den Stauchwällen der Veluwe, die gleichen Alters sind, überein. Stauchwälle, die in der ersten Stauchungsphase entstanden sind, sind momentan in deutlich geringerem Maße mit skandinavischen Gesteinen bedeckt als Stauchwälle, die in der zweiten Phase gebildet worden sind. Die Konklusion liegt nahe, daß Erosion in der dazwischen liegenden Periode diesen Unterschied hauptsächlich verursacht haben muß.

Mein Dank gilt besonders Herrn Professor Dr. G. C. MAARLEVELD, unter dessen Leitung die Untersuchung stattfand, für seine Hinweise zur Verbesserung des Manuskriptes.

Weiterhin danke ich: Herrn Dr. J. VERHOFSTAD für seine Hilfe bei der Determination der gefundenen nördlichen Erratica, dem „Nederlandse Geologische Vereniging“ für die Zurverfügungstellung von Unterlagen, und Frau A. OTTER-ERASMUS, die die Übersetzung aus dem Holländischen ins Deutsche auf sich nahm.

Schriftenverzeichnis

- BOULTON, G. S. (1972): Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. — *Il. geol. Soc. London*, **128**: 361—393; London.
- BROUWER, A. (1950): De glaciogene landschapstypen in oostelijk Midden-Nederland. — *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen.*, **67**: 20—32; Amsterdam.
- CAPELLE, H. VAN (1898): Nieuwe waarnemingen op het Nederlandsche diluviaalgebied. — *Meded. omtrent de Geologie van Ned.*, **23**; Verh. Kon. Ak. van Wet. Amsterdam, 2de sectie, deel **VI**, no 2.; Amsterdam.
- CRAATS, S., VAN DE (1966): Anderhalve eeuw dak van Oosterbeek; Van Jagers, Herders en Atleten; 1966.
- FABER, F. J. (1942): Nederlandse landschappen. — 240 S., Gorinchem.
- JELGERSMA, S. & BREEUWER, J. B. (1975): Toelichting bij de kaart glaciële verschijnselen gedurende het Saalien, 1 : 600 000; Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland, Rijks Geologische Dienst, Haarlem.
- JONG, J. D. DE (1967): The Quarternary of the Netherlands. — In: RANKAMA, K.: The quarternary, **2**: 301—426; New York - London - Sydney (Interscience Publishers).

- KUENEN, Ph. H. (1948): De Kringloop van het water. — Den Haag (H. P. Leopolds uitgevermaatschappij N. V.).
- LIJN, P. VAN DER (1949): Het keienboek. Inleiding bij de studie onzer zwerfstenen. — 3. Aufl., 327 S.; Zutphen (Thieme & Co.).
- MAARLEVELD, G. C. (1950): Iets over de verspreiding van noordelijke zwerfstenen op en nabij de stuwwallen in midden-Nederland. — In: Sporen der ijstijd: 71—79; Zutphen (Thieme & Cie.).
- (1953a): Standen van het landijs in Nederland. — Boor en Spade, **VI**: 95—105; Wageningen.
- (1953b): De geologische geschiedenis van de zuidelijke Veluwe. — Boor en Spade, **VI**: 105—112; Wageningen.
- (1974): Atlas van Nederland, blad III-1. — s'Gravenhage (Staatsdrukkerij en Uitgeverijbedrijf).
- MARTIN, K. (1889): Het eiland Urk benevens eenig algemeene beschouwingen over de geologie van Nederland. — Tijdschr. Kon. Ned. Aard. Gen. Amsterdam, 2de Ser., **VI**: 1—37; Leiden.
- TESCH, P. (1927): De glaciële kneding. — Tijdschr. Kon. Ned. Aard. Gen. Amsterdam, 2de serie, **XLIV**: 325—334; Leiden.
- TEUNISSEN, D. (1961): Het middennederlandse Heuvelgebied. — Nat.wiss. Diss. Utrecht, 5. 6. 61. XIV + 153 S., Nymwegen (Janssen).
- VEN, A. J. VAN DE (1933): De oude buitenverblijven rondom de stad. — Uit: Arnhem, zeven eeuwen stad; officieel gedenkboek; uitgegeven in opdracht van het Arnhemsch genootschap van oudheidkunde, met medewerking van het herdenkingscomité; Arnhem (Hijman, Stenfert Kroese en Van der Zanden).
- VERBRAECK, A. (1975): Ice-pushed ridges in the eastern part of the Netherlands river area. — Geologie en Mijnbouw, **54**: 82—84; s'Gravenhage.
- WEE, M. W. TER (1962): The Saalian Glaciation in the Netherlands. — Meded. Geol. Stichting, N. S., **15**: 57—76; Haarlem.
- WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 3. Aufl. — 500 S.; Stuttgart (Koehler).
- ZAGWIJN, W. H. (1973): Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian Beds in the Northern Netherlands. — Med. Rijks Geol. Dienst, N. S., **24**: 139—155; Haarlem.
- (1975): Indeling van het kwartair op grond van veranderingen in vegetatie en klimaat; Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland; 109—114; onder redactie van W. H. Zagwijn en C. J. Van Staaldunin, Rijks Geologische Dienst, Haarlem; 1975.

Manuskript ingegangen am 1. 6. 1979.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	30	29—43 5 Abb., 2 Tab.	<i>Hannover 1980</i>
----------------------------------	----	-------------------------	----------------------

Der quartäre Osteifel-Vulkanismus im Rahmen der Lößbildung — ein Beitrag zur Lößgenese

WOLFGANG TILLMANN & HANS WINDHEUSER *)

Geological section, loess, genesis, origin, volcanism, Middle Pleistocene, particle size analysis, heavy mineral, zircon, clinopyroxen

Rhenish Massif (Laach), Rhenish Westphalian Basin, Rheinland-Pfalz, Nordrhein-Westfalen
TK 25: Nr. 4707, 5008, 5107, 5306, 5309, 5408, 5409, 5508, 5509, 5510

Kurzfassung: Seit dem Mittelpleistozän ist im Laacher Vulkangebiet, einem räumlich präzise faßbaren Areal, ein intensiver Vulkanismus überliefert. Mittels Schwermineralanalysen und Korngrößenuntersuchungen an Lössen der engeren und weiteren Umgebung kann gezeigt werden, daß dem Vulkangebiet als lokalem Liefergebiet für die Lößbildung eine erhebliche Bedeutung zukommt.

Über die Anteile an vulkanischen Schwermineralen kann für die Lößgenese im Bereich des Laacher Vulkangebiets die dominierende Bedeutung von Auf- und Umarbeitungsprozessen nachgewiesen werden.

Bezogen auf die Rheinachse nehmen der Gehalt an vulkanischen Schwermineralen und die Korngröße der Klinopyroxene in den Lössen mit zunehmender Entfernung vom vulkanischen Liefergebiet ab.

[The Influence of the Quaternary East Eifel Volcanism on the Loess Formation — a Contribution to the Loess Genesis]

Abstract: An intensive volcanic activity takes place in the precisely defined Laacher volcanic area since the Middle Pleistocene. It can be shown through the heavy mineral and grain size analyses that the volcanic region is a considerably important local source area for the formation of loess.

The proportion of the volcanic heavy minerals proves the dominant significance of reworking processes for the loess genesis in the Laacher volcanic area.

The content of the volcanic heavy minerals and the grain size of the clinopyroxenes in the loesses decrease due to the increasing distance of the volcanic source area in relation to the Rhine axis.

1. Fragestellung

Die scheinbare Einheitlichkeit des Lösses als periglaziale Bildung täuscht darüber hinweg, daß lokale bzw. begrenzt regionale Bedingungen eine erhebliche Rolle bei der Lößbildung spielen können. Das heißt, daß bei der Lößgenese unter Umständen eine räumlich enge Beziehung zwischen regional begrenztem Auswehungsgebiet und Ablagerungsraum gegeben ist und daß ferner regional bedingte Umlagerungs- und Aufarbeitungsvorgänge fluvialer, soliflukativer und äolischer Natur stark in den Vordergrund treten können.

Daten zum Mineralbestand von Lössen liegen mit den Arbeiten unter anderen von KALLENBACH (1965), SCHROEDER (1955) und SCHEFFER et al. (1958) vor. Die Differenzierungen im Mineralbestand der Lössen werden vorwiegend auf weiträumig unterschiedliche Liefergebiete, zum Teil auch auf postsedimentäre Veränderungen zurückgeführt. Weniger betont wird der lokale Charakter und die räumlich enge Verknüpfung von Liefer- und Ablagerungsraum, ferner die Bedeutung von Umlagerungsprozessen für die Lößgenese. Hinweise hierzu finden sich bei BRUNNACKER (1956, 1957).

Obwohl zum Beispiel schon SCHOLZ (1969) und SALGER & SCHMIDT-KALER (1975) aufgrund des starken Wechsels im Mineralbestand von Lössen auf lokale Einflüsse schließen, wird dieser Frage erstmals von RAZI RAD (1976) systematisch nachgegangen. Anhand

*) Anschrift der Verfasser: Dr. W. Tillmanns, Dr. H. Windheuser, Geologisches Institut der Universität zu Köln, Zülpicher Straße 49, 5000 Köln 1.

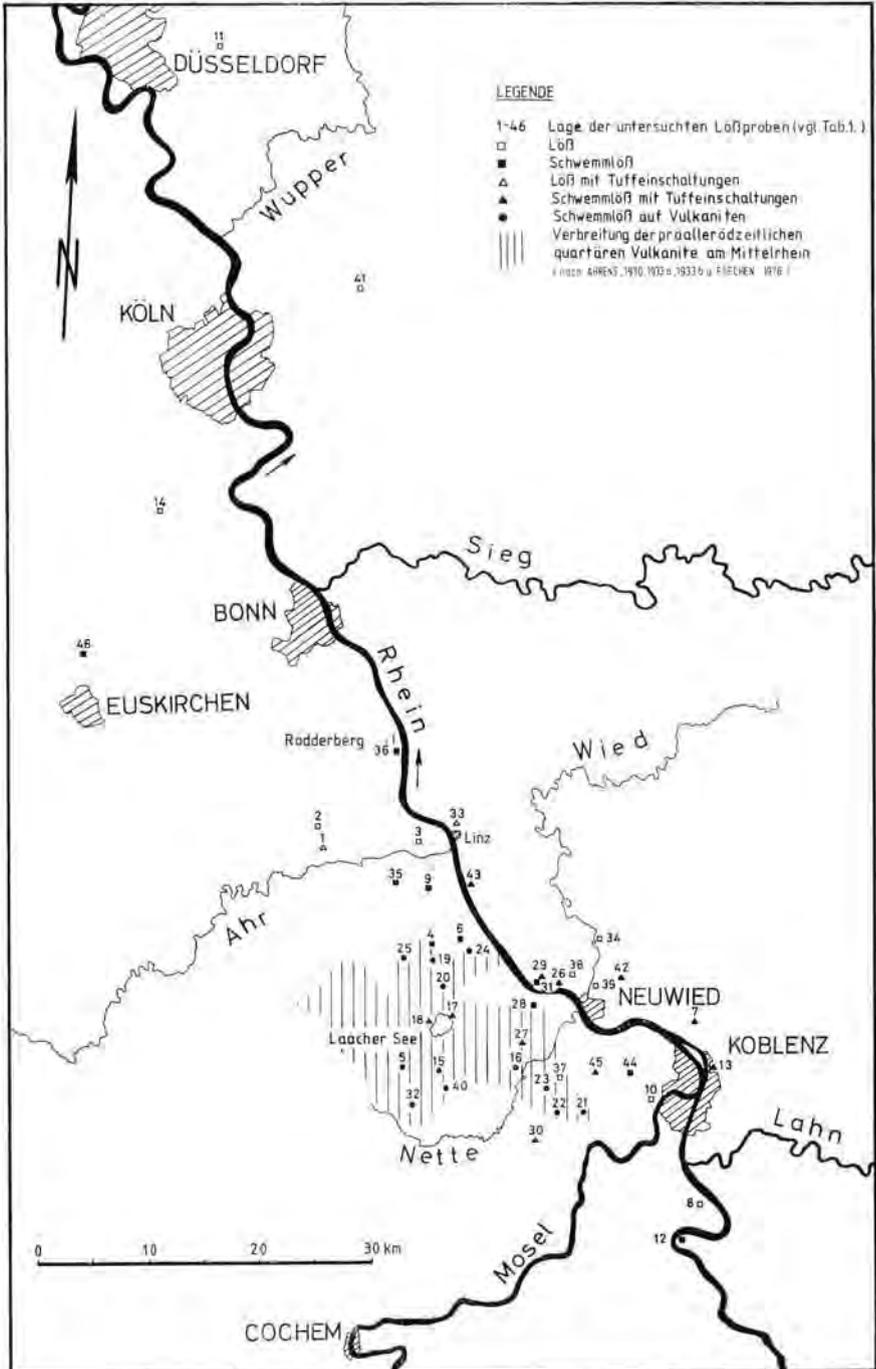


Abb. 1: Übersichtskarte mit Entnahmestellen der untersuchten Lößproben.

hierfür besonders geeigneter Lößprofile mit Tuffeinschaltungen am Mittelrhein konnte RAZI RAD (1976) durch die Verteilung und Korngröße der vulkanischen Schwerminerale zeigen, daß bei der Lößsedimentation in diesem Gebiet mit wiederholten oder ständigen Auf- und Umarbeitungsprozessen bis hin zur vollständigen Homogenisierung der Sedimente gerechnet werden muß.

Auf die zunehmende Neigung zu Umlagerungen nach NW hin machen zuletzt generell BRUNNACKER & HAHN (1978) und speziell für das Osteifel-Vulkangebiet WINDHEUSER & BRUNNACKER (1978) aufmerksam. In diesem Zusammenhang wird darauf hingewiesen, daß Tuffe im Bereich des Laacher Vulkangebiets bei stärker atlantisch geprägtem Klima kaum erhalten geblieben sind, sondern vielmehr in den meisten Fällen durch Verspülungsvorgänge mit den Quartärsedimenten vermischt wurden. Im Gegensatz hierzu zeigt das klimatisch mehr kontinental geprägte Gebiet der Wetterau und des Horloff-Grabens nicht umgelagerte alt- und mittelpleistozäne Tuffe (BIBUS 1973; BOENIGK et al. 1977).

Daß der Lößstaub nicht nur aus den großen Talzügen wie Rhein und Donau ausgeweht wurde, sondern lokale Liefergebiete eine erhebliche Rolle spielen können, zeigt neben den Untersuchungen von RAZI RAD (1976) auch die schwermineralogische Analyse des Lößprofils von Lommersum/Niederrheinische Bucht (BRUNNACKER et al. 1978).

In der vorliegenden Arbeit soll der Frage nachgegangen werden,

- inwieweit erstens der lokale Einfluß des mittel- bis jungquartären Osteifel-Vulkanismus in Lößprofilen des Vulkangebietes und dessen weiterer Umgebung zum Ausdruck kommt,
- wie sich zweitens über die Führung von vulkanischen Schwermineralen in den Lößprofilen Auf- und Umarbeitungsprozesse nachweisen lassen,
- und ob sich drittens eine Beziehung zwischen der Entfernung der Lößprofile zum Vulkangebiet und der Korngröße der Klinopyroxene herleiten läßt.

2. Profilbeschreibungen

Die Lage der Lößprofile und Probenentnahmestellen zeigt Abb. 1 und Tab. 1 (im Anhang). Im folgenden werden einige typische Lößprofile dieses Raumes beschrieben:

- Profil 1: Schwemmlöß auf Schlackenkegel
- Profil 2: Schwemmlöß auf Lavastrom
- Profil 3: Schwemmlöß in Wechsellagerung mit Basalttuffen
- Profil 4: Löß im Bereich des Neuwieder Beckens
- Profil 5: Schwemmlöß auf Devon im Bereich des Neuwieder Beckens
- Profil 6: Schwemmlöß außerhalb des Neuwieder Beckens.

Profil 1: Leilenkopf bei Niederlützingen (R²⁵⁹² 580; H⁵⁵⁹⁴ 030)

Mächtigkeit (m)	Pr.-Nr.	Beschreibung
5,00		Abraum, Lapilli-, Schlacken- und Lehmmaterial
0,40		Ah rezente Parabraunerde aus
0,20		Al Schwemmlöß mit basaltischen
0,50		Bt Schlacken, Lapilli, Sanden
0,30	24	Cc und Geröllen; im oberen Teil Reste eines Bimstuffs
0,25		Schluff, karbonatisch, und basaltische Sande mit Schlacken und Blöcken, ϕ bis 6 cm; vereinzelt Gerölle, ϕ bis 7 cm; Hangschutt mit Lößkomponente

Mächtigkeit (m)	Pr.-Nr.	Beschreibung
2,00		basaltische Sande und Lapilli, bimsführend; Bimsstücke oft in bis 10 cm dicken Lagen angereichert; Komponenten angerundet; sehr gut und fein geschichtet; Kryoturbationen und Frostspalten; umgelagerte Pyroklastika
bis 3,00		Schluff, graubraun, kalkfrei, rostfleckig; mit basaltischen Sanden und Lapilli; Schwemmlößlehm
Diskordanz bis 15,00		Lapillituffe, grauschwarz, gut geschichtet, schlecht sortiert; Schlacken, ϕ bis 3 cm; Gerölle- und Devonbruchstücke-führend; im unteren Teil Kryoturbationen und Hakenschlagen; primär gelagerte Pyroklastika
bis 0,03		Schluff-Tuff-Gemisch, grau, stark karbonatisch; Schwemmlöß Liegendes: Lapilli- und Schlackentuffe, gut geschichtet; oben rot gefärbt infolge Fumarolentätigkeit in einem fossilen Krater.

Profil 2: Steinbruch Hochstein-Lavastrom, 875 m N Hochstein
(R²⁵86 950; H⁵⁵83 340)

Mächtigkeit (m)	Pr.-Nr.	Beschreibung
1,0		Schluff-Schutt-Gemisch, lehmig, karbonatisch; die oberen 25 cm graubraun, darunter grau; mit dichten Basalten, Schlacken, Devonbruchstücken, ϕ 3—5 cm; bimsführend, ϕ 3 cm; an der Basis Schuttanreicherung; Solifluktiver Hangschutt mit Lößkomponente und eingearbeitetem Laacher Bimstuff, an der Basis Schuttpflaster
0,8		Schluff, tonig, kalkfrei, braungelb; prismatisch-brockig mit braunen Tontapeten; Basaltschutt häufig, ϕ bis über 5 cm; Wurzelgänge; SBt-Horizont aus Schwemmlöß
0,4	5	Schluff, stark karbonatisch, gelbbraun; Kalkausscheidungen an Rissen; schwach brockig, vereinzelt braune Tontapeten; leichte horizontale Blättrigkeit; z. T. stark schuttführend, Basalte, ϕ bis 50 cm; Wurzelgänge; Schwemmlöß mit schwacher Bodenüberprägung und Kalkanreicherung (Cc-Horizont), frostblättrig
0,4		Schluff, stark karbonatisch, gelbbraun; schwach bröcklig-brockig mit braunen Tontapeten; Kalkausscheidungen an Rissen und Wurzelgängen; Basaltlapilli, ϕ 2—5 cm; Schwemmlöß mit umgelagertem Bodenmaterial, aufgekalkt
0,5		Schutt-Schluff-Gemisch, lehmig, körnig-krümelig; karbonatisch; mit Basaltblöcken, ϕ bis 30 cm; Schuttdecke und Kolluvium, aufgekalkt
1,2		Schluff, tonig, gelbbraun, kalkfrei; brockig mit braunen Tontapeten; vereinzelt Wurzelgänge; stark schuttführend, Basaltblöcke, ϕ bis über 50 cm; Bt-Horizont aus Schwemmlöß
>25,0		Lavastrom des Hochsteins

Profil 3: Westseite des Laacher Kessels, 1250 m NNE Abtreikirche
(R²⁵89 300; H⁵⁵87 170)

Mächtigkeit (m)	Pr.-Nr.	Beschreibung
1,0		umgelagerte graue Bimstufte in schluffig-lehmiger Matrix; Hangschutt mit rezentem Waldboden
0,5		Schluff, rötlichbraun, karbonatfrei; mit Lagen von basaltischen Sanden und Lapilli; geschichtet; Schwemmlöß, entkalkt
0,6	18	Schluff, karbonatisch, gelbgrau; gehäuft steinige Lagen, basaltische Sande und Lapilli, \varnothing bis 3 cm; geschichtet; Schwemmlöß
0,2		Wechselagerung von dünnen, gelbgrauen, karbonatischen Schlufflagen mit Sandstreifen und Lapillilagen; sehr gut geschichtet; Schwemmlöß
2,5		Wechselagerung von groben, graubraunen basaltischen Lapillituffen mit braungelben Staubbuffen, gut geschichtet; Auswürflinge: Basaltblöcke, Devonbruchstücke, melierte Tone, helle feinsandige Tone, Quarzgerölle

Profil 4: Kiesgrube 1 km SE Saffig
(R²⁰01 640; H⁵⁰82 980)

Mächtigkeit (m)	Pr.-Nr.	Beschreibung
0,4		Hangendes: Laacher Bimstufte, umgelagert Schluff, lehmig, kalkfrei, braungrau, oben grau; Allerödboden
1,5	37	Schluff, graugelb, Kalkkonkretionen, aufgekalkt; Löß
0,6		Schluff, braungrau, aufgekalkt; Humuszone
0,8		Schluff, dunkelrotbraun, bröckelig mit braunen Tontapeten; stellenweise aufgekalkt; Bt-Horizont
0,4		Schluff, graugelb, karbonatisch, Anreicherung von Kalkkonkretionen, \varnothing bis über 10 cm; Lößkindlhorizont (Cc-Horizont)
>3,0		Schluff, karbonatisch, graugelb, rostfleckig mit grauen Verfärbungen; Löß, schwach pseudovergleyt Liegendes: Schotterkörper; Hauptterrasse des Rheins

Profil 5: Leutesdorf, Steinbruch in unterdevonischen Schiefeln
am SE-Ausgang von Leutesdorf
(R²⁵99 210; H⁵⁵90 970)

Mächtigkeit (m)	Pr.-Nr.	Beschreibung
		Hangendes: dünne Streu von Laacher Bimstufte
1,5	31	Schluff, gelbgrau, karbonatisch, aufgekalkt; mit Schieferbruchstücken, \varnothing bis 10 cm; Schwemmlöß

Mächtigkeit (m)	Pr.-Nr.	Beschreibung
0,3		wie oben, verbraunt, unten Kalklamellen
0,6		devonische Schieferbruchstücke in schluffiger, karbonatischer Matrix; Schwemmschutt mit Lößkomponente Liegendes: Schiefer des Unterdevons (Siegen)

Profil 6: Kiesgrube 1 km NE Filsen
(R[#]99 790; H⁵⁵68 360)

Mächtigkeit (m)	Pr.-Nr.	Beschreibung
1,0		rezente Parabraunerde
1,2	12	schluffiger Sand, gelbgrau, karbonatisch, Kalkausscheidungen; geschichtet, mit Sand- und Feinkieslagen; Wurzelgänge, mit Kalk ausgekleidet; Sandlöß
1,3		sandiger Schluff, karbonatisch, mit Kalkausscheidungen; braungrau, mit Rostbahnen, leicht grau fleckig; geschichtet, mit Sandlagen; Wurzelgänge mit Kalk ausgekleidet; Sandlöß
0,4		Sand, grau, gut geschichtet Liegendes: Schotterkörper; bis 4 m aufgeschlossen; Mittelterrasse des Rheins

3. Schwermineralogische Untersuchungen und Korngrößenmessungen

Aus den entnommenen Lößproben wurden zu schwermineralogischen Untersuchungen und zur Bestimmung der Korngröße die Fraktion kleiner 0,4 mm abgesiebt. Nach Vorbehandlung mit kochender HCL wurden die Schwerminerale mit Bromoform abgetrennt und in Aroclor (n = 1,665) eingebettet. In den Körnerpräparaten wurden für die Schwermineralanalyse jeweils 300 Körner ausgezählt. Für die Korngrößenmessungen wurde in jedem Präparat der Mittelwert der sichtbaren kleinsten Durchmesser der Klinopyroxene bestimmt. Die ermittelten Daten zeigt Tab. 2 (am Ende der Arbeit).

3.1 Schwermineralführung

Die in Tabelle 2 aufgeführten Schwerminerale lassen sich in folgende Gruppen zusammenfassen:

- stabile Schwerminerale mit Zirkon, Turmalin und Rutilgruppe;
- vulkanische Schwerminerale mit Klinopyroxen, brauner Hornblende und Titanit;
- Rhein-Schwerminerale mit Granat, Epidotgruppe und grüner Hornblende;
- metamorphe Schwerminerale mit Staurolith, Disthen, Sillimanit und Andalusit.

Die Rhein-Schwerminerale, die in den Ablagerungen des Rheins — als dem Hauptauswehungsgebiet des Lößstaubes — die Hauptkomponente bilden, zeigen generell in zeitgleichen Lössen deutlich geringere Anteile. In der Lößfazies überwiegen die stabilen Schwerminerale mit Dominanz des Zirkons. Diese Verschiebung in der Schwermineralführung vom Rhein-Spektrum zu einem stabilen Spektrum in den Lössen ist nach RAZI RAD (1976) in erster Linie durch Granularvariation (Anreicherung der im Mittel kleineren Schwerminerale) bedingt. Neben der Granularvariation, als Folge der

Kraft des Transportmittels, der Korngröße, Kornform und Dichte des Minerals, spielt aber auch die lokale Zulieferung stabiler Schwerminerale (z. B. aus devonischen und tertiären Sedimenten) eine bedeutende Rolle (BRUNNACKER et al. 1978).

Mit dem Einsetzen des Vulkanismus im Laacher See-Gebiet etwa ab dem Mittelpleistozän ändert sich die Schwermineralführung sowohl in den Rhein- als auch in den äolischen Sedimenten durch die z. T. erhebliche Beimengung vulkanischer Schwerminerale (FRECHEN & HEIDE 1969; RAZI RAD 1976). Wie RAZI RAD (1976)

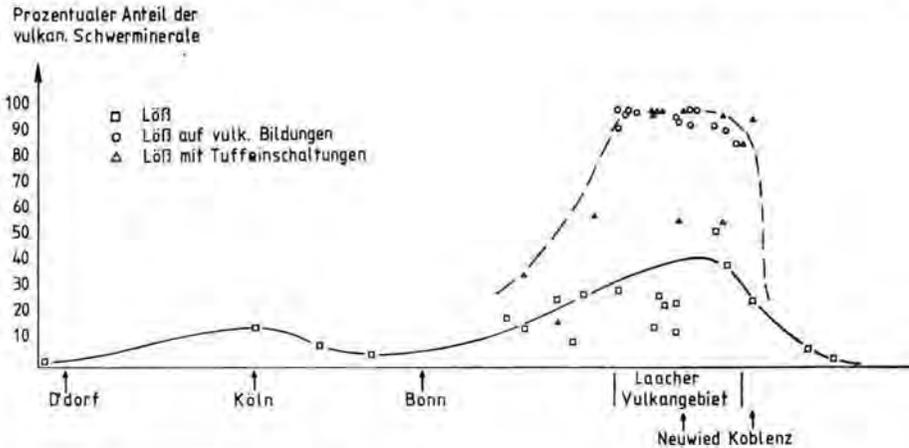


Abb. 2: Prozentualer Anteil der vulkanischen Schwerminerale auf die Laufstrecke des Rheins projiziert.

zeigte, ist diese Beeinflussung im unmittelbaren Bereich des Laacher Vulkangebiets extrem stark (bis zu 100 % vulkanischer Schwerminerale im Löss, bis zu 70 % vulkanische Schwerminerale in Rheinsedimenten). Der Gehalt an vulkanischen Schwermineralen nimmt jedoch mit der Entfernung zum Vulkangebiet, bezogen auf die Rheinachse, relativ schnell, asymptotisch ab (vgl. Abb. 2 u. 3).

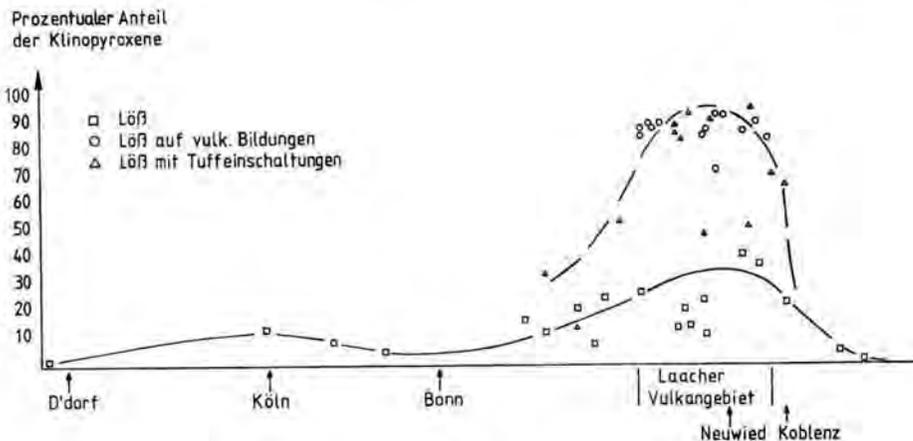


Abb. 3: Prozentualer Anteil der Klinopyroxene auf die Laufstrecke des Rheins projiziert.

Die in der Gruppe der Metamorphen zusammengefaßten Schwerminerale spielen in den Rheinsedimenten und Lössen im allgemeinen eine untergeordnete Rolle. Auch in den vorliegenden Untersuchungen kommen sie nur mit maximal 6 % vor (Tab. 2). Sie können daher bei der weiteren Betrachtung vernachlässigt werden.

Dieses generelle Bild wird durch die hier vorgestellten Untersuchungen — nach dem ersten Ansatz bei RAZI RAD (1976) — insofern modifiziert, als sich Abhängigkeiten zum lokalen Liefergebiet und dessen geologischen Rahmen stärker herausarbeiten lassen.

3.2 Korngrößenverteilung

Die Korngröße der seit dem Mittelpleistozän äolisch (und fluviatil) transportierten vulkanischen Schwerminerale — bedingt durch das verstärkte Einsetzen der Vulkantätigkeit am Mittelrhein — sollte in erster Linie eine Funktion der Entfernung vom Liefergebiet sein, d. h. mit zunehmender Entfernung vom Vulkangebiet abnehmen.

So zeigen die Untersuchungen von JUVIGNÉ bezüglich des letzten Tuffausbruchs des Laacher Kessels, daß die Korndurchmesser der vulkanischen Schwerminerale in der Fraktion größer 100 μ im engeren Bereich der Förderstelle weitgehend gleich bleiben (JUVIGNÉ 1976), dagegen mit zunehmender Entfernung kontinuierlich abnehmen (JUVIGNÉ 1976, 1977).

4. Ergebnisse

Bei der Diskussion der Ergebnisse bietet sich an, die Lössen in drei Gruppen zu unterteilen:

1. Lössen auf vulkanischen Bildungen,
2. Lössen mit Tuffeinschaltungen und
3. Lössen ohne makroskopisch sichtbaren Bezug zu einer vulkanischen Bildung.

Damit ist eine weitere Unterscheidung impliziert, nämlich in Lössen des Laacher Vulkangebiets und dessen näherer Umgebung, die fast alle vulkanisch beeinflusst sind, und in Lössen außerhalb des Laacher See-Gebietes, die nur in einigen Fällen vulkanische Einschaltungen makroskopisch sichtbar aufweisen.

Diese Unterscheidung wird in Abb. 2 sehr deutlich, in der auf der Abszisse die untersuchten, auf die Rheinlaufstrecke projizierten Lössen dargestellt sind, während auf der Ordinate der prozentuale Anteil der vulkanischen Schwerminerale an der Schwermineralführung aufgetragen ist.

Generell ist mit Annäherung des Rheinlaufs an das Laacher Vulkangebiet eine sprunghafte Erhöhung des Gehalts an vulkanischen Schwermineralen im Löß festzustellen, die auf kürzester Strecke von Werten unter 10 % auf Werte gegen 100 % im Laacher Vulkangebiet ansteigen. Rheinabwärts (nördlich des Laacher See-Gebiets) fallen diese Werte relativ schnell wieder ab — jedoch nicht so stark wie südlich des Laacher Vulkangebiets — und erreichen nördlich Köln wieder Werte von unter 10 % (Abb. 2, Gesamtkurve).

Bei einer Unterscheidung der Lössen muß dieses generelle Bild jedoch erheblich modifiziert werden. Danach nehmen die Anteile der vulkanischen Schwerminerale bei Lössen ohne sichtbare vulkanische Beeinflussung mit Annäherung an das Vulkangebiet relativ stark zu bis auf maximal 53 % im Laacher See-Gebiet. Eine Häufung der Werte liegt hier bei 20—30 %. Nördlich des Vulkangebiets sinken die Werte kontinuierlich auf Werte unter 20 % ab (Abb. 2, untere Kurve).

Dagegen steigen die Werte bei den Lössen, die im Verband mit vulkanischen Bildungen vorliegen, schlagartig am Süden des Laacher Vulkangebiets auf Werte bis 100 % an. Eine Häufung der Werte, verteilt über das gesamte Vulkangebiet, liegt bei über 85 %. Im weiteren Verlauf entlang des Rheins, nördlich des Laacher See-Gebietes, sinken diese schnell auf Werte unter 40 % und nähern sich den Werten aus Lössen ohne sichtbare vulkanische Beeinflussung (Abb. 2, obere Kurve).

Dieses Bild ist identisch mit der Darstellung, bei der auf der Ordinate der prozentuale Anteil der Klinopyroxene, die den Hauptteil des Gehalts an vulkanischen Schwermineralen ausmachen, (vgl. Tab. 2), aufgetragen ist: mit Annäherung an das Vulkangebiet im Rhein-Verlauf ein relativ steiler Anstieg der Werte bei Lössen ohne vulkanischen Verband und ein abruptes Einsetzen von hohen Werten bei Lössen mit vulkanischen Bildungen, im Bereich des Laacher See-Gebiets relativ hohe Werte mit einer Häufung bei um 20 % bei Lössen ohne sichtbare vulkanische Beeinflussung und sehr hohen Werten mit einer Häufung um 90 % bei vulkanisch überprägten Lössen und im weiteren Verlauf der Rheinstrecke ein flacher Abfall der Werte bei Lössen ohne sichtbare vulkanische Überprägung und ein steiler Abfall bei Lössen in vulkanischem Verband (Abb. 3, untere Kurve: Löss ohne sichtbare vulkanische Beeinflussung; obere Kurve: Löss mit Tuffeinschaltungen und auf Vulkaniten).

Ein im Prinzip ähnliches Gesamtbild zeigt Abb. 4, in der auf der Abszisse wiederum die Laufstrecke des Rheins dargestellt ist, während auf der Ordinate der mittlere sichtbare Korndurchmesser der Klinopyroxene aufgetragen ist. Denn die erwartete Abnahme der

Mittlerer Korndurchmesser
der Klinopyroxene (in μ)

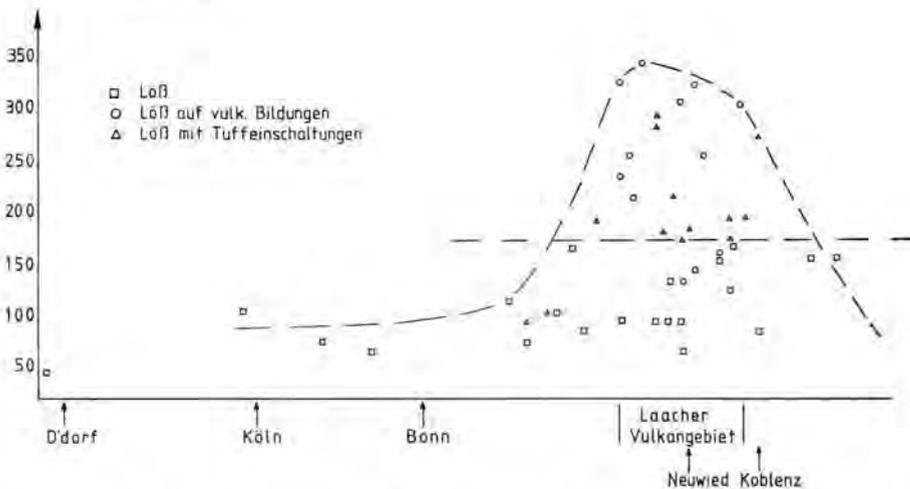


Abb. 4: Mittlerer Korndurchmesser der Klinopyroxene auf die Laufstrecke des Rheins projiziert.

Korngröße mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet konnte im Gesamtbild nachgewiesen werden. Auffallend ist nur, daß die Kurve im Rheinverlauf bei Annäherung an das Vulkangebiet flacher ansteigt als sie bei Entfernung vom Laacher Vulkangebiet abfällt, ferner daß die Werte bedeutend stärker streuen als die Werte der vulkanischen Schwerminerale (Abb. 2 u. 3). Gründe hierfür dürften einmal primäre Korngrößeneffekte, zum anderen bevorzugte Windrichtungen gewesen sein.

Bei einer Unterscheidung der Lössе muß dieses Bild jedoch erheblich modifiziert werden: Denn der mittlere Korndurchmesser der Klinopyroxene geht in Lössen, die ohne Verband zu vulkanischen Bildungen vorliegen, über die gesamte dargestellte Laufstrecke des Rheins nicht über 170μ hinaus. Bei diesen Lössen liegt der Durchschnittswert bei rd. 100μ und erreicht nur im Laacher Vulkangebiet Werte von bis zu 170μ (Abb. 4, waagerechte Linie).

Dagegen zeigen die Klinopyroxene von Lössen mit vulkanischen Einschaltungen und von Lössen, die auf Vulkaniten lagern, Mittelwerte der Korndurchmesser von maximal 350μ . Die Streubreite bei diesen Lössen ist mit $100\text{—}350 \mu$ auffallend groß (Abb. 4, Kurve). Offensichtlich spielen hier primär vorhandene Korngrößenunterschiede der Vulkanite, insbesondere im Streubereich der Pyroklastika, eine wesentliche Rolle. Das vulkanische Material wurde dann vorwiegend durch Aufarbeitungs- und Verlagerungsprozesse in den Löß eingearbeitet.

5. Bemerkungen zur Lößgenese

Lössе mit Tuffeinschaltungen und besonders Lössе, die vulkanischen Bildungen auflagern, zeigen im Schwermineralspektrum nahezu ausschließlich vulkanische Schwerminerale. Dadurch und durch die in der Regel größeren Korndurchmesser der Klinopyroxene unterscheiden sie sich deutlich von Lössen, die makroskopisch sichtbar keinen Bezug zu vulkanischen Bildungen aufweisen (Tab. 1 u. 2; Abb. 1—4).

Dieser Zusammenhang ist in Abb. 5 graphisch dargestellt, in der auf der Abszisse der prozentuale Anteil der Klinopyroxene an der Schwermineralsführung und auf der Ordinate der mittlere Korndurchmesser der Klinopyroxene aufgetragen ist. Danach erhält man zwei Bereiche, die deutlich voneinander zu unterscheiden sind (Abb. 5):

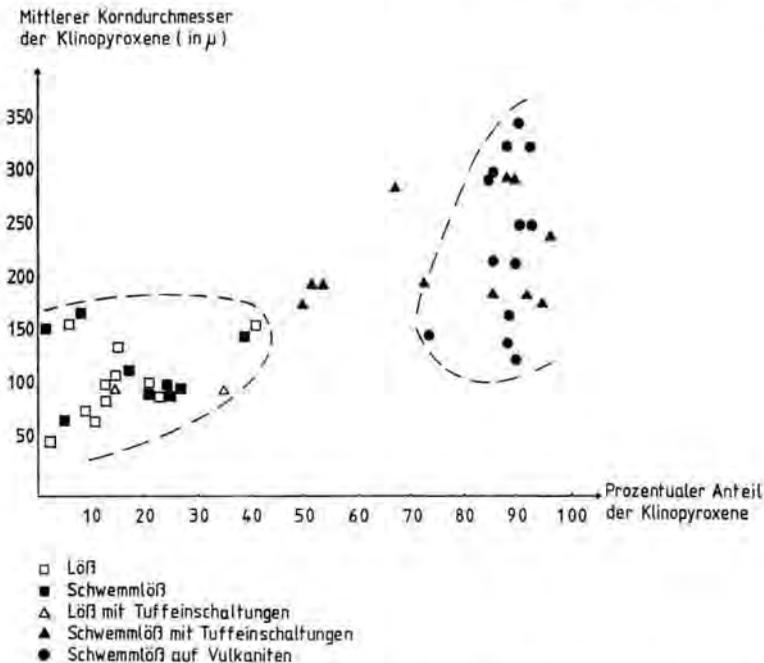


Abb. 5: Differenzierung der untersuchten Lössе anhand der Gegenüberstellung von prozentualem Anteil und mittlerem Korndurchmesser der Klinopyroxene.

- Ein Bereich ist durch einen Anteil von über 70 % Klinopyroxenen am Schwermineralgehalt und durch einen durchschnittlichen mittleren Korndurchmesser der Klinopyroxene zwischen 130 und 350 μ gekennzeichnet. In ihm liegen sämtliche Lössе, die auf vulkanischen Bildungen lagern und die Mehrzahl der Lössе mit Tuffeinschaltungen.
- Der andere Bereich ist durch einen Anteil der Klinopyroxene am Schwermineralgehalt zwischen 2 und 53 % und durch einen durchschnittlichen mittleren Korndurchmesser der Klinopyroxene zwischen 50 und 170 μ definiert. In ihm liegen sämtliche Lössе ohne makroskopisch sichtbaren Bezug zu vulkanischen Bildungen, aber auch Lössе mit Tuffeinschaltungen.

Eine gewisse Mittelstellung nehmen einige Lössе mit Tuffeinschaltungen ein, die zwischen den beiden Bereichen liegen (Abb. 5). Dies paßt aber durchaus in das Bild, das auf der einen Seite durch Lössе auf vulkanischen Bildungen und zum anderen durch Lössе ohne makroskopisch sichtbare vulkanische Überprägung gekennzeichnet ist.

Insgesamt zeigt sich, daß durch die Herausarbeitung geeigneter Parameter bei Lössen einer Region eine genetische Unterscheidung und Gruppierung möglich ist.

Zeitgleiche Rheinablagerungen, die das Hauptliefergebiet für den Löß darstellen, führen mit maximal 70 % (RAZI RAD 1976) deutlich niedrigere Gehalte an vulkanischen Schwermineralen und kommen damit als Liefergebiet zumindest für einen Teil der hier beschriebenen Lössе allein nicht in Frage. Zeigen nun Lössе auf vulkanischen Bildungen und mit Tuffeinschaltungen extrem hohe Gehalte an vulkanischen Schwermineralen, so können diese nur über eine Einarbeitung von lokalem vulkanischen Material bezogen werden. Denn eine kontinuierliche vulkanische Förderung während der Bildungszeit dieser Lössе ist auszuschließen (FRECHEN 1976; WINDHEUSER 1977). Da diese Lössе makroskopisch kaum Unterschiede zeigen, muß die Zumischung des vulkanischen Materials mit dem angelieferten Lößstaub nahezu vollständig sein. Dieser Umstand läßt auf eine mehrmalige Umlagerung bis hin zu einer vollständigen Homogenisierung schließen. Bei diesen vorwiegend umgelagerten Lössen handelt es sich aufgrund des makroskopischen Befunds um Lössе, bei deren Bildung solifluktive und fluviale Vorgänge zur Durchmischung führten.

Bei Lössen ohne makroskopisch sichtbaren Bezug zu vulkanischen Bildungen kann aufgrund ihrer Geländedeposition eine derartige Durchmischung nur über vorwiegend äolischen Transport erklärt werden. Die durchschnittlichen mittleren Korndurchmesser der Klinopyroxene liegen in diesen Lössen mit maximal 170 μ (im Mittel bei 100 μ) deutlich niedriger als bei Lössen mit Tuffeinschaltungen oder auf vulkanischen Bildungen (vgl. Abb. 4). Gleichwohl liegen die Werte immer noch höher als die Medianwerte mitteleuropäischer Lössе, die nach BRUNNACKER (1971) Medianwerte zwischen 10 und 50 μ aufweisen.

Wird weiter berücksichtigt, daß in vielen Schwermineralspektren von Lössen stabile Schwerminerale überproportional vertreten sind, so müssen für die Lößstaubleieferung zumindest zeitweise nur begrenzt lokale Räume zur Verfügung gestanden haben.

Diese enge Bindung der Lössе an einen kleinregionalen Raum zeigt sich im Laacher Vulkangebiet besonders deutlich bei den Lössen auf vulkanischen Bildungen und mit Tuffeinschaltungen durch die nahezu ausschließliche Führung von vulkanischen Schwermineralen. Sie kann also auch in anderen Gebieten über entsprechende, den engeren regionalen Raum kennzeichnende Schwermineralspektren nachgewiesen werden.

Schriftenverzeichnis

- AHRENS, W. (1930): Geologische Skizze des Vulkangebietes des Laacher Sees. — Jb. preuß. Geol. L.-A., **51**: 130—140, 1 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- (1933a): Die Ausbruchsstelle des Andernacher Lavastromes. — Jb. preuß. Geol. L.-A., **53**: 805—812, 9 Abb.; Berlin.
- (1933b): Die Basaltvulkane des südöstlichen Laacher-See-Gebietes und ihre Lavaströme. — Jb. preuß. Geol. L.-A., **53**: 851—878, 7 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BIBUS, E. (1973): Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenf., **101**: 346—361, 6 Abb.; Wiesbaden.
- BOENIGK, W., BRELIE, G. v. D., BRUNNACKER, K., KEMPF, E. K., KOČT, A., SCHIRMER, W., STADLER, G., STREIT, R. & TOBIEN, H. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben. — Geol. Jb. Hessen, **75**: 80 S., 17 Abb., 6 Tab., 8 Taf.; Wiesbaden.
- BRUNNACKER, K. (1956): Regionale Bodendifferenzierungen während der Würmeiszeit. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **7**: 43—48, 3 Abb.; Öhringen.
- (1957): Bemerkungen zur Feinstgliederung und zum Kalkgehalt des Lösses. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **8**: 107—115, 1 Abb., 2 Tab.; Öhringen.
- (1971): Geologisch-pedologische Untersuchungen in Lepenski Vir am Eisernen Tor. — Fundamenta A, **3**: 20—32, 5 Abb.; Wien.
- , BOENIGK, W., HAHN, J. & TILLMANNS, W. (1978): Das Jungpleistozän-Profil von Lommersum/Niederrheinische Bucht. — Decheniana, **131**: 274—286, 4 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- & HAHN, J. (1978): Der jungpleistozäne Löß samt paläolithischen Kulturen in den Rheinlanden als Glied einer zeitlichen und räumlichen Faziesänderung. — Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung (Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink): 37—51, 2 Abb.; Wien (Ferdinand Hirt).
- FRECHEN, J. (1976): Siebengebirge am Rhein — Laacher Vulkangebiet — Maargebiet der Westeifel. Vulkanologisch-petrographische Exkursionen. — Slg. geol. Führer, **56**: 209 S., 3. Aufl., 46 Abb., 5 Beil., 7 Tab.; Stuttgart.
- & HEIDE, H. (1969): Tephrostratigraphische Zusammenhänge zwischen der Vulkantätigkeit im Laacher See-Gebiet und der Mineralführung der Terrassenschotter am unteren Mittelrhein. — Decheniana, **122**: 35—74, 8 Abb., 9 Tab.; Bonn.
- JUVIGNÉ, E. (1976): Contribution à la connaissance de la stratigraphie du Quaternaire par l'étude des minéraux denses transparents de l'Eifel au Massif Central français et plus particulièrement en Belgique. — Thèse de Doctorat, Université de Liège, 232 S., 82 Abb., 1 Anl.; Liège.
- (1977): La zone de dispersion des poussières émises par une des dernières éruptions du volcan du Laachersee (Eifel). — Z. Geomorph., N. F., **21**: 323—342, 9 Abb., 3 Tab.; Berlin und Stuttgart.
- KALLENBACH, H. (1965): Mineralbestand und Genese südbayrischer Lösses. — Geol. Rdsch., **55**: 582—607, 7 Abb.; Stuttgart.
- RAZI RAD, M. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Quartär-Stratigraphie am Mittelrhein. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **28**: 164 S., 51 Abb., 6 Tab., 1 Beil.; Köln.
- SALGER, M. & SCHMIDT-KALER, H. (1975): Sedimentpetrographische Gliederung der Lehme auf der Fränkischen Alb. — Geologica Bavarica, **74**: 151—161, 3 Abb., 1 Beil.; München.
- SCHEFFER, F., MEYER, B. & KALK, E. (1958): Mineraluntersuchungen am Würm-Löß südniedersächsischer Lößfluren als Voraussetzung für die Mineralanalyse verschiedener Lößbodentypen. — Chem. d. Erde, **19**: 338—360, 6 Abb.; Jena.
- SCHOLZ, G. (1969): Die Schlufflehme der Mittleren Schwäbischen Alb. — Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Stuttgart, NF, **60**: 148 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Stuttgart.
- SCHROEDER, D. (1955): Mineralogische Untersuchungen an Lößprofilen. — Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petr., **4**: 443—463, 5 Abb., 5 Tab.; Heidelberg.
- WINDHEUSER, H. (1977): Die Stellung des Laacher Vulkanismus (Osteifel) im Quartär. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **31**: 223 S., 28 Abb., 1 Tab.; Köln.
- & BRUNNACKER, K. (1978): Zeitstellung und Tephrostratigraphie des quartären Osteifel-Vulkanismus. — Geol. Jb. Hessen, **106**: 261—271, 5 Abb.; Wiesbaden.

Manuskript eingegangen am 7. 2. 1979.

Tab. 1: Entnahmestellen der untersuchten Lößproben.

Proben-Nr.	Lage	R-Wert	H-Wert
1	Bad Neuenahr, Anschnitt am Kreisel an der B 266 nach Lantershofen	25 ₇₉ 240	56 ₀₂ 440
2	Tongrube Ringen	25 ₇₈ 160	56 ₀₄ 520
3	"Sinziger Kreuz" an der B 9 im Hangenden einer Mittelterrasse	25 ₈₈ 170	55 ₀₃ 600
4	Gönnersdorf im Vinxtbachtal im Hangenden des Bausenberg-Lavastroms	25 ₈₉ 620	55 ₉₄ 680
5	Steinbruch nördlich des Hochsteins im Hangenden des Hochstein-Lavastroms	25 ₈₆ 950	55 ₈₃ 340
6	Vinxtbachtal 250 m SW Waldgut Bardenheuer	25 ₉₂ 100	55 ₉₅ 190
7	Ziegelei Langer Berg 2,5km E Bendorf	34 ₀₁ 490	55 ₈₈ 575
8	Ziegelei 500 m SE Rhens an der B 9	34 ₀₁ 900	55 ₇₂ 160
9	Harbachtal 2 km S Sinzig	25 ₈₉ 060	55 ₉₉ 810
10	Grube am Kimmelberg bei Metternich	33 ₉₇ 170	55 ₈₁ 040
11	Steinbruch bei Hochdahl im Hangenden eines devonischen Kalksteines	25 ₆₅ 900	56 ₇₇ 250
12	Kiesgrube 1 km NE Filsen im Hangenden einer Mittelterrasse	33 ₉₉ 790	55 ₆₈ 360
13	1,5 km S Valendar an der Straße von Mallendar nach Urbar	34 ₀₂ 080	55 ₈₄ 400
14	Ziegeleigrube am südlichen Ortsausgang von Brühl 500m W E 42	62 ₇₆ 000	31 ₈₅ 000
15	Deckschichten im Hangenden des Niedermendiger Lavastroms 1 km NW Niedermendig	25 ₉₀ 620	55 ₈₃ 470
16	Grube am Südfuß des Plaidter Hummerichs	25 ₉₇ 340	55 ₈₄ 100
17	Nordostseite des Laacher Kessels 700 m SE Hotel Waldfrieden	25 ₉₁ 080	55 ₈₈ 040
18	Westseite des Laacher Kessels 1250 m NNE Abteikirche	25 ₈₉ 300	55 ₈₇ 170
19	Deckschichten des Herchenberg-Vulkans	25 ₈₉ 720	55 ₉₃ 110
20	Deckschichten des Kunkskopf-Vulkans	25 ₉₀ 540	55 ₉₁ 000
21	Deckschichten des Birkenkopf-Vulkans	25 ₀₄ 320	55 ₈₀ 320
22	Deckschichten des Karmelenberg-Vulkans	26 ₀₁ 550	55 ₇₉ 940

23	Deckschichten des östlichsten Vulkans der Wannenköpfe	26 ⁰⁰ 940	55 ⁸² 420
24	Deckschichten des Leilenkopf-Vulkans	25 ⁹² 580	55 ⁹⁴ 030
25	Deckschichten des Bausenberg-Vulkans (Kraterinneres)	25 ⁸⁶ 780	55 ⁹³ 120
26	Grabungsstelle Gönnersdorf	26 ⁰⁰ 350	55 ⁹¹ 100
27	Kiesgrube 2 km N Plaidt im Hangenden einer Rheinterrasse	25 ⁹⁸ 540	55 ⁸⁶ 270
28	Hohlweg in Andernach nach Plaidt	25 ⁹⁹ 060	55 ⁸⁹ 500
29	Löß- u. Fließerde-Deckschichten im Hauptterrassen-Niveau bei Leutesdorf (nicht mehr aufgeschlossen)	25 ⁹⁸ 950	55 ⁹² 250
30	Tongrube Dreitonnenkuppe 1,5 km N Lonnicg	25 ⁹⁹ 900	55 ⁷⁷ 560
31	Lößdecke im Hangenden von devonischen Schiefem am Südostausgang von Leutesdorf	25 ⁹⁹ 210	55 ⁹⁰ 970
32	Deckschichten des Kottenheimer Büden-Vulkans	25 ⁸⁸ 070	55 ⁷⁹ 680
33	Kiesgrube Ockenfels bei Linz im Hangenden der Hauptterrasse	25 ⁹⁰ 910	56 ⁰⁵ 340
34	Baugrube 500 m W Melsbach im Hangenden von Ton	33 ⁹¹ 770	55 ⁹⁵ 840
35	Baugrube in Löhndorf bei Sinzig	25 ⁸⁵ 490	55 ⁹⁹ 920
36	Rolandseck, Lößdecke auf einer Niederterrasse an der B 9	25 ⁸⁵ 460	56 ¹¹ 550
37	Kiesgrube 1 km SE Saffig, Lößdecken auf einer Terrasse	26 ⁰¹ 640	55 ⁸³ 000
38	Kiesgrube 1,2 km W Rodenbach im Hangenden einer Terrasse	26 ⁰¹ 800	55 ⁹² 680
39	Wiedtal 500 m S Niederbieber im Hangenden einer Terrasse	33 ⁹¹ 470	55 ⁹¹ 940
40	Deckschichten im Hangenden des Thürer Lavastroms am Ostende von Thür	25 ⁹¹ 360	55 ⁸¹ 240
41	Lößdecke im Hangenden eines devonischen Dolomits N Bergisch Gladbach an der B 506	25 ⁸⁰ 030	56 ⁵² 620
42	Kiesgrube 750 m E Torney im Hangenden einer Mittelterrasse	33 ⁹³ 650	55 ⁹² 700
43	Kiesgrube Ariendorf bei Linz im Hangenden der Leubsdorfer Mittelterrasse	25 ⁹² 150	56 ⁰⁰ 150
44	Rübenacher Höhe 500 m N Rübenach im Hangenden von tertiären Tonen und einer Hauptterrasse	33 ⁹⁵ 150	55 ⁸³ 700
45	Tongrube Kärlich, oberster Abschnitt	33 ⁹¹ 300	55 ⁸⁴ 000
46	Lommersum	25 ⁵⁵ 580	56 ¹⁹ 290

Tab. 2: Schwermineralführung (in %) und mittlerer sichtbarer Korndurchmesser der Klinopyroxene (in μ) in den untersuchten Proben.

Schwermineralanalyse

Nr.	Klinopyroxen	braune Hornblende	Titanit	Turmalin	Zirkon	Rutilgruppe	Granat	Epidotgruppe	grüne Hornblende	Staurolith	Andalusit	Sillimanit	Disthen	unbest. Minerale	Opake	mittlerer sichtbarer Korndurchmesser der Klinopyroxene	
1	35	1		2	41	9	3	8					1	30	100		
2	13	2		3	42	11	5	18	5					1	25	80	
3	21	4	2	2	12	8	14	24	8	3	1		1	21	110		
4	86	5	2		1	1		2		1				2	5	240	
5	87	8	2					2						1	10	310	
6	27	1	2	2	20	6	14	17	6	2		1	2	22	100		
7	52	5		1	1	1	18	14	7					1	15	200	
8	6	1		1		2	58	25	3	3				1	20	160	
9	25	1	2	3	22	7	17	14	5	4				20	90		
10	23	3		3	13	8	29	18	2	1				32	90		
11	2			4	28	13	3	46	4					31	50		
12	1		2	2	4	4	57	23	5	1			1	23	160		
13	67	21	9											3	18	280	
14	9			5	42	9	8	22	5					44	80		
15	88	3	4		1	1		3						3	140		
16	93	7												5	260		
17	90	9	1											3	290		
18	88	8	3					1						15	300		
19	91	6	1			1								1	5	260	
20	91	6	2			1								9	350		
21	85	11	1			1		1	1					16	310		
22	90		2				3	3	2					10	130		
23	88	3	3		2		1	3						5	170		
24	90	7	2			1								9	220		
25	88	12												47	330		
26	96	4												3	220		
27	92	6	2											4	190		
28	24	1		5	15	10	23	18	3	1				13	100		
29	86	14												9	190		
30	72	13	2		4	5		1	2	1				5	200		
31	21	2	5		9	7	14	20	17	1			1	2	1	35	100
32	73	19	2		1	3	2							9	150		
33	14		4	1	7	8	29	30	4	1			1	1	17	110	
34	14		2	2	15	10	17	26	11	2			1	18	100		
35	8	1	1	2	49	12	4	13	9	1				30	170		
36	17		2	2	19	10	21	17	10	1			1	15	120		
37	41	4	8	1	17	7	8	9	3	2				18	160		
38	15	4	5		19	6	20	21	6	1			3	20	140		
39	11		3	3	24	11	20	22	4				2	25	70		
40	93	5	2											8	330		
41	14		2	3	8	4	30	23	10	5			1	21	110		
42	50	6	1		12	2	14	13		1			1	11	180		
43	54	5			6	2	13	12	6	1			1	19	200		
44	38	2		11	11	1	21	13	3					41	150		
45	95	2	2				1							2	180		
46	5			2	47	15	12	14	2	2			1	34	70		

Der „Osning-Halt“ des Drenthe-Stadials am Teutoburger Wald im Lichte neuerer Beobachtungen

LUDWIG HEMPEL *)

Critical review, interpretation, Osning halt, glacial advance, boulder limon, Drenthe Stadial, aggradation, fluvioglacial, erratics, particle size analysis, directional structure

North German Mesozoic Hills (Teutoburger Wald), Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen

TK 25: Nr. 3813, 3814, 3815, 3916

Kurzfassung: Alte Beobachtungen über glaziale und glazifluviale Ablagerungen am Teutoburger Wald zwischen Bielefeld und Lengerich werden auf ihre Interpretierbarkeit als „Endmoränen“ oder „Endmoränenvertreter“ untersucht. Sie werden durch neue Funde an verschiedenen Stellen ergänzt. Unter Einbeziehung der Erkenntnisse über das Verhalten vorrückenden Eises bei Hindernissen ergeben sich für die Bildung von besonderen Reliefformen neue Erklärungsmöglichkeiten. Die Ursachen sind in glazigenen Vorgängen zu sehen, die einen hohen Grad von Eigenständigkeit innerhalb der allgemeinen Bewegung des Inlandeises haben. Diese können mit besonderen klimatischen Ereignissen verknüpft sein, die sich morphologisch sowohl in den Ketten des Gebirges als auch in den Pässen ausgewirkt haben. Damit wird der alte Begriff „Osning-Halt“, eine Eisrandlage innerhalb der Hamelner Phase des Drenthe-Stadials, auch für den Raum zwischen Bielefeld und Lengerich aktuell. Der „Osning-Halt“ am Teutoburger Wald würde definiert sein als ein in den Pässen durch orographische Gunst verstärkter und am Hindernis des Gebirges gestoppter Eisvorstoß.

[The "Osning-Halt" of the Drenthe Stadial at the Teutoburger Wald under New Aspects]

Abstract: Former observations on glacial and fluvioglacial deposits along the Teutoburger Wald between Bielefeld and Lengerich are interpreted as terminal moraines respectively similar glacial relicts. These observations are completed by new findings at different places. Integrating these facts into actual knowledge of the way of ice-flow over barriers new explanations are given of the origin of special features of morphology within the investigated area. They originated from glacial processes fairly independent from the general movement of the inland ice. They can be connected with special climatic events which have been influenced by mountain chains and gaps. For the region between Bielefeld and Lengerich as well this bears influence on the traditional term of "Osning-Halt", i. e. the position of the outer fringe of the inland ice within the Hameln phase of the Drenthe Stadial. The "Osning-Halt" at the Teutoburger Wald might be defined as a glacial advance favoured by orography within the gaps and stopped by the mountains.

1. Stand der Forschung und Problemstellung

Zahlreich waren die Bemühungen sowohl in Detailstudien als auch in Übersichtsarbeiten, den glazialen Formenkreis des mittleren Pleistozäns für Norddeutschland zeitlich zu ordnen. Die Saalevereisung und darin besonders das Drenthe-Stadial waren oft Gegenstand der Gliederungsversuche. Nachdem die großen Linien von Stadien, Phasen und Staffeln in zusammenfassenden Arbeiten von LÜTTIG (1955, 1958), KAISER & SCHÜTRUMPF (1960), WOLDSTEDT & DUPHORN (1974) sowie LIEDTKE (1975) mehr oder weniger sicher erarbeitet waren, gerieten die feineren Abstufungen in den Blickpunkt der Diskussion. Besonderes Interesse erweckte das Gebiet westlich der Weser zwischen Bielefeld, Lemgo und Osnabrück.

Angeregt durch ältere Arbeiten wie von BÄRTLING (1920), MESTWERDT (1926, 1930) und HAACK (1930, 1935), die im Raum des Teutoburger Waldes einen besonderen glazialen Formenkreis zu einem „Osning-Stadium“ zusammenfügten, untersuchte KELLER in

*) Anschrift des Verfassers: Professor Dr. L. Hempel, Weierstraßweg 10, D 4400 Münster (Westf.).

zahlreichen Arbeiten von 1951 bis 1953 die Einzelglieder dieses „Stadiums“. Er konnte feststellen, daß verschiedene Teile dieser Kette, die von Ibbenbüren über Lengerich, Bad Iburg, Dissen und Borgholzhausen bis Bielefeld reichte, nicht als Endmoränen erklärt werden können. Als Folge dieser strengen Verneinung wurde auch die Diskussion über eine mögliche Eisrandlage am Teutoburger Wald abgebrochen. Hinzu kam, daß die in den 60er Jahren von SERAPHIM (1962, 1972, 1973a und b) begonnenen Studien mehr den östlichen Raum, das Lipper und Ravensberger Land, behandelten. Dort konnte er zahlreiche „Glaziale Halte“ — gewissermaßen Untereinheiten einer Phase — eliminieren.

Zur gleichen Zeit führte GELLERT (1965, 1966) aus Erfahrungen im Jungmoränengebiet Nordostdeutschlands für bestimmte glazifluviale Sand-Kies-Körper den Begriff „Endmoränenvertreter“ ein, den WOLDSTEDT & DUPHORN (1974), LIEDTKE (1975) und GRIPP (1975) in ihre Sammelwerke aufnahmen. Hinzu kam eine weitere Form von Endmoränenvertretung, Geschiebelehmdecken, die an Fläche und Mächtigkeit gegenüber dem weiteren Umland besonders auffielen. Für die Umgebung des Teutoburger Waldes hat SERAPHIM (1972) die alten Beobachtungen von STILLE & MESTWERDT (1911) und MESTWERDT (1917) über die „nicht unbeträchtliche Mächtigkeit des Geschiebemergels . . . an der Südgrenze der nordischen Vereisung“ aktiviert und die Korrespondenz solcher Vorkommen mit den von ihm kartierten Grobgeschiebehäufungen erkannt. In der Tat ist die Formulierung von MESTWERDT (1917: 41) bezeichnend, der von einer Beobachtungsstelle im Begatal sagt, daß „hier, wo die südlich vorgelagerten Höhen dem Eise ein weiteres Vorwärtsdringen verwehrten, die Grundmoräne endmoränenartig zu solcher Mächtigkeit aufgehäuft“ wurde. Damit hat er das ausgedrückt, was rund 50 Jahre später Kartierungshilfe für Studien über Eisbewegungen werden sollte.

Überdies wurde von verschiedenen Seiten das Spektrum der Formen an der „Eisrandlinie“ quantitativ und qualitativ erweitert, wie z. B. durch die Arbeit über „Die Entstehung von Geröll-Osern (Esker)“ von GRIPP (1978: insbes. 106). GRIPP (1975) war es auch, der gerade zur Frage nach der Funktion von Widerlagern für die Eisbewegung wichtige Erkenntnisse gewonnen hatte, die für die Deutung der Glazialformengenese in einem Bergland hilfreich sein können.

Zusammenfassend kann man sagen, daß alle diese neuen bzw. wieder belebten Kenntnisse über besondere Formen am Inlandeisrand es lohnenswert erscheinen ließen, die Punkte des alten „Osning-Stadiums“ unter diesem Aspekt zu untersuchen. Dabei soll es zunächst weniger auf die Zuordnung der Funde zu irgendeiner Glazialzeitmarke innerhalb des Drenthe-Stage ankommen. Vielmehr sollen unter Verwendung der früheren Beobachtungen alte und neue Aufschlüsse auf ihre Brauchbarkeit als Formen einer Eisrandlage überprüft werden. Das Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Geomorphologische Detailkartierung der Bundesrepublik Deutschland“ erlaubte mir mit der Spezialarbeit auf dem Blatt TK 25 Bad Iburg einen guten Einstieg in die Problematik. Für die Finanzierung der Forschungen sei der DFG herzlich gedankt.

2. Befunde

Die Beobachtungen wurden in den Blattgebieten der Topogr. Karte 1 : 25 000 von Lengerich (Nr. 3813), Bad Iburg (Nr. 3814), Dissen, früher Borgholzhausen (Nr. 3815), Bockhorst (Nr. 3915) und Halle i. W. (Nr. 3916) gesammelt. Sie werden im Detail maßstabstischblattweise dargestellt.

2.1 Blatt Lengerich (vgl. Abb. 1)

Im Blattgebiet von Lengerich gibt es nur eine Stelle im Teutoburger Wald, wo bei einer Paßhöhe von 135 m Gletscher relativ ungehindert von N nach S durch das Gebirge vorstoßen konnten: Nahe der Stadt Lengerich. Es fällt auf, daß in unmittelbarer Nach-

barschaft dieses Durchganges auf den Cenoman-Hängen der Südseite des Teutoburger Waldes viele Erratica liegen, während die weitere Umgebung arm an Findlingen ist. Dies gewinnt insofern noch an besonderer Bedeutung, als gerade im Gebiet mit höchster Wohnplatzdichte und ländlichem Charakter eiszeitliche Geschiebe viel häufiger und zahlreicher in Häusern verbaut sein müßten als in der dünner besiedelten Umgebung. Auch die Südhanglage rings um den Paß, d. h. abgewandt von der Vorstoßrichtung des Eises, spricht dafür, daß hier eine Akkumulation durch Ausbreitung des Eises nach Passieren einer Engstelle und damit in relativ ruhiger Lage erfolgt sein muß. Den Eisvorstoß aus N bestätigen auch die zahlreichen Geschiebe aus Konglomeraten und hellen Sandsteinen des Oberkarbons (Westfal) vom Hügel in den glazialen Sedimenten um den Paß, von denen bereits HAACK (1935: 22) berichtet hat.

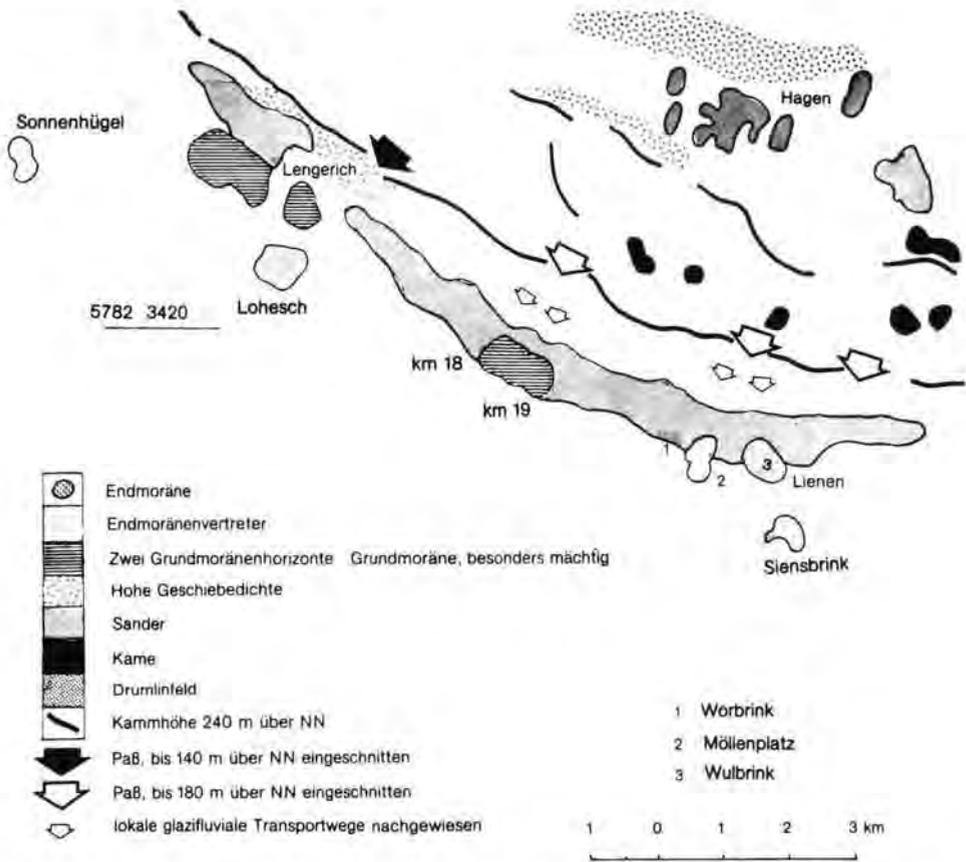


Abb. 1: Glaziale und glazifluviale Ablagerungen im Bereich des Blattes 3813 Lengerich der TK 25.

Für eine besondere Ablagerungssituation in der Paßumgebung spricht auch folgende Beobachtung: An vielen Stellen des Hanges des Teutoburger Waldes zur Münsterschen Bucht liegen mehr oder weniger regelmäßig Nachschüttsande auf Grundmoränenablagerung (Geschiebelehm). Daß es sich um fluviatil abgelagerte Sande auf primärer saaleiszeitlicher Lagerstätte und nicht um periglaziale Ablagerungen postdrenthestadialen Alters handelt, beweist die ungestörte Schichtung, z. T. in mehr oder weniger großen Schwemm-

kegeln und -fächern. „Knäuelig-verwürgte Schichtungen“, wie sie THIERMANN (1970: 122—123) auf dem benachbarten Blattgebiet von Tecklenburg gefunden hat, treten zwischen Lengerich und Lienen auch auf. Ich habe sie aber nur in höheren Hanglagen und damit in ähnlicher Position wie bei THIERMANN'S Fundorten angetroffen. Eine Bohrung Nr. 4 (zitiert nach HAACK 1935: 43) möge als Beispiel für eine Reihe anderer stehen:

SO Personenbahnhof Lengerich

bis 0,25 m	schwach humoser Sand	(Alluvium)
bis 8,20 m	gelber und grauer kalkfreier Sand	(Nachschüttsand)
bis 9,50 m	brauner, stark kalkhaltiger Geschiebelehm	(Grundmoräne)
	(r: 3421000 h: 5784100; r: 3422500 h: 5783700)	

Am Paß von Lengerich liegt über der normalen Ablagerungsfolge „Vorschüttsand und -kies, Geschiebelehm der Grundmoräne, Nachschüttsande“ eine weitere Folge von Lehm in grauer Farbe, der von Plänerkies oder Sand abgedeckt wird. Darauf lagert ein dünner Lößlehmschleier. Eigene Bohrungen und Analysen erbrachten das folgende Ergebnis (Korngrößen-^{0/10}):

Tab. 1: Korngrößenanalyse, Mächtigkeit und Deutung eiszeitlicher Sedimente bei Lengerich

Substrat	<0,002	>0,002— 0,006	>0,006— 0,02	>0,02— 0,06	>0,06— 0,2	>0,2— 0,6	>0,6 mm 2,0 mm	Mächtigkeit
Lößlehm	4,0	6,4	42,0	27,2	19,6	0,4	0,4	bis 3,5 m
Sandlöß	3,7	2,8	19,2	62,7	7,3	4,1	0,2	bis 5,0 m
Geschiebelehm	36,6	25,2	20,0	15,0	2,0	1,2	—	bis 6,0 m
Kies	—	—	—	—	—	—	—	bis 8,7 m
Sand	1,7	—	0,2	1,2	44,4	51,2	1,3	bis 10,8 m
Geschiebelehm	22,0	31,3	30,2	12,0	3,2	1,3	—	bis 16,0 m

Diese Abfolge ist noch einmal in breiterer Front an der Straße Lengerich—Lienen anzutreffen (vgl. auch HAACK 1935: Bohrung Nr. 8). Dort liegt sie zwischen den Kilometersteinen 18 und 19 und korrespondiert mit einer Einsattelung des Teutoburger Waldes um 160 m, die damit unter der Grenze höchster Geschiebelehmfundes in dieser Gegend (225 m) liegt. So dürfte auch hier ein bevorzugter Vorstoßweg des Eises gewesen sein. Diese Auflage einer zweiten Geschiebelehmdecke von rund 1,5 m Dicke, von der ersten mit einer Dicke von bis 5 m eindeutig durch 1—4 m mächtige Sand- und Kieslagen getrennt, belegt ohne Zweifel einen eigenständigen Auflagerungsvorgang.

Es handelt sich nach den Regelungsmessungen um eine autochthone Grundmoräne, denn die Diagramme zeigen bei einer Hangneigung von NE nach SW nur fluviatile Spektren. Bei einer Geschiebelehm-Fließerde müßte die Gruppe I ein Maximum aufweisen. Im übrigen zeigt die Schichtung keine Störungen durch Verknetungen oder Gleittexturen.

Tab. 2: Regelungsdigramme aus glazialen Ablagerungen bei Lengerich (Lokalität siehe oben: Rechts- und Hochwerte wie Tab. 1) *)

	I	II	III	IV
Messung 1	28	30	40	2
Messung 2	29	26	42	3
Messung 3	26	23	40	11

*) Alle Regelungsmessungen wurden nach der Methode von POSER & HÖVERMANN (1951) durchgeführt.

Zu diesen Besonderheiten bezüglich des Geschiebelehms und damit grundmoränischen Akkumulationen kommt im Falle von Lengerich eine weitere Ablagerungskette. Schon KELLER (1952a) hat „Sand- und Kieshügel vor dem Teutoburger Wald bei Lengerich und Lienen“ untersucht. Gewissermaßen als äußere Begrenzung jener glazialen Sedimente, die zwei Geschiebelehmhorizonte besitzen, liegen die „Sonnenhügel“ in der Bauerschaft Antrup (500 m mal 300 m) und der „Lohesch“ in der Bauerschaft Niederlengerich (1000 m mal 600 m). Sie stellen glazifluviale Ablagerungen dar, die KELLER (1952a) als Kames, also Toteisformen, gedeutet hat. Inwieweit diese Deutung richtig ist, kann aus den Beschreibungen von KELLER bzw. den derzeitigen Beobachtungsmöglichkeiten — die Sonnenhügel sind für den Autobahnbau ausgebaggert, zu Seen geworden — nicht geprüft werden. Es ist mindestens zweifelhaft, aus der „Konformität zwischen der morphologischen Kuppengestalt und der inneren Struktur“ (KELLER 1952a: 435) auf eine Kame schließen zu wollen. Die Oberfläche ist bei Hangneigungen über 2° mit Sicherheit während des Warthestadials und der Weichseleiszeit von periglazialen Bodenfließvorgängen betroffen gewesen, worauf auch der von KELLER (1952a: 437) selbst beobachtete Brodelboden bis 0,8 m Tiefe hinweist. Eine Mischung von Eisendlage nach der Oro- und Topographie sowie Eisstagnation und -zerfall dieser Endlage im Sinne von Toteis dürfte den Befunden als Erklärung näher kommen. Die Formen wären somit „Endmoränenvertreter“ im Sinne von GELLERT (1965, 1966) und GRIPP (1975).

Für die Sand- und Kieshügel bei Lienen muß festgehalten werden, daß sie sowohl nach Umfang als auch nach Höhe auffällig aus ihrer umgebenden Glaziallandschaft herausragen: Wolbrink 500 m mal 300 m und 8 m hoch; Siensbrink 500 m mal 400 m und 12 m hoch; Worbrink und Möllenplatz 600 m mal 300 m und 12 m hoch. Damit wird von der Topographie her die Frage nach dem Grund dieser Reliefenergie aufgeworfen. Mangels Übereinstimmung von innerer Struktur und äußerer Oberfläche verneint KELLER (1952a) eine Erklärung als Kames. Nach der Schüttungsrichtung zu urteilen — sie weist von N nach S — können alle Hügel nicht in die Reihe der von SERAPHIM (1973b) für das NE-Münsterland entdeckten Drumlins eingeordnet werden. Bemerkenswert ist, daß auch diese besonderen Glazialakkumulationen mit einem flachen Sattel im Teutoburger Wald korrespondieren, so daß ein Weg für Eis dorthin frei war. Auch hier spricht der Befund nach Oro- und Topographie sowie Struktur und Textur (stark wechselnde Schüttungsrichtung bei Aufgliederung in Schichten mit Fein- und Mittelsand, Schluffbänken und einzelnen Kiesen nordischen Ursprungs) für eine Kombination einer lokalmoränischen Eisendlage und Toteisablagerung.

Im übrigen gibt KELLER (1952b: 356) bei der Darstellung der „Kames im Becken von Hagen (Bez. Osnabrück)“, d. h. nördlich des Teutoburger Waldes, selbst Hinweise, daß die meisten dieser dort gefundenen, zahlreichen, glazifluvialen Ablagerungen einen Bewegungsmechanismus in Richtung des Passes von Bad Iburg anzeigen, wenn er sagt, daß im Becken von Hagen die fluvioglazialen Kames nach ihrer inneren Textur und räumlichen Anordnung als zwei Schotterströme sich dort vereinigen, bevor sie ihren Weg nach der Iburger Pforte fortsetzen. Darüber hinaus stellt er fest, daß der Verlauf der Schotterzüge eine großräumige Abhängigkeit von den höchsten Erhebungen der Beckenumrahmung deutlich macht, die wahrscheinlich zur Zeit der Entstehung der Kames bereits ausgeapert waren. Damit kann aber von einem echten Toteisformenkreis, wie ihn die KELLERSche Kames-Definition (1952c) beinhaltet, nicht die Rede sein. Außerdem zeigen die Höhenlagen der sogenannten Kames und der glazialen Sedimente weiter südlich am Paß von Iburg an, daß ihre Genesen formal und zeitlich verschieden sein müssen. Die „Kames“-Oberflächen liegen zwischen 90 und 150 m über NN, die noch zu beschreibenden Eisablagerungen bei Bad Iburg am Paß, d. h. also weiter gefälleabwärts, um 150–160 m hoch. Dies verwundert um so mehr, als nach KELLER (1952b: 363) die vorsaaleiszeitliche Mor-

phologie des Untergrundes, auf dem die „Kames“ heute aufsitzen, ohne Einfluß auf deren Verlauf gewesen sein soll.

Vielmehr dürfte die Erklärung darin zu suchen sein, daß die vermeintlichen Kames relieforientierte Sanderschüttungen eines nördlicher gelegenen Eisrandes darstellen, die ein Gletscher um Osnabrück markiert hat. Dichtestreifen von Geschieben im Raum nördlich und nordwestlich von Hagen, vor allem im Wurzelgebiet dieser Sand-Kies-Hügel, weisen auf einen Halt des Eises hin. Wie die Gefälleverhältnisse der Schüttungen zeigen, müssen diese jünger sein als die Sedimente der Eisrandlage am Paß von Bad Iburg, worauf bereits KELLER (1952b) hinwies. Darüber hinaus können in diese glazifluvialen Ablagerungen auch die älteren, mit dem Paß von Bad Iburg zusammenhängenden Sedimente mit eingearbeitet sein, wie die zahlreichen Geschiebe der Plänerkalke zeigen, auf die auch schon HAACK (1935: 23) aufmerksam machte.

2.2 Blatt Bad Iburg (vgl. Abb. 2)

Die beiden breitesten, tiefsten und damit wichtigsten Einschnitte im Teutoburger Wald innerhalb des Blattgebietes von Bad Iburg sind der bei Bad Iburg und der bei Hilter. Der erste enthält eine Menge glazialer Akkumulationen. Mit einem Radius von ungefähr 2 km um den Durchlaß dehnt sich eine Nachschüttungsfläche aus, unter der an einigen Stellen der Geschiebelehm der Grundmoräne erbohrt wurde. Die Mächtigkeit dieser Decke von

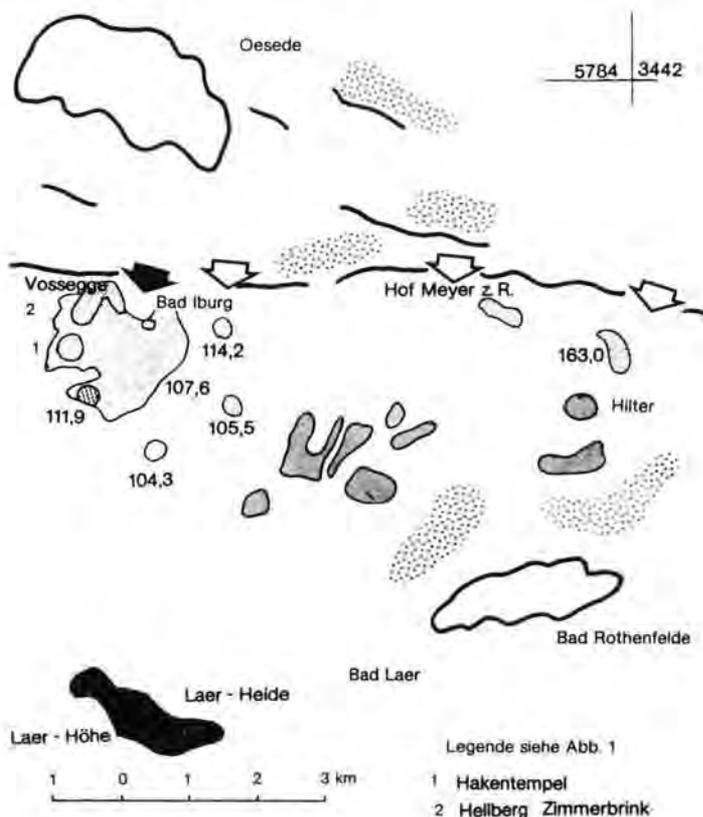


Abb. 2: Glaziale und glazifluviale Ablagerungen im Bereich des Blattes 3814 Bad Iburg der TK 25.

Nachsütsanden ist auffallend groß und kann bis 25 m betragen. Normalerweise ist sie 1—5 m dick.

Für die Beurteilung der übrigen glazifluvialen Formen am Paß von Bad Iburg ist wichtig, daß unter allen höheren Sedimenten die Grundmoräne und die Nachsütsande liegen. So ruhte die Abbausohle der Sandgrube bei Punkt 111,9 (nach KELLER, 1952d: „Der Evenbrink“) auf dem Geschiebelehm der Grundmoräne. Diese Tatsache und die regellose Anordnung von Kies- und Sandschichten — nach KELLER (1952d: 76—79) eine endmoränische Ablagerung — waren mit ein Grund für die Stilllegung. Auch im Haken-tempel war 1976 ein Lehmhorizont erreicht und damit Nachsütsande und hangende glazifluviale Aufschüttungen durchteuft. In der Voßegge ist die Grubensohle noch nicht auf dem Geschiebelehm der Grundmoräne angekommen.

Einen besonderen, im ganzen Paßbereich auf allen Glazialhöhen nachweisbaren Vorgang der Akkumulation belegen die Grobkieslagen. Die Beschreibungen von KELLER (1952d) von der Voßegge, dem Hellberg, Zimmersbrink und Haken-tempel über Strukturen und Texturen der Kiese können durch Funde weiterer Kiesdecken auf den Höhen 104,3 (2 km SSW von Glane), 107,6 (1 km SW von Glane), in der Umgebung von Punkt 105,5 (Straße Glane-Bad Laer) sowie auf der Höhe 114,2 (0,5 km NE von Glane) ergänzt werden. Damit spannt sich über einer mehr oder weniger mächtigen Sanddecke mit Schluffbänkchen eine Ablagerung, die aus einem schnell fließenden Schmelzwasser resultiert. 2—6 m breite Bachbetten, scharf gegen liegende Sande abgesetzt, waren bis vor wenigen Jahren noch im Bereich der Voßegge und benachbarten Höhen zu beobachten. Sie sind dem Sandabbau zum Opfer gefallen. Noch heute sind aber die Kieskappen der übrigen südlichen und östlichen Peripherieteile der Glazialablagerungen um den Paß erhalten. Die Kieslagen sind dort nach der Kompaktheit und Geschiebegröße zwar nicht so eindrucksvoll ausgeprägt wie ehemals im westlichen Teil des Bogens, aber an einem einheitlichen Ablagerungszyklus lassen sie auch wegen der Ähnlichkeit der Gesteinsspektren keinen Zweifel, wie Vergleiche von den sehr detaillierten Angaben von KELLER (1952d) mit eigenen Beobachtungen sowie Auszählungen von Geröllen aus Cenomankalk, Graniten, Gneisen, Feuersteinen, Osningsandstein, Terebratulakalk des oberen Muschelkalks und Tonmergel ergeben haben.

Was die Deutung dieser Sedimentationsfolge anbetrifft, so wird man auf jeden Fall an eine Eisrandlage denken müssen. Dies wird auch durch die äußere Form des Reliefs angezeigt. Im W und S stark, im E weniger stark ausgeprägte Höhen umschließen halbkreisförmig den Paß und markieren damit geradezu zwangsläufig den Umriss einer Gletscherzunge. Zu diesem Bild paßt auch die Beobachtung, daß neben dem Hauptbogen von ca. 1,5—2,0 km Radius ein zweiter, näher am Paß liegender Bogen von Sand-Kieshöfeln ausgewiesen werden kann. Dieser zweite, innere Bogen wurzelt an der Voßegge, führt in südöstlicher Richtung zur Bundesstraße 51 Bad Iburg—Münster, läuft über eine flache Höhe (Fabrikgelände) und endet weiter ostwärts am Kol-Bach. Dort war neben einer Sand-Kiesgrube nach HAACK (1930: 46) ein Profil mit bis 35 m Sand, 35 bis ca. 70 m Kies, ab ca. 70 m „Felsen“ (= Turon) erbohrt worden. In Brunnenbohrungen auf dem Stück zwischen Voßegge und der Bundesstraße 51 — zitiert nach HAACK (1930: 36) — folgte einer 38 m dicken Sandlage der Geschiebelehm (28 m—61 m „Dauleim mit Mergel“ und darunter der „Felsen“ des Turons). Damit zeigt auch dieser Höhenzug ungewöhnliche Merkmale sowohl nach Reliefform als auch nach Sedimentinhalt, so daß insgesamt das Bild einer zweiphasigen Abschmelzlage vor dem Paß von Bad Iburg entsteht.

KELLER (1952d) hat einen Teil der Hügel um den Paß von Bad Iburg als Os zu erklären versucht. Beim damaligen Zustand der Aufschlüsse mag sich eine solche Deutung angeboten haben. Mit schnellem Fortgang der Sand-Kies-Entnahme, insbesondere nach 1970, wobei vor allem die westlichen Ränder der Hügel aufgeschlossen wurden, stellte

sich heraus, daß ein wichtiges Argument der Os-Erklärung von KELLER entfiel: Die durchgehend horizontale Schichtung der Fein- bis Mittel-Sande strich an den Hügelhängen nicht frei aus. Es gab Stellen, da bogen die Sandschichten nach W und SW mit bis 20° Neigung ab. Zum Teil lagen aber über den abgebogenen Schichten horizontal neue Sand-Schluff-Kiesstreifen. Stellenweise wurden auch diese weiter nach W gehend von schräg-verlaufenden Sedimenten ähnlicher Struktur abgelöst. Es war ein bunter Wechsel von großfächrigen Akkumulationen fluvialen Charakters. Das war das Bild der mittleren und unteren Partien am Westhang des Hakentempels und an der Voßegge, die im übrigen von periglazial bewegten Sand-Kies-Lagen bedeckt waren. Inwieweit in den oberen Hangteilen die ursprünglichen Verhältnisse durch weichsel- und endsaale-eiszeitliche Fließerbewegungen verstümmelt worden sind und damit eine mögliche Zone der Schichtenabbiegung abgetragen wurde, kann aus den Befunden im Gelände nicht erschlossen werden. Dies ist aber für die Deutung von geringer Bedeutung.

Auch ein zweiter Baustein für ein N—S-streichendes Os im Sinne von KELLER (1952d) ist durch den fortlaufenden Abbau entfallen. Die Betten mit groben Schottern hatten in der Voßegge und im Zimmerbrink ost-westliche Richtung und lagen damit richtungskordant auf den Sanden. Im westlichen Teil des Hakentempels verlief ein Schotterbett sogar von SE nach NW.

Schließlich fehlt auch die bei Osern in der Regel anzutreffende Korngrößen-sortierung in der Längsrichtung von groben zu feinen Bestandteilen.

Für die Erklärung der Gesamtsituation bietet sich vielmehr die von LIEDTKE (1975: 42) unter Benützung der Studien von GRIPP (1938) geschilderten Vorgänge des „Stagnierenden Eises“ an.

Die im Blattgebiet von Lengerich festgestellte Korrespondenz von Einschnitten im Teutoburger Wald mit dem Auftreten von besonderen Glazialablagerungen ist auch im Blattgebiet von Bad Iburg zu erkennen. Neben den eben geschilderten Verhältnissen bei Bad Iburg ist auch der höhere Paß nördlich von Hilter eine Stelle, an der auffallend mächtige drenthestadiale Geschiebe abgelagert worden sind. Weder nach der äußeren Form noch nach der Textur kann man dieses Vorkommen als Endmoräne bezeichnen, wie es HAACK (1930) getan hat. Wohl aber dürfte auch durch die Gunst des Einschnittes im Teutoburger Wald vermehrt Eis bzw. Schmelzwasser nach Abschluß der drenthestadialen Hauptablagerung Schotter dort deponiert haben. Auch die Massierung von Erratica auf den umgebenden Hängen weist auf einen bevorzugten Platz glazialer Akkumulation.

Schließlich sei auf die Kies-Sand-Vorkommen in der Einsattelung zwischen Gr. Freeden und Spannbrink beim Hof Meyer zu Reckendorf hingewiesen. Auch da würde ich nicht wie HAACK (1930) eine Endmoräne ausweisen, sondern wie KELLER (1953a) von glazifluvialen Ablagerungen sprechen, die wegen ihrer singulären Position einen längeren Ausschmelzprozeß markieren.

Der Vollständigkeit halber sei auf eine Sand-Kies-Hügelgruppe in Laer-Heide und Laer-Höhe verwiesen. Sie wurde von HAACK (1930) als endmoränische Ablagerung, von KELLER (1951a) als Großkame gedeutet. Die Beobachtungen bei fortschreitendem Abbau haben nur insofern neue Erkenntnisse erbracht, als an einzelnen Stellen, so bei Punkt 80,0 und in den Aufschlüssen westlich des geradlinig N—S-verlaufenden Hauptweges, kleinflächig Schuppenstruktur in Sand-Kies-Lagen gefunden wurden. Ihre Größe läßt einen Schluß auf endmoränische Textur zu. Es können aber auch pseudotektonische Versetzungen innerhalb einer Kame-Ablagerung sein. Allerdings bleibt KELLER (1951a: 362) bei der Erklärung der Sand-Kies-Höhen als Großkame den Beweis für die Existenz „mehrerer ursprünglicher Wannens im Eisuntergrund mit Kame-Struktur“ schuldig. Er bestätigt das Fehlen dieses Beweises, indem er sagt, daß in der Großkame die Einzelkonturen der Kleinkames mehr oder weniger nicht in Erscheinung träten.

Insgesamt gesehen gewinnt man auch vom Blattgebiet Bad Iburg den Eindruck, daß die aufgefundenen glazifluvialen Ablagerungen eher einen Eisrand markieren und damit „Endmoränenvertreter“ sind als Zeugen von Toteis darstellen. Das Endmoränenstück auf dem Evenbrink stützt diese Erklärung.

2.3 Blatt Dissen (früher Borgholzhausen) und Blatt Bockhorst (vgl. Abb. 3)

In den Blattgebieten Dissen und Bockhorst liegen zwei Pässe, durch die ein Eisstrom bevorzugt in die Münstersche Bucht einfließen konnte: Bei Dissen-Nolle und bei Borgholzhausen. An beiden Pässen haben sich die vom Blattgebiet Bad Iburg bekannten, besonderen Glazialablagerungen bilden können. Großflächig sind es Grundmoränenreste,

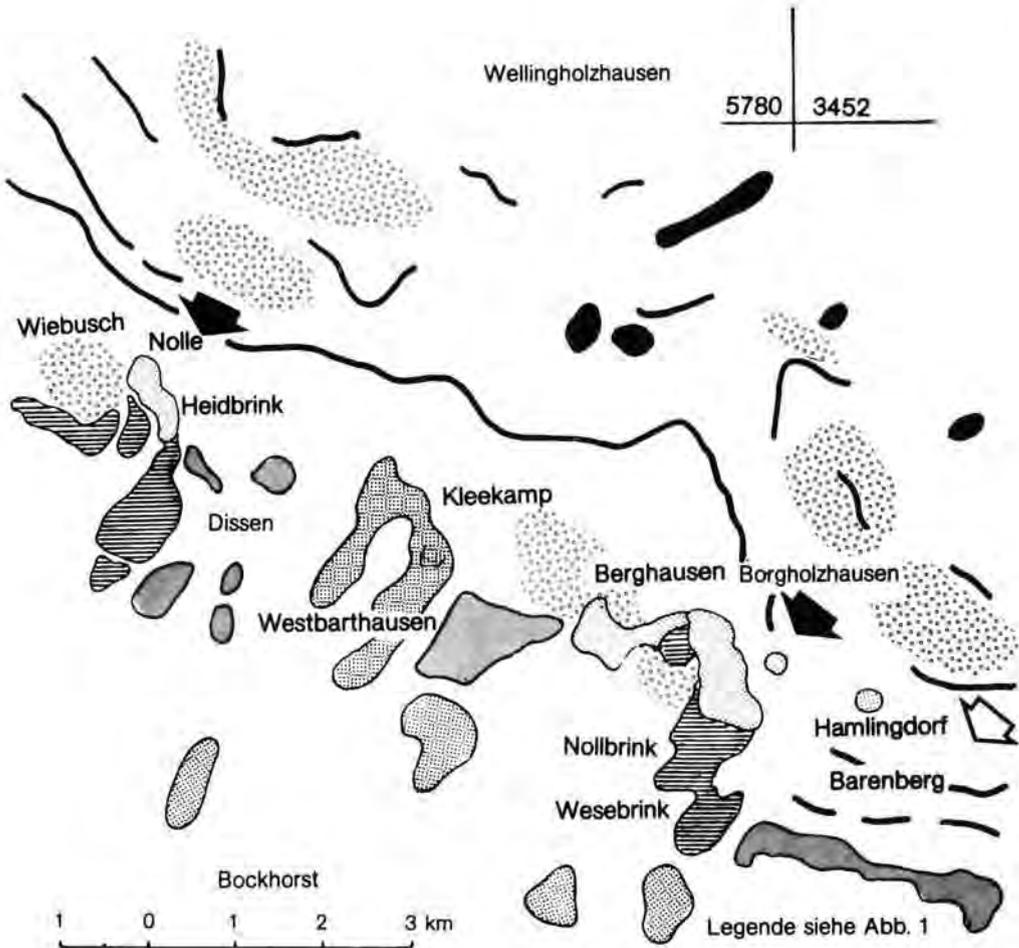


Abb. 3: Glaziale und glazifluviale Ablagerungen im Bereich des Blattes 3815 Dissen (früher Borgholzhausen) und 3915 Bockhorst der TK 25.

die im Hangenden der Nachschüttungsande zu finden sind. Reiner Geschiebemergel in Wechsellagerung mit ungestörten Sand- und Geröllschichten schließen eine Fließerdeerklärung genauso aus wie die Ergebnisse der Regelungsmessung: r: 3444100 h: 5776900.

Tab. 3: Regelungsmessungen in glazialen Ablagerungen bei Dissen

	Hangneigung N—S			IV
	I	II	III	
Geschiebemergel	25	30	22	23
	22	27	25	25
Geröllschichten	24	27	39	10
	19	30	47	4

Tab. 4: Korngrößenanalysen, Mächtigkeit und Deutung von glazialen Ablagerungen bei Dissen-Nolle

Ort	<0,002	>0,002— 0,006	>0,006— 0,02	>0,02— 0,06	>0,06— 0,2	>0,2— 0,6	>0,6 mm 2,0 mm	Mächtig- keit
Südfuß des Heidbrinks	—	—	32	28	21	9	10	Sand —1,2 m
r: 3444660	11	31	24	18	10	6	—	Geschiebe- lehm II —2,1 m
h: 5676750	—	—	—	3	40	51	6	Sand + Kies —4,1 m
	23	34	27	11	5	—	—	Geschiebe- lehm I — > 5,3 m
Südwestfuß des Heidbrinks	—	—	17	42	31	8	2	Sand —0,8 m
r: 3444400	17	33	21	20	8	1	—	Geschiebe- lehm II —1,5 m
h: 5676800	—	—	—	8	52	34	6	Sand + Kies —3,1 m
	36	22	18	12	7	5	—	Geschiebe- lehm I — > 4,2 m
bei Wiebusch 1 km westl. von Nolle	—	—	—	14	42	41	3	Sand —0,3 m
r: 3443850	38	20	21	9	6	6	—	Geschiebe- lehm I — > 2,1 m
h: 5677275								
Hohlweg 750 m ostw. von Nolle	3	7	41	30	16	3	—	Lößlehm —0,7 m
r: 3445500	—	—	—	—	42	47	11	Sand + Kies —2,8 m
h: 5676800	41	19	17	13	6	4	—	Geschiebe- lehm I — > 4,1 m

Ähnliche Ablagerungsfolgen sind vor allem im westlichen und südlichen Akkumulationssektor des Paßvorlandes verbreitet. Diese topographische Lage korrespondiert mit den Funden an den anderen Pässen. Sie können im Sinne von WOLDSTEDT & DUPHORN (1974: 32) als Markierung für eine „Eisrandlinie“ bei geringer Gletscherdicke gewertet werden. Diese Ablagerungsfolge war bereits MESTWERDT (1930: 41, 79—80) bekannt, wie die Bohrprofile Nr. 3 westlich der Homann-Werke in Dissen bzw. Nr. 6 800 m südwestlich vom Bahnhof Dissen—Bod Rothenfelde zeigen. Darüber hinaus haben Korngrößenanalysen von Proben benachbarter Bohrungen aus etwa 2,0 m Tiefe gezeigt, daß die obere Lehmedecke zu einem Geschiebelehm gehört und nicht Rest von Lößlehm ist.

In Lagekorrespondenz zu den Grundmoränenresten erstrecken sich an beiden Pässen Sand-Kies-Hügel: Heidbrink bei Dissen-Nolle; Wesebrink und Nollbrink bei Borgholzhausen. Diese wurzeln an den Südhängen des Teutoburger Waldes und bilden einen Viertelkreis um den jeweiligen Paß. MESTWERDT (1930) hat sie vor allem wegen ihrer äußeren Form als Endmoränen gedeutet. In der Tat legen die morphologischen Formen eine solche Erklärung nahe, denn alle drei Höhenzüge stellen aus Hang und Ebene markant herausragende Gebilde dar. Die Reliefenergie beträgt 20—30 m. Zudem sind ihre Hänge relativ steil. KELLER (1953a, 1953b) hat beide Hügelgruppen als glazifluviale Ablagerungen gedeutet. Was den Wesebrink anbetrifft, so konnte er damals mangels Aufschlüsse keine genaueren Angaben für die genetische Analyse machen. Er meinte, daß „nach dem äußeren morphologischen Bild eine Ähnlichkeit mit dem Iburger Os nicht von der Hand zu weisen“ sei (KELLER 1953a: 195). Ein junger Aufschluß, der gerade Einblick in die Grobkieszone gestattet, zeigt, daß in der Tat eine Ähnlichkeit mit den Verhältnissen in der Vofsege, dem Hellberg und dem Zimmerbrink besteht. Sie betrifft die wechselnde Fließrichtung der „Talzüge“ mit kopfgroßen Geschieben, eingebettet in Fein- und Mittelsande und Schlufflagen. Eine solche fluviatile Mechanik entspricht aber nicht der Genese eines Oses, wie ich das bereits für die Hügel bei Bad Iburg gesagt habe. Darüber hinaus würde auch die Schüttungsrichtung von NE nach SW nicht zur Oberflächenachse von NW nach SE passen. Im übrigen bestehen an der Zuordnung der Wesebrink-Ablagerungen zu einem Gletscher aus nördlicher Richtung nach den Geschiebeaufnahmen von SERAPHIM (1972a: 34, 46, 47, 53, 54) keine Zweifel. Es dürfte sich hier um den südwestlichen Rand des von SERAPHIM (1972a) als Aue-Hunte-Gletscher bezeichneten Eisstromes handeln. Die Ablagerung wäre genetisch eine Randmoräne.

Für den Nollbrink hat KELLER (1953a) allein aus der Übereinstimmung von allgemeiner Fließrichtung und Oberfläche eine Kame-Form gefolgert. Dazu ist zu bemerken, daß gerade die äußere Form durch Täler rezenter Gewässer bzw. Trockentäler das Produkt jüngerer Abtragung ist, wie das übrigens auch KELLER (1953a: 195, 197) erwähnt. Damit ist das Argument von der annähernden Korrespondenz von Urrelief und Textur wenig überzeugend. Das weitere fällt auf, daß die Sand-, Kies- und Schlufflagen paketweise stark verstellt sind. Dies ist zwar kein eindeutiger Beweis für Drucktexturen, wie sie bei Endmoränen vorkommen. Sie zeigen aber, daß die Ausschmelzprozesse recht wirr abgelaufen sind, wie es in Eisrandlagen vor allem bei geringer Eisdicke üblich ist. Auch die von KELLER (1953a: 196) geschilderten Abkippen von Schluffbänken nach N, NE und S von 15 bis 20° passen genauso in das Bild eines Endmoränenvertreters. Die gebirgsparallele Richtung der Schüttungsstrukturen wird im übrigen zwangsläufig durch die sperrende Lage des Barenberges südöstlich von Borgholzhausen erklärt und bedarf daher keiner besonderen Hilfskonstruktionen durch Toteislagen. Dabei kann Eis des Münsterland-Gletschers, wie SERAPHIM (1973b) beschrieben hat, durchaus mit an der Linienführung von äußerer Form und Sedimentinhalt des Nollbrinks beteiligt sein.

Selbständige morphologische und — nach KELLER (1953a: 195) — auch geologische Gebilde sind Anhäufungen von eckigem, grobem Schutt vorwiegend aus Cenoman-Kalkge-

Tab. 5: Regelungsmessungen in Baugruben des Neubaugebietes im SW von Borgholzhausen
(r: 3451350; h: 5773950)

Moränische Ablagerung	I	II	III	IV
	25	28	27	20
	24	29	26	21
	28	21	27	24
Fluviatile Ablagerung	I	II	III	IV
	30	22	41	7
	21	30	46	3
	26	30	39	6
	24	26	47	3

steinen in der Neusiedlung im SW von Borgholzhausen und in Hämlingdorf. Zahlreiche Baugruben gewährten Einblick in die Struktur und Textur dieser Akkumulationen. Regelungsmessungen schlossen eine solifluidale Masse aus, was nach allen Kenntnissen über die Trägheit von Kalkgestein für Fließerdeformen auch nicht erwartet werden konnte. Paketweise waren die mehr kantengerundeten Gesteine, z. T. in Wechsellagerung mit Sand, auf verschiedene Bewegungsrichtungen eingeregelt und beweisen damit einen Ablagerungsvorgang mit wechselnder Fließrichtung. Der gegenüber anderen Ablagerungen mit Grobkomponenten reiche Anteil von nichtnordischen Stücken läßt die Erklärungsmöglichkeit als lokale Eisrandlage zu, die auf den Paß von Borgholzhausen ausgerichtet war. Nach der Kleinheit der Reliefformen könnte man darin eine ähnliche glaziale Rhythmik wie bei der Abfolge im Paß von Bad Iburg sehen. Damit würde diesen Ablagerungen am Nollbrink und Wesenbrink in jedem Fall eher eine doppelte Eisrandlage als eine Toteisposition zuzuordnen sein. Auch diese Genese der beiden Brinks bedeutet die Stellung eines Endmoränenvertreterers.

Am Heidbrink bei Dissen-Nolle fehlen Aufschlüsse, die Struktur und Textur erkennbar machen. Hier erlaubt nur die Ähnlichkeit der Lage vor dem Paß wie in den anderen Fällen einen Schuß auf eine „Besondere Glazialablagerung“. Die äußere Form würde einer Akkumulation in Eisrandlage nicht widersprechen.

Nicht ins Bild von der Zuordnung besonderer Eisrandlagen zu den Pässen mit Hilfe moränischer und glazifluvialer Bildungen passen die Geschiebelehm-Sand-Kies-Ablagerungen zwischen Dissen und Borgholzhausen bei West- und Ostbarthausen sowie Kleekamp. Sie liegen am Fuß hoher, doppelt gestaffelter Kämme, so daß ein Transportweg über das Gebirge schwer vorstellbar ist. In einer Untersuchung hat Seraphim (1973b) für das Gebiet von Bad Rothenfelde bis Bielefeld-Brackwede Eisablagerungen eines Gletschers aus der Münsterländer Bucht aus westlicher bis südlicher Richtung nachweisen können. Die Befunde, zu denen — allerdings ohne Aufschlüsse — auch das in Frage stehende Areal gehört, sprechen für eine Drumlin-Bildung. Damit dürften diese gewissermaßen azonalen Moränengebilde eine befriedigende Stellung im System der Eisbewegungen gefunden haben.

Die heutigen Dichtezonen der Erratica markieren die Wanderwege des Inlandeises auf beide Pässe zu. Die Anhäufungen westlich von Borgholzhausen in den Bauerschaften Berghausen und Kleekamp kennzeichnen eine Bewegungsrichtung des Eisstromes, wie er nach Durchschreiten des Passes durch die Sperre des Barenberges mit über 200 m, stellenweise über 260 m, allein möglich war. Damit wird ein weiteres Mal die regulierende Funktion des Berglandreliefs auf die Ausbreitung des Inlandeises deutlich (vgl. SERAPHIM 1973 a).

Kames sind nördlich des Teutoburger Waldes überall dort zu finden, wo Eisströme durch das Gebirge in breite Tiefenzonen konzentriert wurden und die spätere Abtragung

infolge weitständiger Kammlinien nur wenig in die Tiefe erodieren konnte. Damit blieb die Reliefenergie gedämpft. So ist der Weg von Wellingholzhausen nach Borgholzhausen kamesreich, der von Wellingholzhausen nach Dissen dagegen kamesarm.

2.4 Blatt Halle (Westf.) (vgl. Abb. 4)

Im Blattgebiet von Halle (Westf.) fällt der Mangel an besonderen glazialen Ablagerungen südlich des Teutoburger Waldes auf. Schon SERAPHIM (1962) erwähnte bei seinen Untersuchungen über den Raum des südlichen unteren Weserberglandes, daß die Cenoman-kalk-Kämme des Teutoburger Waldes westlich von Bielefeld wohl zeitweise eisbedeckt waren, sich aber während des Osning-Haltes nicht in unmittelbarer Randlage des Inland-eises befunden haben. Aus den Geschiebezählungen und im Vergleich mit dem Lämmers-hagener Lobus läßt das nach seiner Meinung „nur die Deutung zu, daß die Fortsetzung des Eisrandes während des Osning-Haltes hier (gemeint ist das Gebiet von Bielefeld bis Halle i. W., der Verf.) nicht zu suchen ist“ (SERAPHIM 1962: 47—50).

Eigene Geschiebezählungen haben aber gezeigt, daß ein Dichtestreifen mit Unterbrechung von Bielefeld bis westlich Werther zieht, in dem gebietsweise bis 400 Blöcke pro km² registriert wurden. Dabei wurden alle in Häuser und Mauern verbaute mit einbezogen. Südlich der Ketten ist das Vorkommen ganz gering. Im Gelände waren es etwa 5. Die Zahl

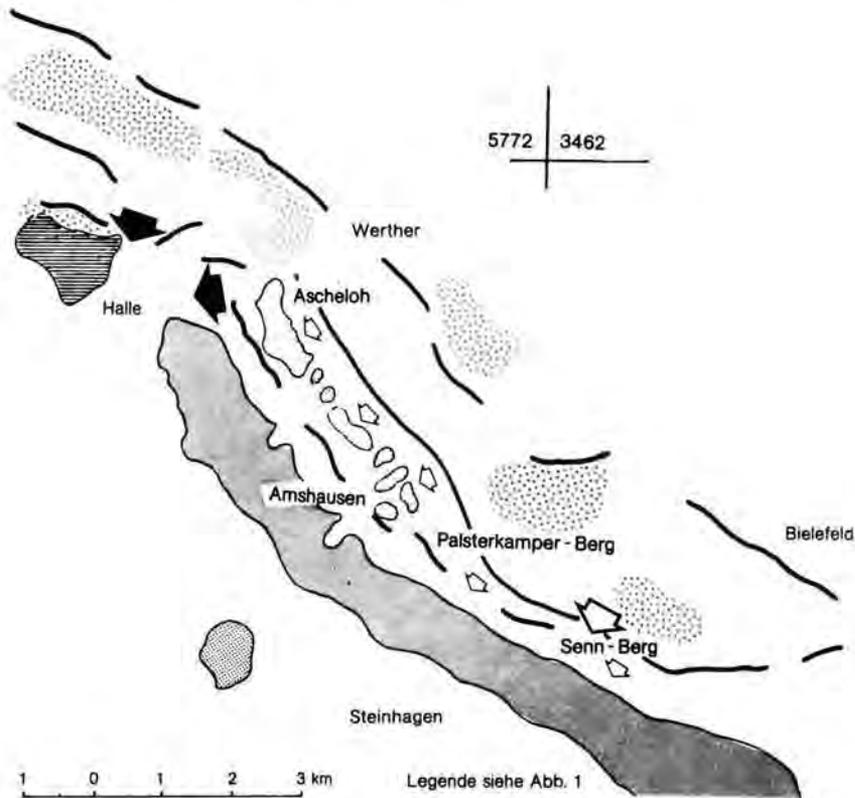


Abb. 4: Glaziale und glazifluviale Ablagerungen im Bereich des Blattes 3916 Halle i. W., der TK 25.

der verbauten Findlinge ist durch die hohe Dichte ländlicher Wohnstätten mit großem Verbrauch einerseits und das städtische Gepräge mit niedrigem Verbrauch der Erratica andererseits kaum abzuschätzen. Unabhängig davon paßt der Dichtestreifen nördlich der Hauptketten gut zu den von SERAPHIM (1973a) entwickelten Vorstellungen eines Aue-Hunte-Gletschers westlich der Linie Bünde-Enger. Gleichzeitig ist mit diesen Funden auch ein Hinweis auf Fazien eines Eisrandes in unmittelbarer Nachbarschaft gegeben.

Das letztere glaube ich mit Beobachtungen über drei Indikatoren für ein auffälliges Verhalten des Eises bei Halle bestätigen zu können.

Erstens ist dort die einzige Stelle im Blattgebiet, wo im Gefolge eines breiten Passes Geschiebe auf der Südseite des Teutoburger Waldes liegen.

Zweitens tritt in unmittelbarer Nachbarschaft, d. h. westlich von Halle, jener bereits bei Borgholzhausen, Dissen und Lengerich beschriebene zweite Geschiebelehnhorizont auf, der im übrigen Verlauf des Vorlandes zwischen Halle und Bielefeld fehlt. Dort fehlen allerdings auch die Pässe, die einen Eisstrom durchgelassen hätten. MESTWERDT (1926: 19) waren diese Lehme auch bereits bekannt. Er deutete sie aber mit den Kenntnissen der damaligen Zeit als Verwitterungsprodukte, die ostwärts von Halle vom Wind abgeweht seien.

Der dritte Indikator liegt in ausgedehnten Sand- und Kiesablagerungen, die sich in einem Ausräum des Flammenmergels von Ascheloh bis zum Tal durch die Kreidekalkketten bei Amshausen hinziehen. Ihre Deutung ist problematisch. MESTWERDT (1926) hat sie mangels geeigneter Aufschlüsse nur fleckenweise in die geologische Karte aufgenommen. Später hat HESEMANN (1971) unter günstigeren Beobachtungsbedingungen den relativ geschlossenen Zusammenhang konstatiert. Er sieht in diesen Akkumulationen — allerdings ohne detaillierte Beweisführung — Kamesbildungen. Bei der Beschreibung, wie man sich die Bildung der recht stark nach Fließrichtung, Neigung und Korngröße wechselnden Kiese und Sande vorzustellen hat, entfernt er sich aber weit von der Kamegenese. Vielmehr sind folgende Beobachtungen für die Erklärung wichtig. Den größten Anteil am Gesteinsspektrum der Geschiebe haben die unmittelbar auf den benachbarten Höhen im E anstehenden Gesteine des Osning-Sandsteins. Plänerkalke vom westlich gelegenen Kamm oder nordisches Material sind selten. Diese Tatsache weist m. E. darauf hin, daß das Gletschereis sehr nachhaltig auf den Untergrund im Bereich der Unterkreidesandsteine wirksam war. Eine einfache Erklärung läge in einem längeren Halt, wobei durch das jahreszeitliche Oszillieren des Gletscherrandes die Abtragung auf dem Felsuntergrund gesteigert wurde. Dazu tritt die Tatsache, daß das aufgestaute Eis nach den Beobachtungen von GRIPP (1975) am Hindernis zu besonders großer Mächtigkeit anwächst und damit sehr abtragungsträchtig wird. Übrigens ist ein ähnliches Phänomen, hohe Anteile von Osning-Sandstein im Geschiebematerial, aus den Ablagerungen weiter südostwärts in der Umgebung des Palsterkamper-Berges, Senn-Berges und der Hüneburg bekannt, worauf schon MESTWERDT (1926: 19) hingewiesen hat. Daß im übrigen eine gewisse Abstufung in der Eiswirkung von NE nach SW im Blattgebiet stattgefunden hat, beweisen die Fundplätze der großen Erratica. Sie liegen alle — bis auf den großen Paß bei Halle — auf der nordostwärtigen Flanke des Osning-Sandstein-Kammes, der auf der ganzen Linie fast geschlossen die 280-m-Höhenlinie, nicht selten sogar 300 m, überschreitet. Hier muß eine Hauptlinie des Eisrandes gesucht werden. Von dort sind nur vereinzelt in Einsattelungen Eisströme weiter über die Höhen in den Ausräum des Flammenmergels vorgedrungen und haben diesen mit feineren Ablagerungen wie Sand und Kies aufgefüllt. Damit fand aber eine Entmischung des Geschiebestandes statt: Grobes, vor allem nordisches Material oder Leitgeschiebe des Aue-Hunte-Gletschers jenseits des Kammes, lokal-einheimisches Material diesseits.

Es ist m. E. müßig, entscheiden zu wollen, ob eine solche glaziale Akkumulation mehr endmoränischer Natur ist oder als Endmoränenvertreter im Sinne von GELLERT (1965,

1966) oder GRIPP (1975) gelten muß. In jedem Fall wird der Gebirgskörper einen erheblichen Steuerungseinfluß auf Form, Mächtigkeit und Struktur der Sedimente ausgeübt haben.

3. Zur Frage eines „Osning-Halts“ im Drenthe-Stadial

Stellt man die geschilderten Beobachtungen zusammen, so erhebt sich die Frage nach den glazigenen Ereignissen, die zu solchen eiszeitlichen Formen geführt haben könnten. Diese Frage ist nicht neu und wurde schon von BÄRTLING (1920) unter dem Titel „Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge“ behandelt. Er glaubte beim damaligen Untersuchungsstand ein „Osning-Stadium“ postulieren zu können, wobei er die meisten Sand- und Kieshügel als Endmoränen deutete. Dem schlossen sich die Geologen MESTWERDT (1926, 1930) und HAACK (1930, 1935) an. In den 50er Jahren hat dann KELLER (1951, 1952) in mehreren Arbeiten die Frage einer Osning-Endmoräne verneint und die meisten glazifluvialen Ablagerungen als Kames, Oser oder als Nach- bzw. Vorschüttsande sowie Grundmoränen erklärt. Mit dieser Verneinung einer Eisendlage und der Konzentration der Erklärungsversuche auf Formen eines absterbenden Gletschers, d. h. eines statischen Zustandes, trat auch der Gedanke an eine glazial-klimatische Besonderheit für diese Formenwelt in den Hintergrund, ja wurde überhaupt nicht mehr diskutiert.

Mit der kartographischen Zusammenstellung aller „Besonderen Glazialablagerungen“ im Nahbereich des Teutoburger Waldes auf den Meßtischblättern Lengerich, Bad Iburg, Dissen, Bockhorst und Halle (Westf.), angeregt durch die „Geomorphologische Detailkartierung in der Bundesrepublik Deutschland“ als Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft, wurde auch die Frage nach einer morphogenetischen Zeitmarke innerhalb des Drenthe-Stadials der Saale-Eiszeit im Bereich des Teutoburger Waldes aufgegriffen. Dabei spielte die Beobachtung eine große Rolle, daß die besonderen Glazialablagerungen, d. h. also jene, die aus dem normalen Ablagerungszyklus von Sander, Grundmoräne oder Vorschüttsand bzw. Kombinationen dieser Formen herausfielen, mit Einschnitten in den Kettenzügen des Teutoburger Waldes verbunden waren. Zudem konnte bei der Korrelation von Einschnitt und Glazialakkumulationen differenziert werden nach Tiefe und Breite des Durchlasses im Gebirge und Qualität der Eisablagerung. Je tiefer und größer der Einschnitt ausgebildet ist, desto formenreicher ist die glaziale Serie im Paßvorland. Lengerich, Bad Iburg und Borgholzhausen sind Standorte mit ausgeprägter Formenwelt eines Gletscherendstandes vor den Pässen. Bei Lienen, Hilter und Halle (Westf.) sowie solchen mit höheren Durchlässen findet man einen ärmeren Formenkreis.

Bei der Diskussion über die Bedeutung der einzelnen Formen als Anzeiger für glazigene Ereignisse habe ich auf die Definitionen und Klassifikationen von GELLERT (1965, 1966), WOLDSTEDT & DUPHORN (1974), GRIPP (1975) sowie LIEDTKE (1975) zurückgegriffen. Danach sind Hauptleitformen der Eisrandzonen die Endmoränen. Damit sind häufig auch sogenannte Eiskontaktbildungen verknüpft. GELLERT (1966) nennt Eiskontaktbildungen ohne Zusammenhang mit Endmoränen „Endmoränenvertreter“. Dazu rechnet er als wichtige Form die Kame. WOLDSTEDT & DUPHORN (1974: 31) sagen, daß die Kame oft nur schwer von Endmoränen zu trennen ist und sie namentlich im Bergland häufig zusammen vorkommen. Von der äußeren Form und vom inneren Aufbau her sind auch die Randkame — gebildet als Eisrandform an der Naht zwischen Eis und Nebengestein — kaum von Endmoränen zu unterscheiden. So sind ohne Zweifel einige Sand-Kies-Ablagerungen nördlich des Teutoburger Waldes auf dem Blattgebiet von Halle (Westf.) Randkames und damit Endmoränenvertreter. In jedem Fall aber sind Kames Formen, die durch Ausschmelzen und Aufschütten im Bereich stagnierenden Eises zustande kommen und nicht — wie es KELLER (1952) annimmt — Erscheinungen des Toteisformenkreises. Darüber

hinaus können Eisrandlagen auch infolge nur kurzzeitigen Stillstandes des Gletschers aus einfachen, erratica-armen bis -losen Anhäufungen von Sanden und Kiesen bestehen, die den Sandern äußerlich und innerlich ähnlicher sind als der Kame. Darauf machte LIEDTKE (1975) besonders aufmerksam.

Schließlich sei darauf verwiesen, daß bei sehr geringmächtigem Inlandeis typische Endmoränenvertreter fehlen. Die „Eisrandlinie“ wird dann durch eine besonders große Verbreitung von Grundmoränenresten, oft kombiniert mit einem Wechsel der Reliefenergie, markiert. Die Mächtigkeit der Anhäufung kommt nach der Textur und den Regelungsmessungen zweifelsfrei nicht von postdrenthestadialen Fließerdeprozessen. Beispiele am Teutoburger Wald wären westlich von Halle, Borgholzhausen, Dissen und Lengerich. Auch dies weist auf eine selbständige eiseigene Aktivität der Gletscher hin, die ihre Ursache in einer klimatischen Oszillation haben kann. Dies erkannten schon STILLE & MESTWERDT (1911) bzw. MESTWERDT (1917) im Lipper Land.

Als weitere Beobachtung fügt sich diejenige über Dichtestreifen nordischer Großschiebe im Sinne von SERAPHIM (1966, 1972) nahtlos in das bisher gewonnene Bild ein. Fast überall dort, wo besondere glazigene Ablagerungen im Paßbereich vorkommen, häufen sich in der Nachbarschaft Erratica, so z. B. bei Lengerich, Dissen-Nolle, Borgholzhausen und Halle-Werther.

Angesichts dieser zahlreichen und sich ergänzenden Beobachtungen wundert es, daß KELLER in seinen zahlreichen Arbeiten nie den Gedanken eines glazialen Haltes am Teutoburger Wald diskutiert hat. Vielmehr hat er dadurch, daß er die Erklärung der Sand- und Kieshügel als Kames — nicht selten mit erheblichen Unsicherheiten — so stark favorisiert hat, die genetischen Zusammenhänge in Kombination mit den oro- und topographischen Lagen als einheitliche Eisrandlage größerer Ausdehnung nicht ins Auge gefaßt. Dabei dürfte die damals noch wenig differenzierte Vorstellung von den Kames als Formen des „Stationären Toteises“, insbesondere über Grundmoränen und abseits von Endmoränen, mit Schuld haben.

Bei der glaziologischen Beurteilung der besonderen Kaltzeitablagerungen vor den Pässen des Teutoburger Waldes spielt das Gebirge selber eine wichtige Rolle. Quer zur allgemeinen Bewegungsrichtung des Inlandeises gelegen und aus einer Reihe von gestaffelt hintereinander liegenden Ketten aufgebaut, hat es die Bewegung des Eises stark behindert. Die Vielzahl und Lage der kleineren Kames nördlich des Teutoburger Waldes zeigt an, wie sehr das Eis in alle Nischen und Winkel des Strukturformenschatzes eingedrungen ist bzw. hineingedrückt wurde. Damit minderte der Teutoburger Wald das Tempo der Südwärtsbewegung des Inlandeises und schuf durch die Behinderung u. U. sogar eine Stillstandsphase. Die Lage von Kames vorzugsweise hart nördlich der Hauptketten des Kreidekalkes beweisen die Stauwirkung. Im benachbarten Bunder und Herforder Raum hat SERAPHIM (1973) in einer anderen Fragestellung die besondere Wirkungsweise der Pässe des Wiehen-Weser-Gebirges auf Eisströme aufgedeckt.

Eine Erklärung für die Fülle der Ablagerungen in Nachbarschaft solcher Widerlager hat GRIPP (1975) im Zusammenhang mit Eis, das gegen Stauchmoränen oder Hochsander fließt, gegeben. Er hat beobachtet, daß in den geschilderten Situationen die wechselnde Eiszufuhr am Hindernis durch Aufsteigen und Absinken der schmelzenden Oberfläche des Eises ausgeglichen wird. Eine Verschiebung der Lage des Eisrandes trotz Zufuhr tritt dabei nicht ein.

Gerade das letztere erklärt aber drei Befunde im Gelände zwischen Lengerich und Bielefeld-Brackwede:

1. Die gegenüber der ebenen Oberfläche größere Mächtigkeit der glazifluvialen Sedimente als Folge hoher Eisaufhäufung vor und am Hindernis;
2. Die „Besonderen Akkumulationen“, gemeint sind die Endmoränen BÄRTLINGS, HAACKS und MESTWERDTS, die Kames, Oser und Sander KELLERS oder die „Endmoränenver-

treter“ in meinem Sinne als Ergebnis von vermehrt ausfließendem Eis durch die Pässe als eine Folge der Pressung von Eismassen an den Kämmen zu beiden Seiten der Durchlässe;

3. Die sanderähnliche Struktur und Textur so vieler glazifluvialer Sedimente am und im Teutoburger Wald als Folge einer von Hindernissen erzeugten Stagnation des Eisrandes bzw. seiner gletscherseitigen Nahbereiche.

In diesem Zusammenhang stören die Ablagerungen des Münsterland-Gletschers im Sinne von SERAPHIM (1973b: 80) nicht das Bild eigenständiger Eisbewegungen von N her. So wie die Armut an Gesteinen aus den Zentral- und Nordketten des Teutoburger Waldes im Geschiebespektrum den Münsterland-Gletscher kennzeichnen, so markiert der Reichtum gerade an diesen Gesteinen die glazialen und glazifluvialen Sedimente der Nordgletscher (Aue-Hunte-Gletscher sowie andere, weiter westliche, noch unbenannte Eisströme).

Darüber hinaus wird man als weitere Folge des Aufstauens von bewegtem Inlandeis im Gebirge bzw. im Paß jeweils unterschiedliche Wirkungen und damit Formen erwarten müssen: geringe Verschiebungen des Eisrandes im Gebirge bedeuten Uniformität der Sedimente, Bewegungen im Paß und seinem Vorland führen wegen Ausdehnungsmöglichkeit lokal zur Differenzierung der Vorgänge und damit auch der Formen.

Häufung und Ausprägung dieser Formenwelt erlauben es, von einem klimatisch-glazialogischen Akt hoher Eigenständigkeit zu sprechen. Sie werfen die Frage nach der Bedeutung und der möglichen Einordnung im Bild drenthestadialer Erscheinungen auf. Dabei dürfte es gleichgültig sein, ob es sich um eine Haltelinie des Rückzuges (Eisrandlage ohne Endmoräne) oder um einen bescheidenen Vorstoß mit stellenweise endmoränischen Strukturen handelt. Der Grad dieser sedimentologisch-geomorphologischen Eigenständigkeit rechtfertigt m. E., von einer glazial-morphologischen Zeitmarke am Teutoburger Wald zu sprechen. Damit dürfte der alte Begriff des „Osning-Stadiums“ wieder aufgenommen werden können. Entsprechend der neuen Nomenklatur sollte man von einem „Osning-Halt“ sprechen. Diesen würde ich definieren als einen in den Pässen durch orographische Gunst verstärkten und am Hindernis der Gebirge gestoppten kurzen Eisvorstoß. Von SERAPHIMS (1973a) Aue-Hunte-Gletscher bei Herford und Bünde und den „Glazialen Halten“ im Lipper Land zwischen Osning und Weser (SERAPHIM, 1972) könnte eine zeitliche Anlehnung für die „Besonderen Glazialformen“ am Teutoburger Wald zwischen Bielefeld und Lengerich gefunden werden. Weitere Studien dazu müßten sich auf die Reliefformen im Bereich westlich des Aue-Hunte-Gletschers konzentrieren. Erste Funde mit genauen Auszählungen von Geschiebeblockstreifen bei Osnabrück lassen mit ähnlichen Staffelfolgen wie im Lipper Land rechnen. Damit dürfte ein Weg des Inlandeises mit u. U. paralleler Bewegungsrhythmik gefunden werden können, der eine nachhaltige Beschickung der Nordseiten des Teutoburger Waldes und seiner Pässe mit glazialen und glazifluvialen Sedimenten vorzeichnet.

Schriftenverzeichnis

- BÄRTLING, R. (1920): Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. — Z. dt. geol. Ges., **72**: 3—23, 2 Abb., 1 Kt.; Berlin.
- GELLERT, J. [Hrsg.] (1965): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. — 261 S., 15 Abb., 1 Tab.; Berlin (Akademie-Verlag).
- (1966): Morphologie der Eisrandzonen der letzten skandinavischen Vereisung in Mittel- und Osteuropa. — Geogr. Ber., **11**: 99—121, 1 Abb., 1 Kt., 1 Tab.; Gorha - Leipzig.
- GRIPP, K. (1938): Endmoränen. — Comptes Rendus de Congrès Intern. de Géogr., **II**, **2a**: 215—228, 6 Abb.; Amsterdam.
- (1975): 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des Nordeuropäischen Inlandeises. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **26**: 32—73, 5 Abb., 8 Taf.; Öhringen.
- (1978): Die Entstehung von Geröll-Osern (Esker). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **28**: 92—108, 4 Abb., 5 Taf.; Öhringen.

- HAACK, W. (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 286, Blatt Iburg, Nr. 2079. — 95 S., 7 Abb.; Berlin (Preuß. Geol. L.A.).
- (1935): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 336. Erläuterungen zu Blatt Lengerich, Nr. 2078. — 48 S., 2 Abb.; Berlin (Preuß. Geol. L.A.).
- HESEMANN, J. (1971): Über einen eiszeitlichen Sand- und Kieszug im Teutoburger Wald bei Halle (Westfalen). — Ber. Naturwiss. Ver. Bielefeld und Umgebung e.V., **20**: 61—65, 4 Abb.; Bielefeld (Selbstverlag).
- KAISER, K. & SCHÜTRUMPF, R. (1960): Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**: 166—185, 5 Abb., 2 Tab.; Öhringen.
- KELLER, G. (1951a): Die Deutung des Kiessandrückens in Laer-Heide und Laer-Höhe (Bez. Osnabrück) als Kame. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 353—362, 6 Abb.; Stuttgart.
- (1951b): Kames am Fuße des Schafberges bei Ibbenbüren. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 1—9, 8 Abb.; Stuttgart.
- (1952a): Sand- und Kieshügel vor dem Teutoburger Wald bei Lengerich (Westf.) und Lienen. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 433—441, 4 Abb.; Stuttgart.
- (1952b): Die Kames im Becken von Hagen (Bez. Osnabrück). — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 356—364, 5 Abb.; Stuttgart.
- (1952c): Beitrag zur Frage Oser und Kames. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**: 127—132, 4 Abb.; Öhringen.
- (1952d): Zur Frage der Osning-Endmoräne bei Iburg. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 71—79, 3 Abb.; Stuttgart.
- (1953a): Das Fluvioglazial am Teutoburger Wald zwischen Hilter und Borgholzhausen. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 193—198, 1 Abb.; Stuttgart.
- (1953b): Fluvioglazial und Endmoräne am Osning. — Veröff. Naturwiss. Ver. Osnabrück, **26**: 38—41, 1 Abb.; Osnabrück.
- LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. — Forsch. z. dt. Landeskunde, **204**: VI + 160 S., 37 Abb., 13 Tab., 1 Kt.; Bonn-Bad Godesberg (Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung).
- LÜTTIG, G. (1955): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. — Geol. Jb., **70**: 43—125, 1 Taf., 16 Abb.; Hannover.
- (1958): Eiszeit - Stadium - Phase - Staffel — eine nomenklatorische Betrachtung. — Geol. Jb., **76**: 235—260, 3 Abb.; Hannover.
- MESTWERDT, A. (1917): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 197, Blatt Bösingfeld, Nr. 3920. — 70 S., 7 Abb.; Berlin (Preuß. Geol. L.A.).
- (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 256, Blatt Halle i. W., Nr. 2148. — 41 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.A.).
- (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 286, Blatt Borgholzhausen, Nr. 2080. — 84 S., 5 Abb.; Berlin (Preuß. Geol. L.A.).
- POSER, H. & HÖVERMANN, J. (1951): Untersuchungen zur pleistozänen Harz-Vergletscherung. — Abh. d. Braunschweigischen Wiss. Ges., **5**: 61—115; Braunschweig.
- SERAPHIM, E. TH. (1962): Glaziale Halte im südlichen unteren Weserbergland. — Spicker. Landeskundl. Beiträge und Berichte, **12**: 45—80, 1 Karte; Münster.
- (1972): Wege und Halte des saaleeiszeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. — Geol. Jb., **A 3**: 3—85, 14 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- (1973a): Eine saaleeiszeitliche Mittelmoräne zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 116—129, 5 Abb., 1 Tab.; Öhringen.
- (1973b): Drumlins des Drenthe-Stadiums am Nordostrand der Westfälischen Bucht. — Osnabrücker Naturwiss. Mitt., **2**, 41—87, 10 Abb., 2 Tab.; Osnabrück.
- STILLE, H. & MESTWERDT, A. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 167, Blatt Detmold, Nr. 4019. — 61 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.A.).
- THIERMANN, A. (1970): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000. Erläuterungen zu Blatt 3712 Tecklenburg (mit einem Beitrag von HILDEGARD DAHM-ARENS). — Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — XII + 500 S., 90 Abb., 27 Tab.; Stuttgart (Koehler).

Schwerminerale vulkanischer Herkunft in quartären Flußablagerungen der Weser und Leine

DIERK HENNINGSEN *)

Representative basin, stream-sediment, heavy mineral, augite, oxyhornblende,
volcanic origin, Pleistocene

Niedersachsen (Leine, Wester Rivers), Hessen Depression (Werra, Fulda Rivers), Hessen
Rhenish Massif (Eifel Maare), Rheinland-Pfalz

Kurzfassung: Quartäre Flußsedimente der Weser und Leine enthalten reichlich Schwerminerale vulkanischer Herkunft (vor allem Augite und Oxyhornblende). Diese Minerale nehmen von S nach N, meist auch mit zunehmendem Alter der Sedimente ab; sie lassen sich bis in Ablagerungen des ältesten Quartärs zurückverfolgen. Als Lieferanten werden hauptsächlich intensive Tuffausbrüche angenommen, die während des Altquartärs in der Eifel, daneben vielleicht auch an anderen Ausbruchstellen erfolgt sein müssen. Seitdem sind vulkanische Schwerminerale in den Böden, die den Flüssen zur Abtragung zur Verfügung stehen und gestanden haben, in großen Mengen vorhanden.

[Heavy Minerals of Volcanic Origin in Quaternary Deposits of the Rivers Weser and Leine]

Abstract: Quaternary fluvial deposits of the rivers Weser and Leine contain abundant heavy minerals of volcanic origin (mainly Augites and Oxyhornblende). The amount of these minerals decreases from South to North and mostly, with growing age of the sediments. The volcanic minerals have been traced back to the oldest Quaternary.

Probably the sources of the volcanic minerals are enormous tuff eruptions in the Eifel region during the early Quaternary, perhaps supplemented by volcanic ashes from other areas.

Since that time the heavy minerals of volcanic origin must have been present in great quantities within the soils, ready for erosion by the rivers.

1. Einleitung

Seit längerem ist bekannt, daß quartärzeitliche Ablagerungen vieler Flüsse in der Bundesrepublik Deutschland ebenso wie in benachbarten Gebieten Schwerminerale vulkanischer Herkunft in unterschiedlicher Menge enthalten. Am häufigsten sind Augite (Augit i.e.S. = „basaltischer“ Augit, außerdem Ägirin-Augit, daneben teilweise auch Orthopyroxene, Oxyhornblende („basaltische“ Hornblende), Olivin und Titanit.

Für den Rhein und seine Nebenflüsse ist in diesem Zusammenhang vor allem die grundlegende Untersuchung von VAN ANDEL (1950) zu nennen; außerdem für den Mittelrhein die Arbeiten von VINKEN (1959) und RAZI RAD (1976); für Teile des Rhein-Mündungsgebiets die von ZANDSTRA (1971). Schwermineral-Untersuchungen in Quartär-Ablagerungen der Lahn führte von ERFFA (1970) durch; Zusammenstellungen von Schwermineralzählungen im Main-Gebiet finden sich bei SEMMEL (1974) und SCHEER (1976). Sedimente von Elbe und Weser waren schon von CROMMELIN & MAASKANT (1940) schwermineralanalytisch untersucht worden; die der mittleren Werra bearbeitete ELLENBERG (1975); mit Teilen der Leine befaßte sich HENNINGSEN (1978); über das Flußgebiet der mittleren Elbe berichtete THIEKE (1975).

Trotz aller Unterschiede zwischen den genannten Bearbeitungen (z. B. Berücksichtigung verschiedener Korngrößenfraktionen oder ungleiche Arbeitsmethoden, etwa Säureaufbereitung mit Zerstörung von Olivin und Apatit, oder jeweils andere Unterteilung/Zuordnung der Hornblende-Arten), die manchmal zu schwer vergleichbaren Zählergebnissen führen, läßt sich folgender Trend erkennen: Die Schwerminerale vulkanischer Herkunft nehmen mit dem relativen Alter der quartären Flußsedimente ab. In Elsterzeit-

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. D. Henning sen, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover, Callinstraße 30, 3000 Hannover 1.

lichen oder älteren Ablagerungen treten sie relativ selten auf, häufiger sind sie in denen der Holstein- und Saale-Zeit, um dann bis zu den rezenten Flußsedimenten meist noch weiter zuzunehmen. Die Häufigkeits-Abnahme mit dem geologischen Alter wird üblicherweise auf syn- bis postsedimentäre Verwitterung und Mineralzerstörung zurückgeführt (z. B. ELLENBERG 1975: 1400; THIEKE 1975: 1094).

Während im Bereich des Mittelrheins und seiner Nebenflüsse (z. B. Lahn, VON ERFFA 1970) die beobachteten vulkanischen Schwerminerale aus naheliegenden Gründen immer auf das angrenzende Vulkangebiet der Eifel bezogen worden sind (vgl. FRECHEN & HEIDE 1969, WINDHEUSER & BRUNNACKER 1978), blieb die Frage nach ihrer Herkunft in anderen Regionen oft offen oder wurde nur unbefriedigend beantwortet. So schrieb z. B. VAN ANDEL (1950: 67 und 69), daß die Herkunft von Augiten und anderen vulkanischen Mineralen in den rezenten Flußsanden von Neckar und Main unklar sei. Für den Oberlauf der Elbe kam THIEKE (1975: 1092) im Anschluß an frühere Arbeiten von GENIESER zu dem Ergebnis, daß die Augite von „tertiären basischen Vulkaniten“ aus dem Erzgebirge und Böhmen abgeleitet werden müßten. Ähnlich hatten DE JONG & DE ROEVER (1956) in ihrer wichtigen Arbeit über das Vorkommen von Olivin in Pleistozän-Sanden der Niederlande als Ausgangsgestein für dieses Mineral „volcanic rocks“ in Deutschland angenommen. CROMMELIN & MAASKANT (1960: 6) sprachen von „Basaltvulkanen, die vom Flußsystem Werra-Fulda angegriffen wurden“.

Unabhängig von der Frage nach dem Alter der vulkanischen Schwerminerale bzw. ihrer Ausgangsgesteine — auf das noch näher eingegangen wird — muß hierzu folgendes festgestellt werden: Schon die Größe der in den Flußablagerungen zu beobachtenden Augit- und Hornblende-Kristalle (oft Korndurchmesser von mehr als 200—400 μm) und ihre vielfach annähernd idiomorphe Ausbildung lassen nur den Schluß zu, daß der weit- aus überwiegende Teil aus vulkanischen Aschen und Tuffen stammt. In basaltischen und ähnlichen Festgesteinen sind die entsprechenden Minerale in der Regel viel kleiner, wie man immer wieder bei Dünnschliff-Untersuchung feststellen kann. Daraus folgt einmal, daß in erster Linie Quartär-zeitliche oder ältere Tuff-Förderungen als Lieferanten überprüft oder gesucht werden müssen; und zum anderen, daß zwischen der heutigen Fundstelle und den jeweiligen Herkunftsgebieten möglicherweise größere Entfernungen anzunehmen sind. Dieses wird schon daraus deutlich, daß im Einzugsbereich der Leine so gut wie keine vulkanischen Fest- oder Lockergesteine vorkommen.

Anhand von Schwermineraluntersuchungen von quartären Flußablagerungen aus den Flußgebieten von Leine und Weser soll im folgenden gezeigt werden, wie hoch jeweils die Anteile der Minerale vulkanischer Herkunft sind. Es wird der Frage nachgegangen, wo deren Ausbruchstellen gelegen haben könnten und wann diese aktiv waren.

Außer zahlreichen eigenen Schwermineralzählungen sind die Ergebnisse der Arbeiten von KEJPURI (1977), LESMANA (1978) und MEYER (1978), die am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover durchgeführt wurden, berücksichtigt. Einzelproben für eigene Untersuchungen wurden mir dankenswerterweise von den Herren A. ASCHRAFI, I. PLISCHKE und M. RAUSCH (sämtlich Hannover) zur Verfügung gestellt.

2. Arbeitsmethodik

Bei den Untersuchungen für diese Arbeit wurde in der Regel die Fraktion 0.25—0.036 mm der nicht chemisch aufbereiteten Proben ausgewertet. Gezählt wurden mindestens 300 transparente Körner pro Probe.

VAN ANDEL (1950: 28 und 35) hatte darauf hingewiesen, daß einerseits die meist großen vulkanischen Minerale in den größeren Fraktionen angereichert sind, andererseits aber keine Beziehungen zwischen dem Schwermineralgehalt und der Korngrößenzusammensetzung der Ausgangsprobe bestehen, wenn gleiche Fraktionen miteinander verglichen werden (vgl. auch FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970: 29 und Tab. 3—5).

Die erstgenannte Gesetzmäßigkeit führt bei den hier untersuchten Sedimenten nur zu geringen Unterschieden, wenn der Korngrößenbereich erweitert wird (Tab. 1, Proben 138, 133 u. 135). Deshalb wurde aus folgenden Gründen an der Fraktion 0.25—0.036 mm festgehalten, wenn damit auch der Anteil an vulkanischen Mineralen geringfügig unterrepräsentiert sein kann:

1. Die übliche Zählweise nach Stückprozenten wird bei der größeren Spannweite der Fraktionen sehr ungenau, weil dann Körner mit extremen Größenunterschieden miteinander verglichen werden.
2. Die Zählungen anderer Autoren gehen häufiger von der Obergrenze 0.25 als 0.4 mm aus, deshalb bietet sich diese Korngrößengrenze aus Gründen der Vergleichbarkeit eher an.

An der zweitgenannten Feststellung von VAN ANDEL (1950) ergaben sich im Verlauf dieser Untersuchung Zweifel. Obwohl es nicht im einzelnen überprüft werden konnte, scheinen die Schwerminerale in Kiesproben oft insgesamt größer als in Sandproben zu sein. Dadurch ergeben sich u. a. erhebliche Verschiebungen in den Gehalten an Zirkon und Apatit, die bekanntlich vor allem in den feinen Fraktionen angereichert sind. Ein extremes derartiges Beispiel bietet die Probe 139, obwohl in der Korngrößenzusammensetzung der untersuchten Sandfraktion 0.25—0.036 mm des Kieses im Vergleich zur selben des Sandes keine Unterschiede zu erkennen waren (Tab. 1). In jedem Fall muß bei der Ausdeutung von Schwermineralgemeinschaften berücksichtigt werden, daß die Schwankungsbreite von Einzelproben erheblich sein kann.

Tab. 1: Vergleich von Schwermineral-Gehalten (Stück-%) in unterschiedlich ausgesiebten Fraktionen derselben Sandproben (133, 135, 138) bzw. in Kies- und Sandproben aus demselben Aufschluß (139). f = 0.25—0.036 mm; g = 0.036—0.4 mm; S = Sand, K = Kies.

	138		133		135		139	
	f	g	f	g	f	g	S	K
Zirkon	47	50	5	9	13	5	43	3
Turmalin	33	28	17	10	9	6	8	6
Rutil	1	2	3	4	1	—	2	+
Apatit	1	—	1	2	11	3	18	4
Titanit	—	—	—	+	+	—	1	—
Granat	—	—	18	20	3	4	1	1
„Grüne“ Hornblende	1	2	16	17	3	1	1	2
Epidot / Zoisit	1	2	20	16	+	—	+	—
Staurolith	1	1	4	4	1	1	1	1
Disthen	—	—	6	6	—	—	—	—
Sillimanit	—	—	1	2	—	—	—	—
Andalusit	—	—	+	1	—	—	—	—
Augit	8	5	4	4	49	66	15	70
Oxyhornblende	2	5	4	5	9	13	9	9
Orthopyroxene	5	5	1	+	+	1	+	2
Olivin	—	—	—	—	1	1	1	2

138: Kies der Oberen Mittelterrasse (Saale-zeitlich), Gewissenruh SE Karlshafen, Weser.

133: Sand aus Glazifluviatil-Ablagerungen (Kames, Drenthe-zeitlich), Hausberge bei Porta, Weser.

135: Sand der Niederterrasse (Weichsel-zeitlich), SW Hessisch-Oldendorf, Weser.

139: Sand/Kies der Niederterrasse (Weichsel-zeitlich), Beverungen, Weser.

Qualitativ herrschen unter den Augiten die Augite i.e.S. weitaus vor, Ägirin-Augite sind selten (ca. 0—5 % aller Augite). Die Orthopyroxene können teils als Enstatit, teils als Hypersthen angesprochen werden, oft bleibt ihre genaue Bestimmung fraglich. Oxyhornblendens zeichnen sich durch relativ hohe Lichtbrechung, kräftige Farben (meist rotbraun, selten dunkelgrün) sowie Risse parallel zur Längsachse aus (vgl. HENNINGSSEN 1978: 127 f.).

3. Flußgebiet der Leine

In 7 Proben Weichsel-zeitlicher (Niederterrasse) und renzenter Talauenablagerungen der Leine aus dem Gebiet nordwestlich von Hannover wurden 5–22 % Augit, 1–6 % Oxyhornblende, 0–4 % Orthopyroxene sowie Einzelkörner von Olivin festgestellt (HENNINGSEN 1978: 135). Weiter flußaufwärts zeigten 3 Proben von Mittelterrassen-Ablagerungen (Saale-zeitlich) aus dem Talabschnitt zwischen Hannover und Alfeld eine ähnliche Zusammensetzung, ebenso wie eine aus gleichaltrigen Ablagerungen der Rhume (Bilshausen).

Entsprechendes gilt für 41 Proben rezenter Sedimente der Despe, einem kleinen rechten Nebenbach, der bei Gronau in die Leine mündet (MEYER 1978). Bemerkenswert an mehreren Proben aus diesem Tal ist der teilweise hohe Gehalt an Orthopyroxenen (bis zu 25 %) und Olivin (bis zu 19 %), wobei die Anreicherungen dieser beiden Minerale meist zusammen auftreten.

LESMANA (1978) fand in den rezenten Ablagerungen der Saale (einschließlich der Thüster Beeke), eines linken Nebenbaches der Leine im Gebiet von Wallensen/Duingen, vereinzelt noch höhere Gehalte an Olivin (bis zu 58 %). Daneben beobachtete er in einigen Proben bis zu 10 % Melilith, wobei allerdings nicht ausgeschlossen werden kann, daß dieses Mineral aus Hochofenschlacken herrührt, die in diesem Gebiet häufig als Wegbestreuung benutzt worden sind.

Insgesamt ist der Gehalt an vulkanischen Schwermineralen im Flußgebiet der mittleren Leine relativ einheitlich, soweit Saale-zeitliche und jüngere Ablagerungen betroffen sind. Die Gehalte an Olivin und Orthopyroxenen nehmen in südlicher Richtung offenbar leicht zu, was auf eine Herkunft dieser Minerale aus südlicher Richtung weist. Quartär-Ablagerung, die eindeutig älter als Saale-zeitlich sind, gibt es im Flußgebiet der Leine kaum. Die meisten der von LÜTTIG (1954, 1960) genannten derartigen Fundpunkte sind entweder nicht mehr aufgeschlossen oder in ihrem Alter nicht sicher festzulegen (vgl. RAUSCH 1977). Auch die vom letztgenannten Autor beschriebenen Aufschlüsse mit prä-Saale-zeitlichen Ablagerungen sind oft nicht mehr zugänglich.

Eindeutige Oberterrassensedimente der Leine (Elster-zeitlich) wurden von den Fundpunkten Rössing (Nr. 26 bei RAUSCH 1977) sowie Moorberg und Rusterberg bei Sarstedt (Nr. 102 und 60 B 2 bei RAUSCH 1977) untersucht: Im Rössing-Kies kommen 17–34 % Augit, 9–20 % Oxyhornblende und vereinzelt Orthopyroxen vor. Offenbar hat der Kalkreichtum dieses Kiesel (ca. 51 % Kalkstein-Gerölle nach RAUSCH 1977) die vulkanischen Minerale vor der Auflösung geschützt. Demgegenüber enthalten die kalkarmen bis kalkfreien Kiese von Moorberg und Rusterberg jeweils weniger als 20 % Vulkanit-Minerale (Mitteilung von A. ASCHRAFI).

Daraus folgt, daß auch in Elster-zeitlichen Ablagerungen des Leine-Systems dieselben vulkanischen Schwerminerale wie in jüngeren Flußsedimenten vorkommen, allerdings kann ihr Gehalt durch Auflösung-/Verwitterungsvorgänge stark vermindert sein.

Ablagerungen des ältesten Quartärs sind im Flußgebiet der Leine nicht bekannt. Die Fein- und Mittelsande im Hangenden und Liegenden der oberpliozänen Braunkohlen von Wallensen (z. B. HERRMANN 1968: 49 f.) enthalten keine vulkanischen Schwerminerale (LESMANA 1978 und eigene Untersuchungen). Ihr Schwermineralegehalt ähnelt mit seinem Reichtum an Turmalin (17–39 %) den stabilen Assoziationen im nordwestdeutschen Tertiär. Es ist offen, inwieweit deren heutige Schwermineralführung ursprünglich oder eine Restgemeinschaft ist, also nach der Ablagerung die instabilen Minerale diagenetisch zerstört worden sind.

4. Flußgebiet der Weser

Eigene Schwermineral-Zählungen in Proben aus dem Bereich der mittleren Weser bestätigen die Ergebnisse von CROMMELIN & MAASKANT (1940) und auch ELLENBERG (1975) für die Werra als einem der Quellflüsse der Weser, wonach der Gehalt an vulkanischen Mineralen mit zunehmendem Alter der Proben zurückgeht. Ähnliches gilt für den ebenfalls (wenn auch unter anderen Bedingungen) verwitterungsanfälligen Apatit, während die Anteile an Zirkon und Turmalin bei älteren Proben zunehmen (Tab. 2).

Tab. 2: Veränderung der Gehalte (Stück-%) einiger Schwerminerale mit dem Alter der Proben. Weserablagerungen zwischen Porta und Hannoversch-Münden.

	Zirkon		Turmalin		Apatit		vulkanische Minerale	
		ϕ		ϕ		ϕ		ϕ
Niederterrasse (11 Proben)	0—43	10	3—9	6	0—18	5	25—95	74
Mittelterrasse (10 Proben)	2—64	16	6—18	11	1—21	8	11—85	59
Ob. Mittelterrasse, Gewissenruh bei Wahm- beck (4 Proben)	22—64	46	26—35	31	0—1	1	4—29	16
Altpleistozän, Hilkenberg bei Wahm- beck (3 Proben)	42—60	52	33—50	39	0—1	0	2—3	2

Neben dieser altersbedingten Veränderung der Schwermineralführung ist eine regionale zu erkennen: Proben, die nördlich der Porta genommen wurden, enthalten durchschnittlich weniger vulkanische Minerale als solche aus dem Gebiet südlich der Porta (z. B. finden sich in Niederterrassen-Ablagerungen aus dem Gebiet zwischen Porta und Hann.-Münden durchweg $>50\%$ Augit, $>6\%$ Oxyhornblende sowie wenige Orthopyroxene und Olivin, während in Proben zwischen Hoya und der Porta nur Gehalte von $<25\%$ Augit, $<6\%$ Oxyhornblenden und selten Orthopyroxene und Olivin vorkommen). Ergänzend fand KEJPURI (1977) in den rezenten bis subrezentenden Sanden der Schwülme, die bei Bodenfelde in die obere Weser mündet, neben viel Augit im Durchschnitt etwa 20% Orthopyroxene. Mehr noch als bei der Leine weist im Wesertal die Zunahme der vulkanischen Minerale in südlicher bzw. südwestlicher Richtung darauf hin, daß deren Ursprungs- bzw. Herkunftgebiet in dieser Richtung zu suchen ist.

Für den Nachweis von vulkanischen Schwermineralen im älteren Quartär sind die Kiese vom Hilkenberg bei Wahmbeck (nahe Karlshafen) wichtig (vgl. Abb. 1). Diese waren von PREUSS (1975: 25) aufgrund ihrer Zusammensetzung mit Vorbehalt an die Wende Pliozän/Altquartär, vielleicht sogar in das jüngere Pliozän gestellt worden. Sie enthalten wenige, aber trotz ihrer relativ starken Anlösung eindeutig nachweisbare Augite und Oxyhornblenden (Tab. 2).

Trotz des negativen Befundes von ELLENBERG (1975), der in altquartären Werra-Schottern keine Augite und Hornblenden mehr gefunden hatte, ist damit anzunehmen, daß die Ausbruchzeit der Tuffe, von denen die vulkanischen Schwerminerale der Flüsse abzuleiten sind, bis in das älteste Quartär zurückreicht.

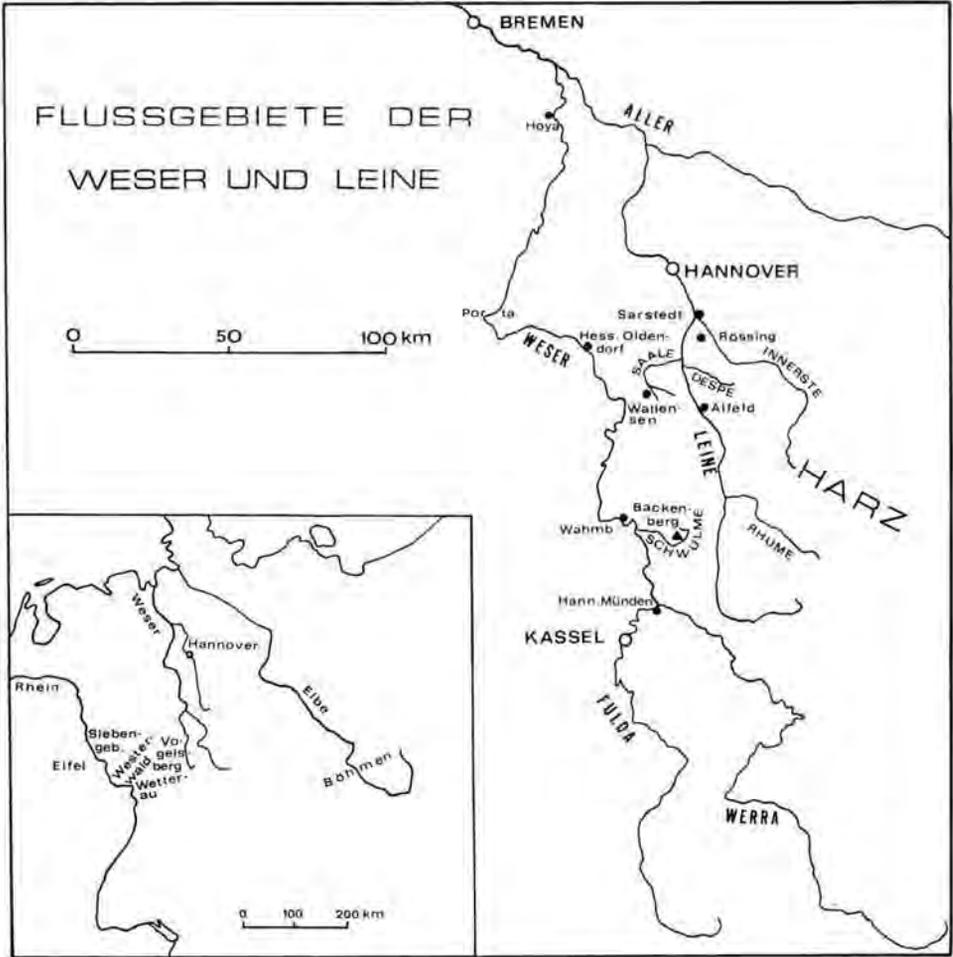


Abb. 1: Flußgebiet von Weser und Leine.

5. Alter und Herkunft der vulkanischen Schwerminerale

Eine direkte altersmäßige Einstufung der vulkanischen Schwerminerale in Leine- und Weser-Ablagerungen durch radiometrische Bestimmungen war im Verlauf dieser Untersuchungen nicht möglich.

Hierfür infrage kommen die Oxyhornblenden. Versuche, sie unter erheblichem Zeitaufwand mechanisch unter dem Binokular-Mikroskop auszulesen, scheiterten daran, daß dabei auch einzelne andere Minerale in das Konzentrat gelangten, es also nicht sauber herzustellen war. Ebenso führten magnetische Abtrennungsversuche, die freundlicherweise Herr Dr. ALTHERR (Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Braunschweig) durchführte, nicht zum Erfolg, da die Oxyhornblenden offenbar zu unterschiedlich zusammengesetzt sind.

Vergleicht man Art und Menge der in den Flußsedimenten des Leine- und Wesergebietes vorkommenden vulkanischen Schwerminerale mit denen in den Tuffen aus ihrer südlichen und südwestlichen Umgebung, lassen sich bestimmte Tendenzen erkennen (Tab. 3). Allerdings muß hierbei in Rechnung gestellt werden, daß Veränderungen des

Tab. 3: Verteilung der vulkanischen Schwerminerale in Tuffen des Tertiärs und Quartärs im Vergleich zu Flußsedimenten der Leine und Weser.

— = nicht vorhanden; (+) = selten; + = untergeordnet vorhanden; ++ = reichlich vorhanden; vorh. = vorhanden, aber keine Mengenangaben.

		Augit	Xgirin-Augit	Orthopyroxene	Oxyhornblende	Olivin	Titanit
Laacher-See-Bims (FRECHEN 1952)	Spätpleistozän	+	++	—	++	—	+
Eifel-Tuffe (WINDHEUSER 1977)	Holstein-zeitlich und älter	++	(+) bis ++	(+)	++	—	+
Wetterau-Tuffe (BIBUS 1974)	Elster-/Drenthe- zeitlich	vorh.	vorh.	—	vorh.	vorh.	—
Vogelsberg-Tuffe (HENNINGSEN & STEGEMANN 1964, SINGH 1965)	Mittleres Tertiär	++	—	(+)	(+)	(+)	+
Siebengebirgs-Tuffe (BALLMANN 1972)	Oligozän/Miozän	++	—	—	(+)	—	+
Tuffe Backenberg b. Güntersen (KEJPURI 1977, eigene Untersuchungen)	Miozän	(+)	—	++	—	—	—
Vulkanit-Minerale in Leine und Weser		++	(+)	+	(+) bis ++	+	— bis (+)

Mineralgehaltes durch Transportseigerung und/oder Verwitterung aufgetreten oder einzelne Minerale bei den bisherigen Zählungen möglicherweise übersehen worden sind (besonders Olivin).

Tab. 3 zeigt, daß die vulkanischen Schwerminerale in den Leine- und Weser-Sedimenten mit denen der Eifel-Tuffe teilweise nicht übereinstimmen. Dort treten nur selten Orthopyroxene auf — VAN ANDEL (1950: 74) hatte auf das Fehlen von Hypersthen besonders hingewiesen —, auch von Olivin wurde bisher nichts berichtet, dafür ist immer Titanit vorhanden. Andererseits legt der teilweise hohe Gehalt von Oxyhornblenden vor allem in Ablagerungen des Weser-Gebietes Beziehungen zu früheren Phasen des Eifel-Vulkanismus nahe, die durch ein starkes Einsetzen dieses Minerals mit dem Leutesdorfer Interglazial (vor-Elster-zeitlich) gekennzeichnet sind (RAZI RAD 1976).

Auch zu den tertiären Tuffen von Vogelsberg und Siebengebirge haben die vulkanischen Schwerminerale des Leine- und Wesergebietes offenbar wenig Beziehungen: Die erstgenannten enthalten kaum Oxyhornblenden, dafür aber ebenfalls Titanit. Bessere Übereinstimmungen sind zu vermutlich Saale-zeitlichen Tuffen aus der Wetterau (BIBUS 1974) und — falls der Gehalt an Orthopyroxenen zugrunde gelegt wird — zu Tertiär-Tuffen vom Typ des Backenberges, in Südniedersachsen gelegen, zu erkennen.

Insgesamt bietet sich zur Deutung der vulkanischen Komponenten in den Flußsedimenten von Weser und Leine folgendes Konzept an:

1. Vermutlich stammen die vulkanischen Schwerminerale von mehreren, zeitlich und/oder räumlich verschiedenen Tuff-Förderungen. Einige Minerale (bes. Orthopyroxene) kommen z. T. möglicherweise schon aus dem Tertiär. Es sind Tuffe dieses Alters, die in Südniedersachsen/Nordhessen von den Nebenflüssen der Weser bzw. ihrer Vorfahren direkt angeschnitten wurden und werden. Im Flußgebiet der Leine gibt es solche Tuffe nicht oder nicht mehr; hier muß die Herkunft der Orthopyroxene offen bleiben. Ein großer Teil der vulkanischen Minerale (bes. Oxyhornblenden; vermutlich auch die meisten Augite) ist in jedem Fall auf altquartäre Tuffe, deren Ausbruchpunkte in der Eifel gelegen haben, zurückzuführen. Diese Tuffe wurden weit über Mitteleuropa verweht, so auch über die Flußgebiete der heutigen Leine und Weser. In Menge und Größe ihres Verbreitungsareales müssen diese Tuff-Förderungen diejenigen der Alleröd-zeitlichen Laacher-See-Eruptionen vielleicht noch übertroffen haben.

Möglicherweise hat es im älteren Quartär zusätzlich Ausbruchpunkte außerhalb der Eifel gegeben. In diesem Zusammenhang ist interessant, daß kürzlich LIPPOLT & TODT (1978) nachweisen konnten, daß im Westerwald der Basalt-Vulkanismus bis in das Quartär hinein aktiv war. Für einen altquartären Tuff im Horloff-Graben (BOENIGK u. MITARB. 1977: 43 ff.) wird ebenfalls ein benachbarter Förderschlot als Ausbruchspunkt vermutet (WINDHEUSER & BRUNNACKER 1978: 268).

Auch bei den Flußsedimenten des Rheins und seiner Nebenflüsse ist meist eine Herkunft der vulkanischen Minerale aus verschiedenen Tuff-Förderungen anzunehmen (vgl. RAZI RAD 1976). Zeichnet man aufgrund der umfangreichen Zählungen von VAN ANDEL (1950) Verteilungskarten der einzelnen Minerale in den rezenten Flußsedimenten, so wird deutlich, daß Titanit und Oxyhornblenden nur in den Gebieten von Mosel und Lahn angereichert sind. Besonders hohe Augit-Gehalte finden sich dagegen im Rhein und seinen Nebenflüssen nördlich der Main/Nahe-Linie. Nennenswerte Mengen von Orthopyroxenen sind nur in der Nahe vorhanden. Diese Unterschiede weisen auf Tuff-Förderungen verschiedener Zusammensetzung und Verbreitungsrichtung hin.

2. Die Zunahme der vulkanischen Minerale mit dem Jüngerwerden der Flußsedimente kann entweder durch eine ständige Nachlieferung (mehrfache Tuff-Förderungen während des gesamten Quartärs) oder eher durch eine Aufarbeitung von altquartärem Material, das reich an Vulkanit-Mineralen ist, in Verbindung mit nachfolgender Verwit-

terungsauslese erklärt werden. Derartiges Liefermaterial können ältere, noch frische und unverwitterte Terrassenablagerungen sein, die von den Flüssen aufgearbeitet werden, mehr aber noch die Böden im Einzugsgebiet der Wasserläufe. Es ist bekannt, daß diese in weiten Bereichen Deutschlands reich an vulkanischen Schwermineralen sind, wobei außer einer Anlieferung durch den spätpleistozänen Laacher-See-Bims (GEBHARDT u. MITARB. 1969, POETSCH 1975) vielerorts eher eine durch ältere Tufferuptionen des frühen Quartärs infrage kommt. LESMANA (1978: 36 f.) ermittelte in 4 Bodenproben am Thüster Berg (Leine-Bereich) reichlich frische Schwerminerale vulkanischer Herkunft; in ihrer Menge und ihren Einzelanteilen besteht kein Unterschied zu rezenten Flußablagerungen der benachbarten Thüster Beeke. Dieser Befund ist ein Hinweis darauf, daß die im Altquartär geförderten vulkanischen Schwerminerale in den Böden durch das ganze Quartär hindurch als Lieferant für die erodierenden Bäche und Flüsse zur Verfügung gestanden haben, wie sie es heute auch noch tun.

Schriftenverzeichnis

- ANDEL, Tj. H. VAN (1950): Provenance, transport and deposition of Rhine sediments. — 129 S., Wageningen/Niederlande (Veenman & Sohn).
- BALLMANN, P. (1972): Verwitterung und Mineralneubildung in tertiären Trachyttuffen des Siebengebirges unter Berücksichtigung der Ablagerungsverhältnisse. — *Pedologie*, **XXII** (3): 328—355; Gent.
- BIBUS, E. (1974): Das Quartärprofil im Braunkohlentagebau Heuchelheim (Wetterau) und seine vulkanischen Einschaltungen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **102**: 159—167; Wiesbaden.
- BOENIGK, W., BRELIE, G. VON DER, BRUNNACKER, K., KEMPF, E. K., KOCI, A., SCHIRMER, W., STADLER, G., STREIT, R. & TOBIEN, H. (1977): Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben. — *Geol. Abh. Hessen*, **75**: 80 S.; Wiesbaden.
- CROMMELIN, R. D. & MAASKANT, A. (1940): Sedimentpetrologische Untersuchungen im Stromgebiet der Weser und der Elbe. — *Meded. Landbouwhoogeschool*, **44** (2): 3—18; Wageningen.
- ELLENBERG, J. (1975): Schwermineralverteilung, Sedimentation und Stratigraphie im Quartär der mittleren Werra. — *Z. geol. Wiss.*, **3**: 1389—1404; Berlin (Ost).
- ERFFA, A. VON (1970): Schwermineraluntersuchungen an rezenten und pleistozänen Sedimenten im Flußgebiet der Lahn bei Gießen. — *Ber. oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkde., N.F., Naturwiss. Abt.*, **37**: 35—43; Gießen.
- FRECHEN, J. (1952): Die Herkunft der spätglazialen Bimstoffe in mittel- und süddeutschen Mooren. — *Geol. Jb.*, **67**: 209—230; Hannover.
- FRECHEN, J. & HEIDE, H. (1969): Tephrostratigraphische Zusammenhänge zwischen der Vulkanitätigkeit im Laacher-See-Gebiet und der Mineralführung der Terrassenschotter am unteren Mittelrhein. — *Decheniana*, **122**: 35—74; Bonn.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. Teil II, Sediment-Petrologie. — 726 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GEBHARDT, H., HUGENROTH, P. & MEYER, B. (1969): Pechochemische Verwitterung und Mineralumwandlung im Trachyt-Bims, Trachyt-Tuff und in den Tuff-Mischsedimenten der Laacher Eruptionsphase. — *Göttinger bodenkundl. Ber.*, **11**: 83 S.; Göttingen.
- HENNINGSEN, D. (1978): Schwermineral-Untersuchungen in Quartärzeitlichen Sanden nordwestlich von Hannover. — *Mitt. geol. Inst. Techn. Univ. Hannover*, **15**: 120—144; Hannover.
- & STEGEMANN, W. (1964): Ein Basalt/Tuff-Profil am Öhlberg östlich Gießen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **92**: 154—159; Wiesbaden.
- HERRMANN, R. (1968): Erläuterungen zur geologischen Karte von Niedersachsen 1 : 25 000, Bl. Salzhemmendorf Nr. 3923. — 133 S.; Hannover.
- JONG, J. D. DE & ROEVER, W. P. DE (1956): Wide-spread occurrence of Olivine in Pleistocene sands of the Netherlands. — *Geol. en Mijnbouw, N. S.*, **18**: 60—61; 's-Gravenhage.
- KEJPURI, D. (1977): Beziehungen zwischen der Schwermineralführung von rezenten Flußsedimenten der Schwülme und Auschnippe (Südniedersachsen) und Ausgangsgesteinen in ihren Verbreitungsgebieten. — 50 S., unveröff. Diplomarbeit, Hannover.

- LESMAHA, R. (1978): Die Schwermineralspektren der rezenten fluviatilen Sedimente von Saale und Thüster Beeke (Südniedersachsen) in Abhängigkeit von ihren Liefergesteinen. — 46 S., Dipl.-Arb. TU Hannover. — [Unveröff.]
- LIPPOLT, H. J. & TODT, W. (1978): Isotopische Altersbestimmungen an Vulkaniten des Westerwaldes. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh, **1978**: 332—352; Stuttgart.
- LÜTTIG, G. (1954): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. — Geol. Jb., **70**: 43—125; Hannover.
- (1960): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raume Alfeld—Hameln—Elze. — Geol. Jb., **77**: 337—390; Hannover.
- MEYER, R. (1978): Die Schwermineralverteilung in den rezenten fluviatilen Sedimenten der Despe (E Gronau, Südniedersachsen) im Vergleich mit ihren Liefergesteinen. — 46 S.; Dipl.-Arb. TU Hannover. — [Unveröff.]
- POETSCH, TH. J. (1975): Untersuchungen von bodenbildenden Deckschichten unter besonderer Berücksichtigung ihrer vulkanischen Komponente. — Gießener Geol. Schriften, **4**: 180 S.; Gießen.
- PREUSS, H. (1975): Gliederung und Zusammensetzung der Weserterrassen-Körper bei Bodenfelde (mit einer geologischen Kartierung). — Mitt. Geol. Inst. Techn. Univ. Hannover, **12**: 5—50; Hannover.
- RAUSCH, M. (1977): Fluß-, Schmelzwasser und Solifluktuationsablagerungen im Terrassengebiet der Leine und Innerste. — Mitt. Geol. Inst. Techn. Univ. Hannover, **14**: 84 S.; Hannover.
- RAZI RAD, M. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Quartär-Stratigraphie am Mittelrhein. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **28**: 164 S.; Köln.
- SCHERER, H. D. (1976): Die pleistozänen Flußterrassen der östlichen Mainebene. — Geol. Jb. Hessen, **104**: 61—86; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. [Hrsg.] (1974): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Mainische Forschungen, **78**: 216 S.; Frankfurt/M.
- SINGH, V. (1965): Sedimentpetrographische Untersuchungen der Tuffe und Tuffite des Vogelsberges. — 51 S.; Diss. Erlangen-Nürnberg.
- THIEKE, H. U. (1975): Schwermineralogische Kennzeichnung von fluviatilen spätster-glazialen bis frühsaale-glazialen Ablagerungen im mittleren Teil der DDR. — Z. geol. Wiss., **3**: 1091—1101; Berlin (Ost).
- VINKEN, R. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 127—170; Krefeld.
- WINDHEUSER, H. (1977): Die Stellung des Laacher Vulkanismus (Osteifel) im Quartär. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **31**: 223 S.; Köln.
- & BRUNNACKER, K. (1978): Zeitstellung und Tephrostratigraphie des quartären Osteifel-Vulkanismus. — Geol. Jb. Hessen, **106**: 261—271; Wiesbaden.
- ZANDSTRA, J. G. (1971): Geologisch onderzoek in de stuwwal van de oostelijke Veluwe bij Hattem en Wapenveld. — Meded. Rijks Geol. Dienst, N. S., **22**: 215—258; Maastricht.

Manuskript eingegangen am 3. 9. 1979.

Eiszeitalter u. Gegenwart	30	73—88 10 Abb., 5 Tab.	Hannover 1980
---------------------------	----	--------------------------	---------------

Paläoökologische Untersuchungen zum Krefeld-Interglazial am Niederrhein

BRIGITTE URBAN *)

Mit einem Beitrag von JEAN-J. PUISSÉGUR

Herrn Prof. Dr. R. Schütrumpf zum 70. Geburtstag gewidmet

Pollen-diagram, flora, malakofauna, Saalian push-endmorain, Kempen-Krefeld-Interglacial, middle terrace, Rhenisch Westphalian Basin (Lower Rhine Area)

TK 25: Nr. 4304, 4404, 4405, 4504, 4505, 4506

Kurzfassung: Aus dem Bereich der saalezeitlichen Stauchendmoränen im Großraum Krefeld am Niederrhein wurden vier Pollendiagramme aus den Krefelder-Schichten erarbeitet und als Krefeld-Interglazial bezeichnet.

Das Profil Römerhof II wurde zudem malakozoologisch untersucht. Die erfaßten vegetationsgeschichtlichen Abschnitte zeigen bei relativer Gleichförmigkeit eine Dominanz der Koniferen-hölze, die mit Auewalelementen (*Pterocarya*, *Alnus*, *Vitis*) das Vegetationsbild am Niederrhein ausgemacht haben.

Juglandaceae-Pollen ist ebenso wie der Pollen von *Fagus* in diesen Abschnitten des Interglazials regelmäßig, allerdings nur in Spuren vertreten. Massulae von *Azolla filiculoides* sind in allen Profilen zum Teil reichlich vorhanden.

Eine stratigraphische Einstufung der gestauchten (Krefelder-Schichten) und der ungestauchten (Kempener-Schichten) wird diskutiert.

[Paleoecological Investigations of the Krefeld-Interglacial / Lower Rhine Area]

Abstract: In the area of Krefeld (Lower Rhine Region) clay-horizons being intercalated inbetween Saalian push-endmoraines have been analysed for pollen. Four pollen-diagramms of those Krefelder-Schichten will be discussed in this paper.

The warm period found is termed Krefeld-Interglacial.

The profile of the locality Römerhof II has as well been analysed for malakozoological remains.

The type of vegetation prevailing during the probably second part of the interglacial is characterized by a predominance of coniferous trees and a riverhine vegetation (*Pterocarya*, *Alnus*, *Vitis*). Pollen of Juglandaceae has been found as well as pollen of *Fagus* in this interglacial period repeatedly, but only with very few grains. All profiles are abundant in Massulae of the water fern *Azolla filiculoides*.

The stratigraphic position of the glaciene pushed deposits (Krefelder-Schichten) and the in situ located deposits (Kempener-Schichten) is discussed at the end of the paper.

1. Einleitung

In der weiteren Umgebung von Krefeld, also in dem Bereich, in welchem die Krefelder Mittelterrasse verbreitet ist, und den rheinwärts angrenzenden saale-zeitlichen Stauchendmoränen (Abb. 1) sind schluffig-tonige Altwassersedimente bekannt. Sie unterteilen als „Kempener-Schichten“ ungestörte Schotter, und als „Krefelder-Schichten“ sind sie in die Stauchendmoränen eingeschuppt. KEMPF (1966) hat beide Gruppen als „Kempen-Krefelder-Schichten“ zusammengefaßt.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. B. Urban, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nußallee 13, 5300 Bonn; Dr. J. J. Puisségur, Hauteroche, F 21250 Les Laumes.

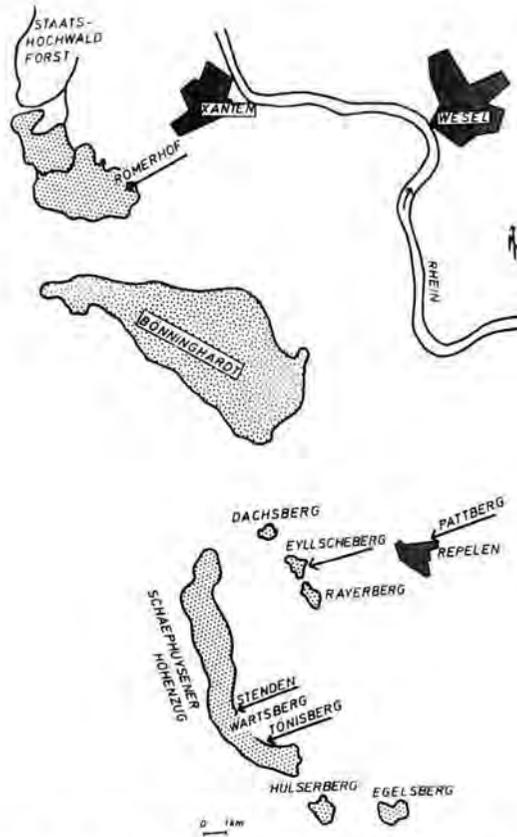


Abb. 1: Lage der Profile in den Staudwällen und Inselbergen am Niederrhein.

Konventionellerweise werden diese feinkörnigen Ablagerungen dem Holstein-Interglazial zugeordnet, (zusammengefaßt bei KEMPF 1966). Aus der älteren Literatur (BERTSCH & STEEGER 1927; BERTSCH, STEEGER & STEUSSLOFF 1931 und STEEGER 1952) sind weitere ähnliche Bildungen als „Moerser Schichten“ bekannt geworden. Neben der faziellen Ausbildung wurden paläobotanische und malakozoologische Befunde zu deren Definition genutzt.

Für eine Trennung der Kempener-Schichten und der Krefelder-Schichten aufgrund stratigraphischer und faunistischer Befunde sprechen die Argumente von KAISER & SCHÜTRUMPF (1960).

Im Anschluß an die paläobotanische Bearbeitung des Ältestpleistozäns der Niederrheinischen Bucht (URBAN 1978 a, b, c) wurden einige dieser mittelpleistozänen Ablagerungen pollenanalytisch untersucht.

Es handelt sich dabei um Vorkommen im Bereich der innerhalb des Niederterrassenareals liegenden Einzelberge (Inselberge), dem „Eyll'sche-Berg“; dazu kommt im Bereich des Schaephysener Höhenzuges ein ebenfalls gestauchtes, nach der Lokalität Stenden bezeichnetes Vorkommen am Wartsberg. In der Stauchmoräne SW Xanten liegt die als Römerhof bezeichnete dritte Lokalität (Abb. 1).

Die jüngsten geologisch-paläontologischen Untersuchungen zu derartigen Ablagerungen stammen aus dem Schacht Tönisberg (Abb. 1) von KEMPF (1966), vom Süden des Schaepfysener Höhenzuges.

Herr Prof. Dr. KEMPF hat freundlicherweise Material zur Einsichtnahme zum Vergleich zur Verfügung gestellt; dafür sei ihm an dieser Stelle gedankt.

Ferner liegen Ergebnisse von GRÜNER (1975) und LANSER (1978) über den geologischen Aufbau im Bereich der Krefelder Terrasse vor; diese Untersuchungen werden weitergeführt.

2. Die untersuchten Profile

2.1. Entnahme, Aufbereitung und Auszählen der Pollenpräparate und Diagrammdarstellung

Sämtliche Proben wurden an Aufschlußwänden entnommen und zwar in lückenlosen Abständen in 10—20 cm langen Blöcken.

Die Probenaufbereitung erfolgte in der bewährten Weise (nach FRENZEL 1964, modifiziert) mit einer K-Cd Jodid-Schwereretrennung (ausführliche Beschreibung bei URBAN 1978 c). Auf diese Art und Weise konnte eine Anreicherung einer zum größten Teil ausreichenden Sporomorphemenge der durchweg anorganischen, schluffig-tonigen Bildungen erreicht werden.

Beim Auszählen der Pollendiagramme wurde darauf geachtet, einen möglichst repräsentativen Querschnitt eines Deckgläschens zu erhalten, wenn genügend Material zur Verfügung stand. Bei geringer Pollendichte wurden ein bis mehrere Deckgläschen (21 x 26 mm) ausgezählt.

Bei der Darstellung der Pollendiagramme wurden nur einige wesentliche Taxa als Schattenrißkurven abgebildet (Abb. 1, 2, 3, 4), selten auftretende Pollenformen können den Tabellen 1, 2, 3 und 4 entnommen werden. Als Basissumme diente aller Baumpollen einschließlich *Corylus* und aller Kräuterpollen. Pollen aquatischer Pflanzen, Farn- und Moossporen sowie Ericaceenpollen ist aus der Basissumme ausgeschlossen. Bei den Detaildiagrammen (Abb. 6—9) wurde *Alnus*, als Lokalfaktor, aus der Basissumme herausgenommen.

2.2. Die Pollendiagramme (Zonierung siehe Detaildiagramme, Abb. 6—9)

Römerhof I TK 50 L 4304 Wesel (R 25/284000 H 57/201600)

Das Pollendiagramm weist eine Drei- (bzw. Vier-)Teilung auf:

Lokalgliederung: (Abb. 2 und 6)

Abschnitt 1: 370—205 cm

An der Basis wird das Diagramm von *Corylus* bestimmt, bei geringer Beteiligung von *Pinus*, *Abies* und den Eichenmischwaldelementen. Aquatische Pflanzen spielen auch eine Rolle und von besonderer Bedeutung ist das erste Auftreten von *Azolla filiculoides* (Massulae).

Abschnitt 2: 205—115 cm

Es folgt ein Abschnitt mit hohem *Pinus*-Anteil, mit *Abies* und wenig *Corylus*. In der Probe R 17 (Abb. 2) tritt neben *Pterocarya* auch *Vitis* zum erstenmal in diesem Profil auf. Die Eichenmischwaldanteile sind gering.

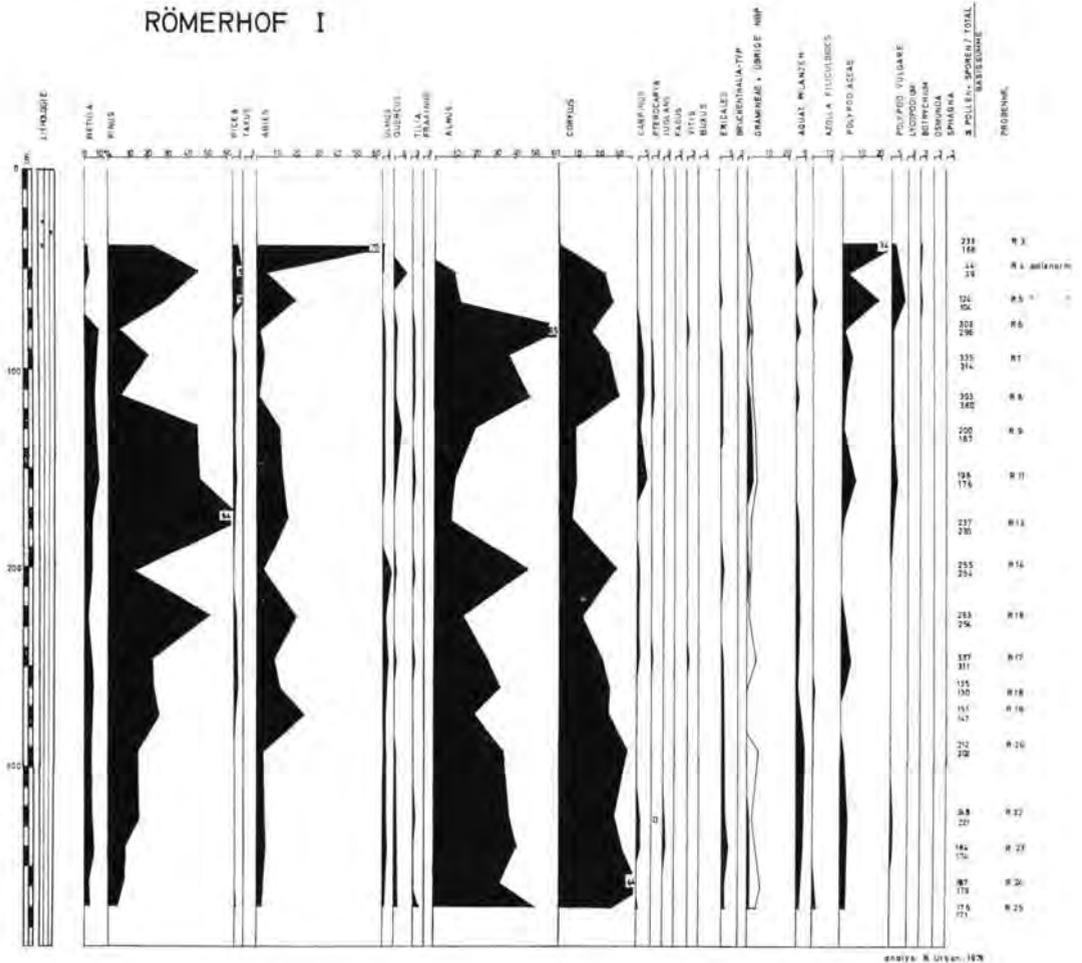


Abb. 2: Pollendiagramm, Römerhof I.

Abschnitt 3: 115—40 cm

Es zeichnet sich eine erneute Haselphase ab, die allerdings einen scheinbar kürzeren Zeitraum einnimmt als die des Abschnittes 1, mit *Pinus*- und *Abies*-Beteiligung, dazu kommen in geringem Maße Eichenmischwald- und Hainbuchen-Anteile.

Das Pollendiagramm endet mit einer erneuten Zunahme von *Pinus* zusammen mit *Picea*, wobei *Abies* einen Gipfel von 70 % erreicht (Probe R 3, Abb. 2). *Alnus* und *Corylus* gehen in den obersten Profilschnitten auf annähernd 0 % zurück (Abb. 2 und 6).

Römerhof II

Lokalgliederung: (Abb. 3 und 7)

RÖMERHOF II

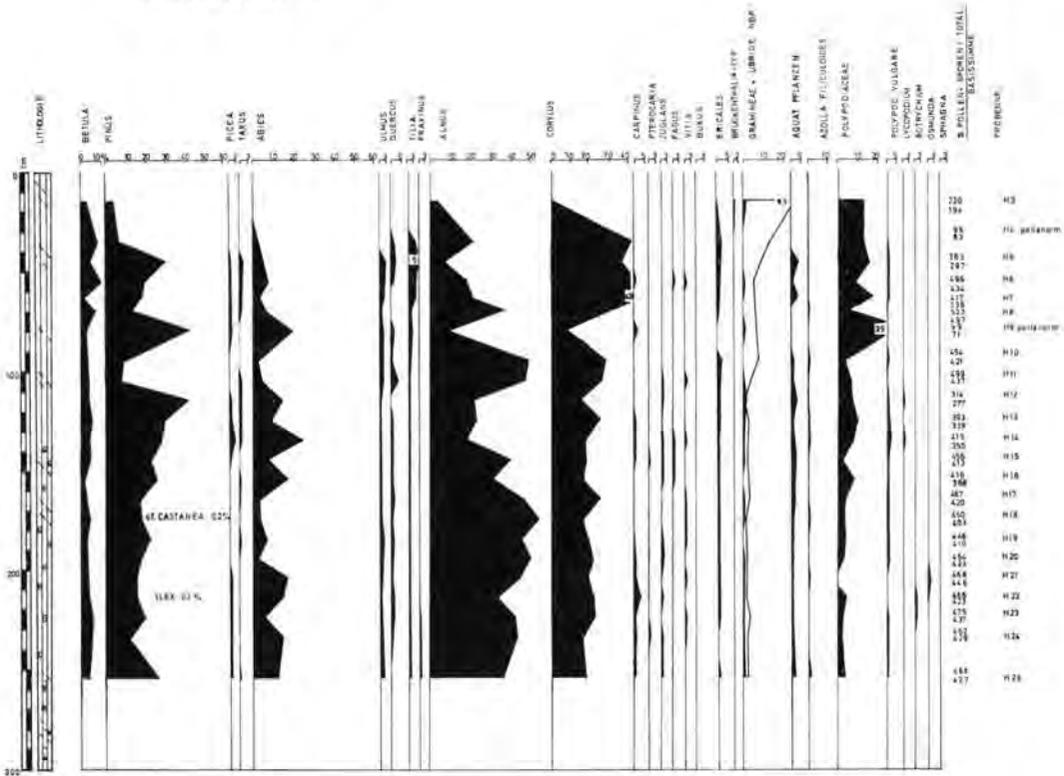


Abb. 3: Pollendiagramm, Römerhof II.

Abschnitt 1: 255—90 cm

An der Basis des Pollendiagramms zeichnet sich eine recht gleichförmige Phase ab: über insgesamt fast die Hälfte des Diagramms dominieren Hasel und Kiefer, *Abies* und der Eichenmischwald sind ebenfalls beteiligt, in geringem Maße die Hainbuche. Es treten mit geringen Werten *Pterocarya*, *Juglans* und *Vitis* auf. Auch Massulae von *Azolla filiculoides* sind gefunden worden.

Abschnitt 2: 90—15 cm

Es kommt im weiteren Diagrammverlauf zu einer Hasel-Dominanz (Abb. 7), mit Kiefer und wenig Tanne, aber höheren EMW- und *Taxus*-Anteilen. *Juglans*-Pollen ist wiederholt in dieser Zone gefunden worden, ebenso wie *Fagus*-Pollen (Abb. 3). Von diesem wird angenommen, daß er auf primärer Lagerstätte liegt, da sich durch die übrige Pollenvergesellschaftung kein Hinweis auf Umlagerung erkennen läßt.

Nach einer erneuten Erlendominanz nehmen die *Corylus*-Werte stark zu (Abb. 3). In der Probe H 6 tritt erneut *Fagus*-Pollen auf.

Im jüngsten Teil dieses Abschnittes findet eine starke Zunahme des NBP statt; insbesondere ergeben sich diese hohen Werte durch Cruciferenpollen. Zudem tritt in diesen oberen Proben Pollen vom *Bruckenthalia*-Typ auf (Abb. 3). Dieser Pollentyp ist von

URBAN (1978 b) für den ältestpleistozänen Interglazialtyp, „van Eyck-Interglazial“ im Raum Brüggen (nordwestliche Niederrheinische Bucht) beschrieben worden und findet sich auch in zeitgleichen Diagrammen von MENKE (1975) in Schleswig-Holstein. Er ist in allen wesentlichen Merkmalen mit dem von BEHRE (1974) für jungpleistozäne Ablagerungen beschriebenen *Bruckenthalia*-Pollen ident; es handelt sich jedoch um eine wesentlich kleinere Form. Der von TURNER (1970) vorgestellte Pollen *Erica terminalis* in den Ablagerungen von Hoxne kommt dieser kleinen *Bruckenthalia*-Form sehr nahe.

Stenden TK 50 L 4504 Moers (R 25/362000 H 57/0416000)

Lokalgliederung: (Abb. 8 und 4).

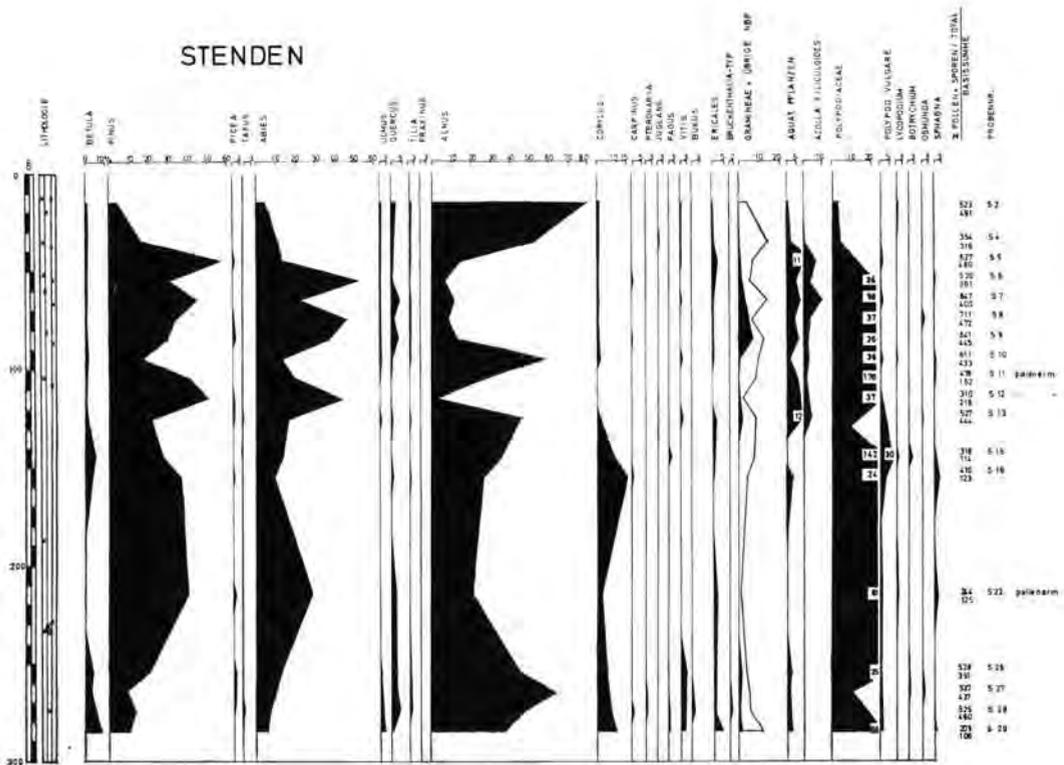


Abb. 4: Pollendiagramm, Stenden.

Abschnitt 1: 285—120 cm

Der basale Abschnitt wird dominiert von *Abies* und *Pinus*, wobei auch *Corylus* eine wenn auch geringe Rolle spielt. Im tiefsten Teil des Diagramms tritt neben *Pterocarya*-Pollen auch wieder *Fagus*-Pollen auf, und bei leicht erhöhten *Vitis*-Werten konnte auch *Buxus*-Pollen gefunden werden (Abb. 4).

Ab der Probe S 13 tritt mit erhöhten Werten und in geschlossener Kurve *Azolla filiculoides* (Massulae) auf.

Abschnitt 2: 120—15 cm

In den oberen Proben erfolgt eine starke Eichenmischwaldausbreitung bei hohen *Pinus*- und *Abies*-Anteilen, *Corylus* sinkt weiter ab.

Eyll'sche Berg TK 50 L 4504 Moers (R 25/321100 H 56/981400) (Abb. 5 und 9)

Das Probenmaterial war von der Pollenführung her weitgehend unbefriedigend. Nur im oberen Profil-Teil war die Pollenführung zufriedenstellend und prozentual auswertbar.

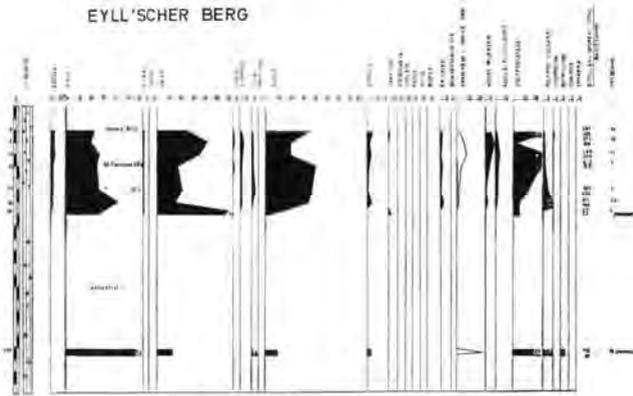


Abb. 5: Pollendiagramm, Eyllsche Berg.

Der obere Diagrammabschnitt kann als eine Einheit aufgefaßt werden. Unter den Gehölzen sind *Pinus* und *Abies* gleichermaßen stark beteiligt. *Corylus* liegt ebenso wie die Eichenmischwaldelemente um 5% (Abb. 9). Über den gesamten Abschnitt hinweg läßt sich eine geschlossene Kurve von *Azolla filiculoides* (Massulae) beobachten (Abb. 5).

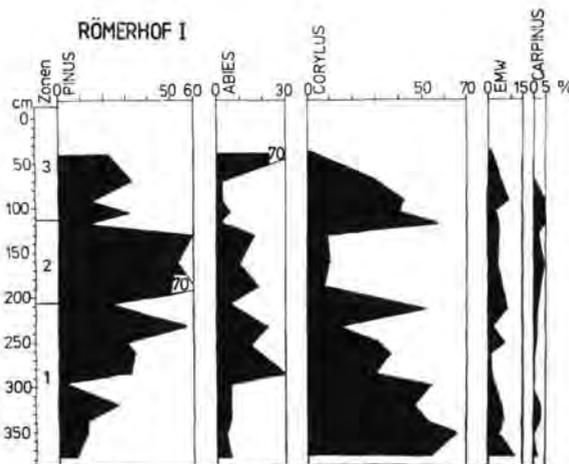


Abb. 6: Detaildiagramm, Römerhof I.

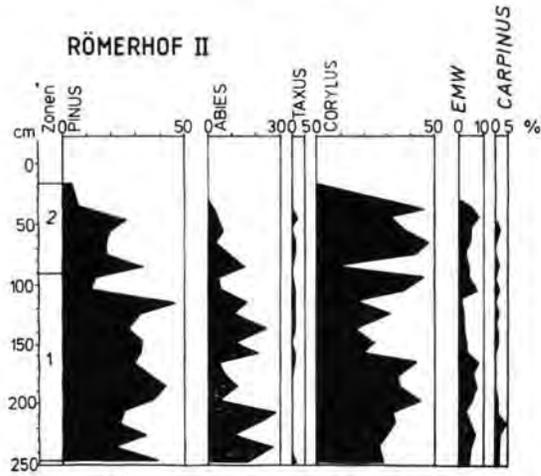


Abb. 7: Detaildiagramm, Römerhof II.

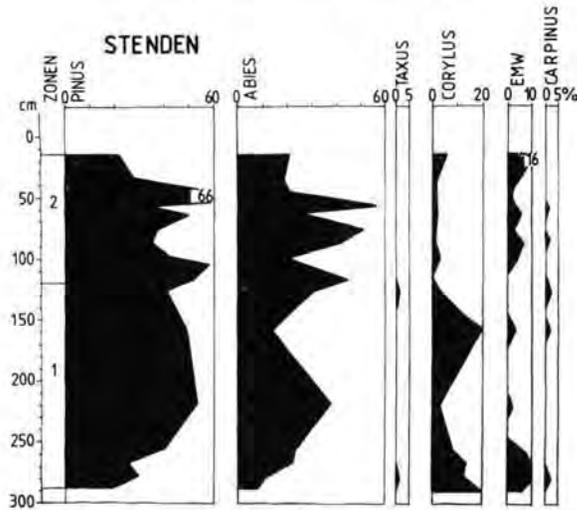


Abb. 8: Detaildiagramm, Stenden.

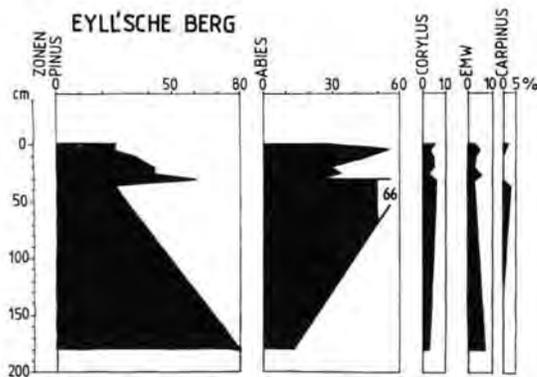


Abb. 9: Detaildiagramm, Eyll'sche Berg.

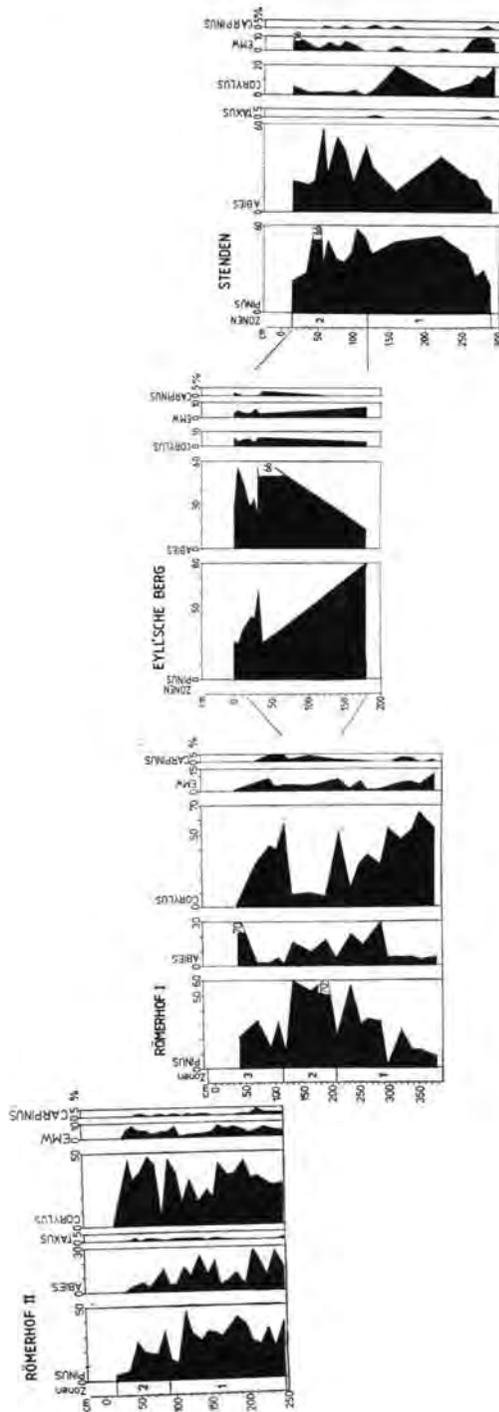


Abb. 10: Parallelisierung der Profile über Pollenzonen.

3. Diskussion der Pollendiagramme der Krefelder-Schichten und Vergleich mit zeitgleichen Vorkommen

Die sich pollenfloristisch entsprechenden Abschnitte sind miteinander korreliert worden, wobei eine übergeordnete Zonierung eingeführt wurde.

Aus der Abb. 10 geht hervor, daß sich die Diagramme aufgrund einiger charakteristischer Phasen und Tendenzen in Verbindung mit selten auftretenden Pollenfunden gut gliedern und miteinander parallelisieren lassen.

Die älteste erfaßte Zone 1 (im Diagramm Römerhof I) zeichnet sich durch die hohe Hasel-, Kiefer- und Tannenbeteiligung aus. In diesem basalen Teil wurden bereits *Mas-sulae* von *Azolla filiculoides* gefunden, ebenso wie Pollen von *Vitis*, *Buxus*, *Juglans*, *Pterocarya* und *Fagus*. Die zuletzt genannten Formen treten allerdings nur in Spuren auf (zumeist unter 1 ‰).

Zone 1 von Stenden zeigt im Gegensatz zu Zone 1 von Römerhof I einen Wechsel im Pollenspektrum zugunsten von *Pinus* und *Abies*. Auch in dieser Phase ist Pollen von *Pterocarya*, *Juglans* und *Fagus* gefunden worden. Diese Zone könnte zwischen Zone 1 und 2 des Profils Römerhof I eingestuft werden.

Zone 2 von Römerhof I ist als eine Parallele zu Zone 2 von Stenden und dem Profil des Eyll'schen Berges aufzufassen, wobei bei *Pinus*- und *Abies*-Dominanz die Beteiligung von *Corylus* gering ist. Die Eichenmischwaldelemente sind jedoch zusammen mit *Carpinus* zum Teil stärker vertreten.

Die folgende Zone 3 von Römerhof I könnte mit der Zone 1 des Pollendiagramms Römerhof II parallelisiert werden. Die Kiefern- und Hasel-Anteile sind ungefähr gleich hoch. Die Tanne und die Eichenmischwaldelemente, in geringerem Maße auch die Hainbuche, spielen eine Rolle.

Die Zone 2 im Profil Römerhof II geht demnach über alle anderen Diagramme hinaus; *Corylus* herrscht vor, *Pinus* und *Abies* sind mit geringeren Werten als zuvor vertreten bei relativ guter Beteiligung des Eichenmischwaldes und *Taxus*.

Insgesamt betrachtet muß während der diskutierten Zonen mit einem recht gleichförmigen Vegetationstyp gerechnet werden. Dominant im Waldbild waren vor allem Nadelgehölze, wobei ein ausgedehntes Auwaldsystem angenommen werden kann (KEMPF 1966), in dem die Erlen, aber auch die Hasel mit *Pterocarya*, *Vitis* und dem Wasserfarn *Azolla filiculoides* am Niederrhein vertreten waren. Für diese Warmzeit mit ihrem charakteristischen pollenfloristischen Bild wird hier der Begriff „Krefeld-Interglazial“ eingeführt. Da nur ein Ausschnitt aus einem vermutlich wesentlich umfangreicheren Interglazial (ZAGWIJN 1973; MÜLLER 1974) erfaßt werden konnte, ist anhand der ermittelten Abschnitte ein Klimaverlauf nur andeutungsweise zu rekonstruieren. Immerhin kann aber, abgesehen von der zeitlich-stratigraphischen Einstufung, über das Klima während der Ablagerungszeit folgendes gesagt werden: es herrschten warm-humide Klimabedingungen, wobei der hohe Koniferenanteil nicht zwingend auf eine sich bereits anzeigende Klimaverschlechterung hindeuten muß. Der hohe Koniferenanteil kann auch auf die sich verändernden edaphischen Bedingungen im Verlauf einer Warmzeit zurückzuführen sein. Schließlich spielen Standortfragen hinein, die im Niederungsgebiet am Niederrhein einen raschen räumlichen Wechsel zwischen Auwald und trockenen Standorten der anspruchslosen Gehölze zur Folge haben.

Bei einem ersten Vergleich mit dem wohl bisher am vollständigsten erfaßten holsteinzeitlichen Vorkommen von Munster-Breloh (MÜLLER 1974) zeigt sich darüberhinaus auch, daß die hier am Niederrhein erfaßten interglazialen Bildungen bereits nahezu an das Ende

der Holstein-Warmzeit gestellt werden könnten. ZAGWIJN (1963) beschreibt das Auftreten vom *Pterocarya*-Pollen neben MÜLLER aus dem Abschnitt Ho 3 b seiner Gliederung des Holstein-Interglazials und damit aus einer jüngeren Phase dieser Warmzeit.

Die Sedimentation der schluffig-tonigen Altwasserablagerung hat somit, und zwar für alle der hier diskutierten Vorkommen, am Niederrhein erst gegen Ausgang des Holstein-Interglazials eingesetzt. Eine beginnende Sedimentation erst zum Ende der Warmzeiten hin konnte allerdings bisher in der Niederrheinischen Bucht zumeist beobachtet werden. So setzen ältestpleistozäne warmzeitliche Tonablagerungen im Raum Brüggen im Klimaoptimum des Interglazials ein (van Eyck-Interglazial, URBAN 1978 b). Auch für ältestpleistozäne Vorkommen auf der Ville konnten bisher keine Übergänge mit Einwanderungs- und Ausbreitungsphasen der Gehölze in entsprechenden Altwassersedimenten ermittelt werden. So lassen sich die interglazialen Bildungen (z. B. Frechen I Interglazial, Tiglium A) zwar zum Teil in unterschiedliche vegetationsgeschichtliche Abschnitte untergliedern, setzen jedoch meist ebenfalls erst im thermischen Optimum oder später ein und lassen häufig eine schnelle Sedimentation toniger Fazies erkennen. Diese hält zum Teil bis in die Frühglazialphasen an, falls nicht in Zusammenhang mit hangenden Flußsedimenten gekappt.

Das von KEMPF (1966) beschriebene Pollendiagramm aus den ungestörten Krefelder-Schichten von Schacht Tönisberg gehört offenbar ebenfalls an das Ende des Holstein-Interglazials. Es dürfte jedoch im Vergleich mit den eigenen Untersuchungen einem etwas älteren Abschnitt zuzuordnen sein, den ZAGWIJN (1973) als Ho 2 / Ho 3a bezeichnet. Charakteristisch sind im Schacht Tönisberg die noch recht hohen *Quercus*-Anteile zusammen mit *Pinus* und *Abies*. Eine weitere genauere Parallelisierung mit diesem Diagramm ist jedoch nicht möglich; anhand eigener Nachuntersuchungen konnten die hohen *Pterocarya*- und *Castanea*-Werte in diesem Profil nicht bestätigt werden. Auch sind bei KEMPF keine Hinweise auf das Vorkommen von *Fagus*-, *Vitis*-, *Buxus*- und *Taxus*-Pollen anhand des Pollendiagramms zu finden. *Vitis sylvestris* beschreibt er ebenso wie *Azolla filiculoides* (*interglazialica*) makroskopisch. (Möglicherweise zeitgleich können Spektren aus dem Kärlicher-Interglazial sein, worauf die hohen *Quercus*- und *Pinus*-Anteile hindeuten (URBAN, 1978d).

VON DER BRELIE et al. (1959) beschreiben aus der Rinnenfüllung im Flöz Frimmersdorf eine Reihe makroskopisch und mikroskopisch erfaßter Pflanzenreste, die ein holsteinzeitliches Alter dieser Ablagerungen nahelegen könnten. Auch in diesen Bildungen wurden Reste von *Taxus baccata*, *Pterocarya cf. fraxinifolia* und *Buxus sempervirens* gefunden, die übrigen pollenanalytischen Befunde deuten auf kühle Bedingungen während des Ablagerungszeitraumes hin. Allein aufgrund der Lagerungsverhältnisse wurden diese Vorkommen seinerzeit in das Mindel/Riß-Interglazial gestellt. Dieses Frimmersdorf-Interglazial liegt in der Mittelterrasse II (BRUNNACKER et al. 1978) und ist damit deutlich älter als das „Krefeld-Interglazial“. Auf die abgeschlossenen palynologischen Untersuchungen (URBAN 1979) zu einem Ausschnitt aus dem Frimmersdorf-Interglazial wird an anderer Stelle eingegangen.

Die „Vogelheimer Flora“ (KRÄUSEL 1937) bei Essen weist, abgesehen von vielen, später von anderen Autoren beschriebenen typisch-holsteinzeitlichen Taxa, ebenfalls auf ein älteres Interglazial, da bisher *Tsuga*-Pollen noch nicht in eindeutig holsteinzeitlichen Ablagerungen gefunden wurde.

4. Malakozologische Befunde (PUISSÉGUR)

Die Malakofauna des Profils Römerhof II ist ausgesprochen arm und das Material zum Teil schlecht erhalten. Alle Formen sind aquatisch, was auch mit dem Vorkommen von Fischzähnen in Übereinstimmung zu bringen ist. *Valvata piscinalis* ist häufig gefunden worden (vgl. Tab. 1) und die Gehäuse sind gut erhalten. Von *Bithynia tentaculata*

sind, obwohl deren Gehäuse resistent ist, nur Deckel vorhanden. Die gefundenen Reste von *Viviparus* sind zu fragmentarisch, um eine Artbestimmung vornehmen zu können.

Tab. 1: Molluskenfauna des Profils Römerhof II

Taxon	Probe-Nr. I	II	III	IV	V
<i>Valvata piscinalis</i> MÜLLER	297	125	7	95	—
<i>Bithynia tentaculata</i> L.	25 (1)	54 (1)	4 (1)	8 (1)	70 (1)
<i>Viviparus</i> sp.	2 (2)	1 (3)	—	2 (4)	—
<i>Gyraulus albus</i> MÜLLER	1	—	—	—	—
<i>Limnaea</i> sp.	1	1	—	—	—
Hydrobiidae	—	—	1	—	—

Probe-Nr.	I = 0—52 cm	(1) nur Deckel
	II = 52—104 cm	(2) zwei Gehäusespitzen und sechs Fragmente, alle sehr korrodiert
	III = 104—156 cm	(3) vier schlecht erhaltene Fragmente
	IV = 156—208 cm	(4) eine gut erhaltene Gehäusespitze
	V = 208—260 cm	

Ebenfalls bleibt offen, um welche Spezies es sich bei dem Hydrobiidae-Exemplar handelt. Es ist dabei nicht auszuschließen, daß es sich bei den aufgefundenen Resten von *Bithynia tentaculata* und *Viviparus* um Bestandteile aus einer älteren, hier eventuell sekundär eingeschwemmten Ablagerung handelt.

5. Stratigraphische Bemerkungen

Es ist naheliegend, die paläobotanisch und zum Teil malakozologisch bearbeiteten Vorkommen konventionellerweise in das Holstein-Interglazial im Sinne eines vorletzten Interglazials einzustufen.

Daneben ist jedoch für dieses „Krefeld-Interglazial“ eine weitere, nämlich eine um eine Warmzeit ältere Einstufung in Ansätzen diskutabel, im Sinne einer drittletzten Warmzeit (ebenfalls Holstein-Interglazial). Für eine solche Möglichkeit können sprechen:

a) paläobotanische Befunde

Die rein paläobotanischen Befunde für sich allein gestellt lassen eine Parallelisierung mit Profilen des klassischen Eems nicht zu. Auch ist eine eindeutige Einstufung in das Holstein-Interglazial nicht gesichert, wengleich sich gewisse Beziehungen zu Ausschnitten der Holstein-Gliederungen von ZAGWIJN (1974) und MÜLLER (1974) herstellen lassen. Das Pollendiagramm (KEMPF 1966) von Schacht Tönisberg zeigt jedoch kaum Parallelen zu denen des Krefeld-Interglazials. Immerhin stehen damit folgende Kriterien zur Diskussion: dem Interglazialtyp des „Krefeld-Interglazials“ fehlen die eventuellen frühen Abschnitte, die für eine Charakterisierung der Florengeschichte Voraussetzung sind. Ferner ist das Vorkommen von insbesondere Juglandaceen (*Pterocarya*, *Juglans*), abgesehen von ältest-pleistozänen Ablagerungen, nicht allein auf das Holstein-Interglazial beschränkt (z. B. Frimmersdorf-Interglazial, VON DER BRELIE et al. 1959), und daher für die stratigraphische Aussage für sich allein gestellt nur bedingt brauchbar.

b) Mollusken

In seiner zusammenfassenden Arbeit über die Mollusken des Holstein-Interglazials des Niederrheingebietes faßt KEMPF (1968) alle, auch von anderen Autoren bis dahin beschriebenen Formen der „Kempen-Krefelder“ Schichten zusammen. Dabei wird auf das stratigraphisch interessante Vorkommen unter anderem von *Viviparus diluvianus* hingewiesen. Bis auf *Limnaea* und das Hydrobiidae-Exemplar sind die in Römerhof II gefundenen Mollusken auch schon bei KEMPF (1966, 1968) beschrieben. Sie bestätigen die interglazialen Ablagerungsbedingungen und deuten ökologisch betrachtet wechselnde Strömungsgeschwindigkeiten eines Flußlaufes an.

c) Geologie

Auch aus der Sicht des geologischen Aufbaus ist ferner die Möglichkeit einer älteren Einstufung nicht völlig ausgeschlossen (BRUNNACKER et al. 1978; BRUNNACKER 1978). So sind im Areal der östlich angrenzenden Niederterrasse einige Sandvorkommen im Liegenden der Niederterrasse bekannt, die *Azolla filiculoides* führen. Dieses Florenelement ist aber bisher nur aus präeemzeitlichen Vorkommen in NW-Europa bekannt. Wenngleich diese Ablagerungen mit *Azolla filiculoides* umlagert sein können, so fragt sich doch, ob es sich um über weitere Strecken verlagertes Material handelt, oder um nur kurzstreckig, lokal verlagerte Sedimente, oder ob diese Sedimente nicht wirklich in situ liegen.

d) Ergebnis

Anhand der dargestellten Argumente ergibt sich für eine stratigraphische Zuordnung der im allgemeinen gestauchten Krefelder-Schichten (Krefeld-Interglazial) folgendes: Die interglazialen Vorkommen in den Stauchwällen und Inselbergen (Krefeld-Interglazial) sind gleichalt und gehören in eine ältere Warmzeit (Holstein).

Die Kempener Schichten stehen im Raum Krefeld in engem räumlichen Verband mit den gestauchten Krefelder Schichten. Dies war einer der Gründe für KEMPF (1966), beide Ablagerungen zusammenzufassen (Kempen-Krefelder Schichten). Aber auch wenn man diese Parallelisierung akzeptiert, so ist doch zum einen die Stellung der Moerser Schichten als ebenfalls gleichaltrig (nach KEMPF) nicht präzise gesichert, noch zumal sie in der Ausräumungszone des Inlandeis östlich der Stauchwälle liegen. Und zum anderen ist die Verknüpfung der interglazialen Vorkommen bei Köln (Efferen, Bensberg nach KAISER & SCHÜTRUMPF) mit den untersuchten Vorkommen im Raum Krefeld nicht eindeutig.

Möglicherweise zeigt sich über die aufgezählten warmzeitlichen Vorkommen eine Parallele zu der immer noch in Diskussion stehenden Unterteilung der Saale-Eiszeit durch eine zwischengeschaltete Warmzeit (Treene) (PICARD 1960; STREMMER 1964). Nach MENKE (1978) könnte allenfalls noch eine Früh-Drenthe-Warmzeit diskutiert werden. Einen Hinweis zu der Frage, wo am Niederrhein im Liegenden der Niederterrasse weiterhin Eem-interglaziale Bildungen auftraten, geben VAN DER MEENE & ZAGWIJN (1978). Dieser Frage wird derzeit im Zusammenhang mit der Bearbeitung der Krefelder Mittelterrasse und deren Liegendschichten nachgegangen. Auch im Alpenvorland sind derzeit von FRENZEL (Vortrag in Dijon, Dezember 1978) Fragen aufgegriffen, welche präeemzeitliche Warmzeiten einbeziehen, die jedoch jünger sind als das Holstein-Interglazial.

Die in den folgenden Tabellen 2—4 aufgeführten Taxa sind durchweg mit so geringen Werten aufgetreten, zum Teil als Einzelfunde, daß auf eine Prozentangabe verzichtet werden konnte.

Tab. 2: Seltene Pollen- und Sporenformen im Profil Stenden

Probe-Nr.	Taxa
2	<i>Frangula alnus</i> , Cupressaceae, <i>Convolvulus</i> , <i>Pulmonaria</i> -Typ, <i>Pedicularis</i> -Hab., <i>Artemisia</i>
4	<i>Salix</i> , Cupressaceae, Urticaceae, Rubiaceae
5	Cupressaceae, Chenopodiaceae, Rubiaceae
6	cf. <i>Populus</i> , Rubiaceae
7	Cupressaceae, <i>Artemisia</i> , Rubiaceae
8	Cupressaceae, cf. <i>Salix</i>
9	Cupressaceae
10	<i>Frangula alnus</i> , Cupressaceae, <i>Epilobium</i>
11	Cupressaceae
13	Cupressaceae, <i>Artemisia</i> , <i>Thalictrum</i>
15	<i>Succisa</i> , <i>Polygonum spec.</i> , <i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>
16	<i>Myrica</i> , Cistaceae, <i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>
22	cf. <i>Sciadopitys</i> , <i>Rhamnus frangula</i> , <i>Artemisia</i> , <i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>
23	cf. <i>Carya</i>
26	cf. <i>Salix</i> , <i>Polygonum persicaria</i> -Typ, <i>Ophioglossum vulg.</i>
27	cf. <i>Polygalaceae</i>
29	<i>Cornus</i>

Tab. 3: Seltene Pollen- und Sporenformen im Profil Eyllsche-Berg

Probe-Nr.	Taxa
1a	cf. <i>Myrica</i> , <i>Thalictrum</i> , <i>Ostrya</i> -Typ, <i>Polygonum persicaria</i> -Typ
1b	<i>Polygonum persicaria</i> -Typ
1c	<i>Salix</i> , <i>Cheilanthes</i> , <i>Polypodium virginianum</i> -T.
2	Cupressaceae
3b	Cupressaceae
19	cf. <i>Eucommia</i>

Tab. 4: Seltene Pollen- und Sporenformen im Profil Römerhof II

Probe-Nr.	Taxa
H 1	<i>Eucommia</i>
H 2	<i>Salix</i> , <i>Juniperus</i>
H 6	Cupressaceae
H 9	<i>Juniperus</i> , Cupressaceae, <i>Osmunda claytoniana</i> -Typ
H 10	Cupressaceae
H 11	<i>Salix</i> , cf. <i>Populus</i> , <i>Ostrya</i> -Typ, <i>Epilobium</i> , <i>Artemisia</i>
H 14	cf. <i>Myrica</i> , cf. <i>Populus</i>
H 15	<i>Ostrya</i> -Typ, <i>Sambucus</i>
H 18	cf. <i>Populus</i>
H 19	cf. <i>Populus</i>
H 21	cf. <i>Myrica</i>
H 22	<i>Artemisia</i>

Tab. 5: Seltene Pollen- und Sporenformen im Profil Römerhof I

Probe-Nr.	Taxa
R 6	<i>Ostrya</i> -Typ
R 8	cf. <i>Populus</i>
R 9	<i>Myrica</i> , <i>Artemisia</i>
R 14	<i>Myrica</i>
R 16	<i>Myrica</i> , cf. <i>Caltha</i>
R 17	<i>Ostrya</i> -Typ, Cupressaceae, cf. <i>Myrica</i> , Dipsacaceae, <i>Caltha</i> -Typ
R 20	<i>Salix</i> , Cupressaceae, cf. <i>Myrica</i> , cf. <i>Cornus</i>
R 22	Cupressaceae

5. Schriftenverzeichnis

- BEHRE, K. E. (1974): Die Vegetation im Spätpleistozän von Osterwanna/Niedersachsen. — *Geol. Jb.*, **A 18**: 3—48, 8 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- BERTSCH, K. & STEEGER, A. (1927): Jungdiluviale pflanzenführende Ablagerungen am nördlichen Niederrhein. — *Sitz.Ber. ü. d. Vers. d. Niederrh. Geol. Ver. f. 1926*, **20**: 49—65; Bonn.
- & STEUSLOFF, U. (1931): Fossilführende Schichten in der sogenannten Krefelder Mittelterrasse. — *Sitz.Ber. ü. d. Vers. d. Niederrh. Geol. Ver. f. 1929*, **23**: 1—20; 2 Abb.; Bonn.
- BRELIE, G. VON DER, KILPPER, K., & TEICHMÜLLER R. (1959): Das Pleistozän-Profil von Frimmersdorf an der Erft. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 179—196; 6 Abb., 2 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- BRUNNACKER, K. (1978): Gliederung und Stratigraphie der Quartärterrassen am Niederrhein. — *Kölner Geogr. Arb.*, **36**: 37—58, 4 Abb., 1 Tab.; Köln.
- BOENIGK, W., DOLEZALEK, B., KEMPF, E. K., KOCI, A., MEUTZEN, H., RAZI RAD, M. & WINTER, K.-P. (1978): Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **28**: 277—324, 16 Abb., 4 Tab., 1 Taf., Krefeld.
- FRENZEL, B. (1964): Zur Pollenanalyse von Lössen. — *Untersuchungen der Lößprofile von Oberfellabrunn und Stüllfried (Niederösterreich)*. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 5—39, 6 Abb., 1 Tab.; Öhringen/Württ.
- GRÜNER, W. (1975): Stratigraphie der Stauchmoränen und Mittelterrassen bei Krefeld. — *Dipl.-Arb. Univ. Köln*; 175 S., 29 Tab., 2 Beil.; Köln. — [Unveröff.]
- KAISER, K. & SCHÜTRUMPF, R. (1960): Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **11**: 166—185, 5 Abb., 2 Tab.; Öhringen/Württ.
- 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.
- (1968): Mollusken aus dem Holstein-Interglazial des Niederrheingebietes. — *Arch. Moll.*, **98**, 1/2: 1—22, 3 Abb., 4 Taf.; Frankfurt.
- KRÄUSEL, R. (1937): Pflanzenreste aus den diluvialen Ablagerungen im Ruhr-Emscher Gebiet. — *Decheniana*, **95**, A: 207—240; Bonn.
- LANSER, K. (1978): Die „Krefelder Mittelterrasse“ bei Krefeld. — *Dipl.-Arb. Köln*: 136 S., 2 Abb., 8 Tab., 13 Beilagen; Köln. — [Unveröff.]
- VAN DER MEENE, E. A. & ZAGWIJN, W. H. (1978): Die Rheinläufe im deutsch-niederländischen Grenzgebiet seit der Saale-Kaltzeit. Überblick neuerer geologischer und pollenanalytischer Untersuchungen. — *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **28**: 345—359, 4 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. — *Geol. Jb.*, **A 26**: 3—151, 9 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählung an der holsteinzeitlicher Kieselgur von Munster-Breloh. — *Geol. Jb.*, **A 21**: 107—140, 10 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- STEEGER, A. (1952): 100 Jahre Eiszeitforschung am Niederrhein. — *Der Niederrhein*, **19**: 57—63, 1 Tab.; Krefeld.
- STREMME, H.-E. (1964): Die Warmzeiten vor und nach der Würthe-Eiszeit in ihren Bodenbildungen bei Böxlund (westl. Flensburg). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **4**: 237—247, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- TURNER, C. (1970): The Middle Pleistocene Deposits at Marks Tey, Essex. — *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **B 257**: 373—437; London.
- URBAN, B. (1978 a): Die Stellung altquartärer Altwasserabsätze in der Niederrheinischen Bucht anhand neuerer paläobotanischer Untersuchungen. — *Kölner Geogr. Arb.*, **36**: 69—77, 1 Abb., 1 Tab., 2 Beil.; Köln.
- (1978 b): The Interglacial of Frechen I/Rheinland. — A section of the Tiglian A-type. — *Geologie en Mijnbouw*, **57**, (3): 401—406, 4 fig., 1 enclosure; s'Gravenhage.

- (1978 c): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Gliederung des Altquartärs der Niederrheinischen Bucht. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **34**: 165 S., 13 Abb., 5 Tab., 3 Taf., 14 Beil.; Köln.
 - (1978 d): Die Stellung des Kärlicher Brockentuffs im Kärlicher Interglazial am Mittelrhein. — In: Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung: 649—654, 1 Abb., 2 Tab.; Wien.
 - (1980): Zur Stratigraphie des Frimmersdorf-Interglazials und Krefeld-Interglazials in der Niederrheinischen Bucht. — *Decheniana*, **133**: 224—228, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- ZAGWIJN, W. H. (1973): Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian Beds in the Northern Netherlands. — *Med. Rijks Geol. Dienst, N.S.*, **24**: 139—156, 13 fig., 2 tab.; enclosures 5—12; Maastricht.

Manuskript eingegangen am 24. 8. 1979

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	30	89—100 3 Abb., 4 Tab., 1 Taf.	<i>Hannover 1980</i>
----------------------------------	----	----------------------------------	----------------------

Neue Ergebnisse über das Jungquartär im Neckarschwemmfächer bei Heidelberg

MANFRED LÖSCHER, BERNHARD BECKER, MICHAEL BRUNS, ULRIKE HIERONYMUS,
ROLAND MÄUSBACHER, MARIANNE MÜNNICH, KLAUS MÜNZING & JÜRGEN SCHEDLER

Alluvial fan, genesis, climatic effect, pollen, fossil wood, dendrochronology, C-14 dating,
stratification, kryoturbation, Riss-Wuerm Interglacial, geological section
Upper Rhine Valley (Neckar, near Mannheim-Wollstadt), Baden-Wuerttemberg, TK 25: Nr. 6417

Kurzfassung: Am Beispiel eines repräsentativen Aufschlusses nordwestlich Mannheim-Wallstadt wird aufgezeigt, wie sich mit Hilfe paläontologischer Methoden (Konchylien, ¹⁴C-Daten, Pollen- und Holzartenbestimmung) sowie Sediment- und Strukturmerkmalen (Korngröße, Schichtung, Kryoturbationserscheinungen etc.) das Jungquartär des Neckarschwemmfächers stratigraphisch, paläoklimatisch und genetisch gliedern läßt.

Das Riß-Würm-Interglazial, bisher im nördlichen Oberrheingraben nur sedimentologisch erfaßt, kann im Neckarschwemmfächer auf Grund von Eichenholzfinden und warmzeitlichen Konchylien — in wesentlich geringerer Tiefe als bisher angenommen — nachgewiesen werden.

Mittels Holzartenbestimmung läßt sich von etwa 50 000 bis ca. 42 500 J.v.h. ein kühl-atlantisches und von ca. 42 500 bis etwa 27 000 J.v.h. ein kühl-kontinentales Klima rekonstruieren. Für ein sehr kaltes Klima von 43 000—39 000 J.v.h., wie es in den Niederlanden von ZAGWIJN und PÄEPE (1968) festgestellt wurde, ergeben sich keine Anhaltspunkte.

Das Würm-Hochglazial (oberes Pleniglazial) ist entweder nur relativ geringmächtig oder nur indirekt (durch intensive Kryoturbationserscheinungen etc.) nachweisbar.

[New Results on the Upper Pleistocene Sediments in the Neckar Fan near Heidelberg]

By means of a representative gravel pit northwest of Mannheim-Wallstadt it is shown how the late quarternary of the Neckar fan can be classified stratigraphically, paleontologically and genetically.

The Riß-Würm-interglacial, which was marked until now only by sedimentological methods, can be proved now by oak wood and interglacial molluscs in a considerably lower depth as supposed. Numerous findings of pieces of wood make it possible to prove the existence of a coniferous forest for the period between about 50 000 and 27 000 years BP (middle pleniglacial).

Due to the composition of its species it can be concluded that the climate was cool-atlantic from about 50 000—42 500 years B.P. and cool-continental from about 42 500—27 000 years B.P. There is no indication that there had been an extremely cold climate in the period between 43 000 and 39 000 years B.P., as it has been proved for the Netherlands by ZAGWIJN and PÄEPE (1968).

The sediments of the upper pleniglacial are either thin or they can only be proved indirectly (e.g. by intensive cryoturbation phenomena).

1. Einleitung und Problemstellung

Das Jungquartär des Neckarschwemmfächers sowie des gesamten Oberrheingrabens ist in den letzten Jahrzehnten trotz z. T. ausgezeichneter Aufschlußverhältnisse wenig untersucht worden. Die jüngeren Publikationen über den Neckarschwemmfächer und die

*) Anschriften der Verfasser: Dr. M. Löschler, Ulrike Hieronymus und R. Mäusbacher, Geogr. Institut der Universität Heidelberg, 6900 Heidelberg. — Dr. B. Becker und Dipl.-Biol. J. Schedler, Botanisches Institut der Universität Hohenheim, 7000 Stuttgart-Hohenheim. — Dipl.-Phys. M. Bruns, Heidelberger Akademie der Wissenschaften, c/o Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg, 6900 Heidelberg. — Dipl.-Phys. Marianne Münnich, ¹⁴C-Labor des Institutes für Umweltphysik der Universität Heidelberg, 6900 Heidelberg. — Dr. K. Münzling, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 7800 Freiburg.

angrenzenden Gebiete basieren weitgehend auf der Auswertung von Tiefbohrungen¹⁾ und damit auf sedimentologisch-lithologischen Methoden (SCHNEIDER et al. 1975, ARMBRUSTER et al. 1977, SIDKI 1976, FEZER 1974, 1977) und befassen sich vorwiegend mit der Gliederung des gesamten Quartärs, einschließlich des Jungtertiärs, und berühren das Jungquartär nur am Rande.

Bei dem Versuch, das Jungquartär stratigraphisch zu gliedern, kann man auf das stellenweise reichhaltig vorkommende und relativ gut zugängliche organische Material (Hölzer, Torf, Konchylien, Säugerknochen etc.) und die in den letzten Jahrzehnten neu entwickelten bzw. verfeinerten Arbeitsmethoden (¹⁴C, Dendrochronologie etc.) zurückgreifen.

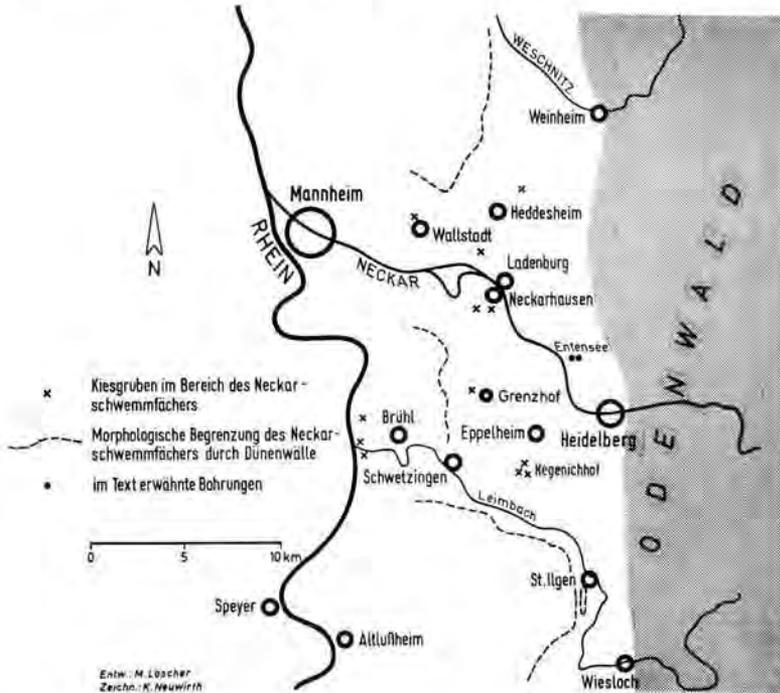


Abb. 1: Der Neckarschwemmfächer und die derzeit vorhandenen Aufschlüsse.

Nachdem 1975 in den Kiesgruben nordwestlich des Grenzhofes erstmals Hölzer entnommen wurden (LÖSCHER 1979), erbrachte die systematische Suche bald auch in vielen anderen Aufschlüssen reichhaltiges Material.

Bei einer Vorbereitungsfahrt zur geomorphologischen Kartierung von Blatt 1 6417 1 : 25 000 Mannheim-Nordost²⁾ der TK 25 im Rahmen des GMK-Projektes (vgl. BARSCH 1976) wurden dann Anfang 1976 von BARSCH, LÖSCHER und MÄUSBACHER in der Kiesgrube Heckmann, NW Wallstadt, ebenfalls Holzreste geborgen und — auf schnelle Initiative von D. BARSCH — im ¹⁴C-Labor des Institutes für Umweltphysik der Universität

1) Diese Tiefbohrungen wurden früher für die Erdölgewinnung niedergebracht. Heute dienen sie hauptsächlich der Erfassung der Grundwasservorräte bzw. der Wasserversorgung und nur gelegentlich anderen Zwecken wie z. B. der Anlage unterirdischer Gasspeicher etc.

2) Dieses Blatt ist als Nr. 3 der Geomorphologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland Ende 1979 erschienen.

Heidelberg³⁾ datiert. Bis Ende 1979 wurden dann in dieser Grube allein in den obersten 13,5 m (d. h. innerhalb der Horizonte IV a + b und V, s. Abb. 2 und Tab. 3) 112 Hölzer geborgen und von B. BECKER und U. HIERONYMUS nach Holzarten bestimmt. K. MÜNZING hat die Konchylien und J. SCHEDLER den Pollen bestimmt.

Durch die Untersuchungen der jungquartären Ablagerungen des Neckarschwemmfächers, von denen hier nur ein kleiner Teil vorgelegt wird, ergeben sich hauptsächlich zwei Problemkreise, zu denen in nächster Zeit noch mehrfach Stellung genommen werden wird:

- a) jungquartäre Stratigraphie, Genese und Chronologie des Neckarschwemmfächers,
- b) Chronologie und Klima der letzten Kaltzeit.

Die Klärung der genannten Probleme erfordert permanente Beobachtung über einen längeren Zeitraum und Anwendung aller zur Verfügung stehenden Arbeitsmethoden. Nur so wird es einmal möglich sein, das gesamte Spektrum des anscheinend recht differenzierten Aufbaus des Neckarschwemmfächers und seiner benachbarten Gebiete einigermaßen zu erfassen⁴⁾.

2. Beobachtungen und Ergebnisse aus der Kiesgrube Heckmann, nordwestlich Mannheim-Wallstadt (TK 25, Blatt 6417 Mannheim-Nordost; R 3466900 / H 5485300)

In diesem Aufschluß wird das Sediment bis max. 33 m unter Flur abgebaut; davon liegen ca. 23 m unter dem Grundwasserspiegel. Einen Überblick der oberhalb des Grundwasserspiegels liegenden Schichten gibt Abb. 2. Im folgenden werden die einzelnen Schichtpakete beschrieben sowie genetisch und stratigraphisch gedeutet.

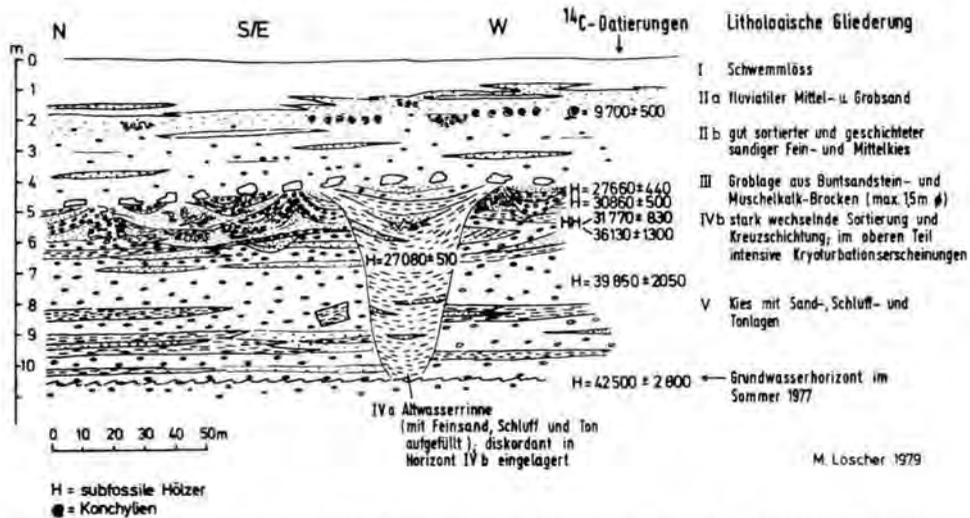


Abb. 2: Profil der Kiesgrube Heckmann nordwestlich Mannheim-Wallstadt (R 3466900/H 5485300).

Schicht I besteht aus 1—1,5 m Schwemmlöß, der im Bereich des Aufschlusses stellenweise als schwarzerdeartiger Boden ausgebildet ist und in dem nach unten hin in zunehmendem Maße schluffige Feinsandstreifen eingelagert sind. Der Schwemmlöß wird —

³⁾ Im Rahmen des Forschungsvorhabens „radiometrische Altersbestimmung von Wasser und Sedimenten der Heidelberger Akademie der Wissenschaften“.

⁴⁾ Für fachliche Beratung, Diskussionsbeiträge und Durchsicht des Manuskripts danken wir Prof. Dr. D. Barsch, Prof. Dr. F. Fezer, Dr. A. Zienert.

z. T. schon seit der geologischen Kartierung des Gebietes (um 1900 und früher) — als frühholozänes Hochflutsediment des Neckars angesehen (SCHOTTLER 1906).

Schicht II beginnt im Hangenden zunächst mit ca. 0,5 m fluvialem Fein- und Mittelsand, der sich nach oben hin mit dem Schwemmlöß verzahnt und nach unten in 3—4 m sehr gut geschichteten und sortierten, sandigen Fein- und Mittelkies übergeht. Im oberen Teil wurden vereinzelt Kryoturbationserscheinungen gesichtet. Vor allem im hangenden Sand und in den oberen Kieslagen dieser Schicht findet man Linsen mit zahlreichen Konchylien (artenarm, individuenreich), die durch fast 2 cm große Exemplare von *Helicigona arbustorum* und *Succinea putris* gekennzeichnet sind. Eine ¹⁴C-Analyse einer sehr sorgfältig gereinigten Probe solcher Konchylienschalen ergab ein Alter von 9700 ± 500 Jahren⁵⁾ (s. Abb. 2).

Tab. 1: Konchylien (nur Landschnecken) aus der Kiesgrube Heckmann, nordwestlich Mannheim-Wallstadt, und ihre klimatische Deutung. (Die Bestimmung erfolgte durch K. MÜNZING. Die vollständigen Faunenlisten werden zu einem späteren Zeitpunkt veröffentlicht.) Besonders bemerkenswert ist das Auftreten von *Vallonia tenuilabris* und *Helicopsis striata* (wenige Exemplare in Proben 1—4). Beide Arten waren bisher aus sicher würmzeitlichen Ablagerungen der badischen und elsäßischen Rheinebene unbekannt.

Probe Nr.	Entnahmetiefe (in m unter Flur)	Zahl der bestimmten Exemplare (Arten)	klimatische Deutung (nach MÜNZING)	charakteristische Vertreter (Anzahl in Klammern)
1	1,5	247 (14)	kaltzeitlich	Vallonienfauna
2	2	813 (16)	spätkaltzeitlich — frühholozän	Vallonienfauna mit <i>Vallonia costata</i> (352) <i>Vallonia pulchella</i> (49)
3	3,4	232 (11)	kaltzeitlich	
4	3,8	315 (14)	kaltzeitlich	
5	5,3	760 (18)	hochkaltzeitlich	<i>Columella columella</i> (2) <i>Vallonia tenuilabris</i> (2)
6	6,6	667 (15)	hochkaltzeitlich	<i>Columella columella</i> (3) <i>Pupilla loessica</i> (3) <i>Vallonia tenuilabris</i> (4)
7	9	1579 (7)	hochkaltzeitlich	<i>Columella columella</i> (93)
8	28—33	331 (19)	warmzeitlich	<i>Cochlodina laminata</i> (4) <i>Ena montana</i> (1) <i>Aegopinella</i> sp. <i>(nitens/minor)</i> (17)
9	28—33	90 (11)	warmzeitlich	<i>Cochlodina laminata</i> (1) <i>Aegopinella</i> sp. <i>(nitens/minor)</i> (2)

Aus Schicht II wurden insgesamt drei Konchylienproben entnommen und von K. MÜNZING als kaltzeitlich bestimmt (Proben Nr. 1—3 in Tab. 1).

Sedimentstrukturen und Fauna belegen also ziemlich sicher, daß die Schicht II auch in ihren oberen Teilen noch unter kaltzeitlichen Verhältnissen abgelagert worden ist.

Schicht III besteht im wesentlichen aus einer Lage von meist nur sehr schwach kantengerundeten Buntsandsteinblöcken (max. 1 m ϕ und plattigen Muschelkalkblöcken (max. 1 m ϕ). Stellenweise fächert sich diese Schicht in mehrere Einzellagen von insgesamt 1 m Mächtigkeit auf. Dieser Blockhorizont lagert mit deutlicher Diskordanz auf den mit IV a + b bezeichneten Schichten. Es stellt sich die Frage, ob es sich um

⁵⁾ Korr. auf (85 ± 5) ‰ Anfangsgehalt; ¹⁴C-Alter bei 100 ‰ Anfangsgehalt = 11 000 ± 100 Jahre.

- a) ein Steinpflaster handelt, das nach Auswaschung einer ursprünglich mehrere Meter mächtigen Kiesschicht übrigblieb oder
- b) um ein außergewöhnliches fluviales Ereignis mit hoher Transportleistung oder
- c) um eine besondere Epoche, in der die Blöcke — weitgehend eingefroren in Eisschollen — herantransportiert wurden.

Da die Ecken bei der überwiegenden Mehrzahl der Blöcke nur wenig abgerundet sind, ist die unter c) genannte Möglichkeit die wahrscheinlichste. Bei a), aber auch bei b), müßten alle Blöcke eine stärkere Zurundung zeigen. Da derartige Blockhorizonte in ähnlicher Lage auch in anderen Kiesgruben festgestellt werden, erhebt sich damit weiter die Frage nach den Möglichkeiten eines lithographisch-stratigraphischen Vergleichs solcher Horizonte.

Schicht IV b ist ca. 2 m mächtig und weist bei starkem Wechsel in der Korngrößen-sortierung (Ton, viel Schluff und Sand, Kies und vereinzelt Blöcke) auch eine starke Kreuzschichtung auf. Auffallend sind die zahlreichen kleinen Rinnenbildungen von oft nur wenigen Metern im Querschnitt. Die obere Hälfte der Schicht IV b zeigt stellenweise intensive Kryoturbationserscheinungen, die an der Grenze zu Schicht III mit scharfer Diskordanz enden (Taf. I, Fig. 1). In dieser Schicht — etwa von der Untergrenze der Kryoturbationserscheinungen an nach unten — sind Hölzer eingelagert, die max. 35 cm \varnothing (ohne Rinde und erkennbares Splintholz) erreichen (Taf. I, Fig. 2). Sie sind alle mehr oder weniger stark zersetzt, und eine Holzartenbestimmung ist schwierig. Nach der Untersuchung von 35 Proben durch B. BECKER und U. HIERONYMUS ist jedoch gesichert, daß es sich fast ausschließlich um Nadelhölzer handelt (s. Tab. 3).

Betrachtet man nun die ¹⁴C-datierten Hölzer in Abbildung 2, so zeigt sich eine deutliche Übereinstimmung von chronostratigraphischer und lithostratigraphischer Abfolge.

Tab. 2: ¹⁴C-Daten aus der Kiesgrube Heckmann, nordwestlich Mannheim-Wallstadt. (Die Probe Hv 8687 wurde im ¹⁴C-Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, alle anderen im ¹⁴C-Labor des Institutes für Umweltphysik der Universität Heidelberg bestimmt.)

Proben-Nr.	Entnahmetiefe (in m unter Flur)	¹⁴ C-Alter	Material
1) H 5327-4893	2	9700 ± 500	Konchylien
2) Hv 8687	6,5	27080 ± 510	Pflanzenhäcksel
3) H 5516-5051	4,4	27660 ± 440	unbekannt ⁶⁾
4) H 4753-4139	4,8	30860 ± 500	<i>Pinus sylvestris</i>
5) H 4638-4064	5,3	31770 ± 830	<i>Abies</i>
6) H 4637-4067	5,5	36130 ± 1300	Laubholz, unbestimmbar
7) H 4754-4135	7,3	39850 ± 2050	<i>Pinus sylvestris</i>
8) H 4756-4136	10,6	42500 ± 2800	<i>Pinus sylvestris</i>

Überraschenderweise gedieh also im Oberrheingraben während des Mittelwürms über Zehntausende von Jahren ein Wald, in dem die Kiefer eindeutig dominierte (s. Tab. 3).

Die obersten Hölzer in Schicht IV b zeigen einen kleineren Durchmesser (max. 4—5 cm) als weiter unten. Dies und die kräftigen Kryoturbationserscheinungen unmittelbar darüber, sowie das Vorkommen hochkaltzeitlicher Konchylien (s. Probe 5 in Tab. 1) deuten auf zunehmend kälteres Klima hin. Ob es sich jedoch schon um hochkaltzeitliches Klima handelt, ist aus mehreren Gründen fraglich. Die Diskrepanz zwischen den (kühl-temperier-

⁶⁾ Die gesamte Holzsubstanz wurde zur ¹⁴C-Datierung benötigt.

Meter	lithologische Gliederung (M. LÖSCHER)	chronostrat. Gliederung	<i>Pinus sylv.</i> (Kiefer)	<i>Picea abies</i> (Fichte)	<i>Abies alba</i> (Tanne)	Laubbömer	vorl. Klimogenet. Interpretation
1	I. Schwemmlöß	9700 ± 500 (Kamptulien)					
2	IIa. fluviatiler Mittel- u. Grobsand						
3	IIb. gut sortierter und geschichteter Fein- und Mittelkies						
4	III. Gröblage aus Bunt- sandstein- u. Muschel- kalkbrocken (1,5 m ø)						
5	IVb. stark wechselnde Sortierung und Kreuz- schichtung, im oberen Teil intensive Kryo- turbationserscheinungen	27660 ± 440	X X X X X				
6		30860 ± 500	X X X X X				
7		31270 ± 630 35130 ± 1300	X X X X X X X X X X X			⊗ nicht bestimmbar	
8	V. Kies mit Sand, Schluff und Tanlagen	39850 ± 2050	X X X X X X X X			X Erle	kühl- kontinental
9							
10	Grundwasserspiegel Sommer 1977	42500 ± 2800					
11			⊗			1 Birke (Betula)	kühl- atlantisch
12			42 Exempl.	12 Ex.	8 Ex.	1 Esche (Fraxinus)	

Tab. 3: Die subfossilen Hölzer aus der Kiesgrube Heckmann (nordwestlich Mannheim-Wallstadt) von 5—13 m unter Flur. (Bestimmung durch U. HIERONYMUS, unter Mithilfe von B. BECKER). Es wurden insgesamt 112 Hölzer untersucht, von denen 3 nicht zu bestimmen waren. 7 Hölzer (5 *Pinus sylvestris*, 1 *Picea*, 1 *Betula*) wurden auf der Halde (ca. 6—10 m unter Flur) gefunden und nicht in die Tabelle übernommen. Die mit (⊗) gekennzeichneten Proben wurden ¹⁴C-datiert.

ten) Hölzern und den hochkaltzeitlichen Konchylien in Schicht IV b und V (Proben 5—7 in Tab. 1) kann verschiedene Ursachen haben:

- die Fauna lebte nur teilweise am Ablagerungsort. An den Hängen des Odenwaldes bzw. in Teilen des Neckar-Hinterlandes herrschte vielleicht bereits Tundra, während in der milderen Rheinebene noch ein Baumbestand aushalten konnte.
- die Schalen entstammen einem fossilen Spülsaum.

Die Kryoturbationserscheinungen selbst können schließlich durchaus als eine hochkaltzeitliche Überprägung angesehen werden, die den oberen Teil der Schicht IV b zu einem späteren Zeitpunkt, also im Würm-Hochglazial, erfaßt hat.

Schicht IVa ist eine mit Ton, Schluff und vereinzelt Feinsandlagen verfüllte Altwasserrinne, die diskordant in die Schichten IV b und V eingeschnitten ist und bis unter den Grundwasserspiegel reicht. Sie enthält zahlreiche Lagen Pflanzenhäcksel und vereinzelt dünne Holzreste (max. 5 cm Ø). Eine ¹⁴C-Datierung ergab 27080 ± 500 Jahre und bestätigte damit den lithologisch-strukturellen Befund (s. Abb. 2).

Der Pollen aus dieser Rinnenfüllung wurde von J. SCHEDLER untersucht. Die Pollendichte erwies sich trotz mehrmalig aufeinanderfolgender Schwereretrennung als so gering, daß die Anfertigung eines Pollendiagramms nicht in Frage kam. Die große Homogenität des Pollenspektrums gestattet es jedoch, die Werte der 27 Einzelproben zu summieren, prozentual zu berechnen und tabellarisch zu ordnen (Tab. 4).

Die Pollenerhaltung war gut, jedoch ist auf Grund der verhältnismäßig hohen Dichte von Polyodiaceen-Sporen eine Zersetzung und Umlagerung nicht auszuschließen.

Im Baumpollen-Anteil überwiegen *Pinus* (62,3 %) und *Betula* (21,4 %), gefolgt von *Picea* (6,1 %) und *Corylus* (5,1 %). Die wenigen weiteren Baumarten sind nur in Spuren vertreten und irrelevant. Wegen des beachtlichen Anteils an Nichtbaumpollen (35,5 %;

Tab. 4: Pollenspektrum aus der fossilen Altwasserrinne (Schicht IV a) in der Kiesgrube Heckmann (nordwestlich Mannheim-Wallstadt). Analyse: J. SCHEDLER, 1978.

Proben 1—27 à 10 cm	Baum pollen 64,5 %	Nichtbaum pollen 35,5 %
	<i>Pinus</i> 62,3	Caryophyllaceae 9,2
	<i>Picea</i> 6,1	<i>Artemisia</i> 7,1
	<i>Abies</i> 3,1	<i>Polygonum bistorta</i> -Typ 6,1
	<i>Betula</i> 21,4	Rubiaceae 5,1
	<i>Corylus</i> 5,1	<i>Plantago lanceolata</i> -Typ 4,1
	<i>Alnus</i> 1,0	<i>Thalictrum</i> 4,1
	<i>Fagus</i> 1,0	Ranunculaceae 2,0
		<i>Epilobium</i> 2,0
		Asteraceae 2,0
		Chenopodiaceae 2,0
		Dipsacaceae 2,0
		Rosaceae s.l. 1,0
		<i>Sanguisorba offic.</i> -Typ 1,0
		Cichoriaceae 1,0
		Gramineae 5,1
		Cyperaceae 1,0
	Sporen	
	Polypodiaceae 19,1	
	<i>Polypodium</i> 1,0	
	<i>Cystopteris</i> 0,5	
	<i>Sphagnum</i> 1,0	

Angaben in % berechnet auf Baumpollen-Summe

excl. Sporen) mit 16 aufgefundenen Taxa, insbesondere Caryophyllaceen, *Artemisia*, *Polygonum bistorta*-Typ, *Thalictrum* und Gramineen, muß man auf einen offenen Vegetationstyp schließen.

Offensichtlich handelt es sich bei der Rinnenfüllung um ein Sediment, das unter zunehmend kälteren Klimabedingungen abgelagert wurde, etwa kurz vor dem Eintreten des Würm-Hochglazials.

Schicht V gleicht in Korngröße und Sortierung dem unteren Teil von Schicht II, jedoch sind zusätzlich zahlreiche Feinsand-, Schluff- und Tonbänke eingelagert; vereinzelt treten im Kies auch eckige Schluffschollen bis 2 m Länge auf, die wohl in dieser Form nur in gefrorenem Zustand transportfähig waren.

Auf Grund der Holzfunde ergibt sich eine ähnliche klimatische Aussage wie für den unteren Teil von Schicht IV b, also kühl-kontinental. Da der unterste Teil der über dem Grundwasser liegenden Schichten meist durch eine Halde von nachrieselndem Kies und Sand verhüllt war, konnten hieraus keine Hölzer geborgen werden.

Die Schichten unter dem Grundwasserspiegel werden bis zu einer Tiefe von max. 23 m ausgebaggert. Dabei kommt ebenfalls viel organisches Material — vor allem Hölzer — zum Vorschein. Auf Grund ständiger Beobachtungen und Gespräche mit erfahrenen Baggerführern sind folgende Aussagen gesichert:

- a) Die Schicht von 10,5—13,5 m unter Flur, also 0—3 m unter dem Grundwasserspiegel, wird häufig mit einem an Land stehenden Bagger herausgeholt und kann deshalb gut von den tieferen Schichten unterschieden werden. Die dort gefundenen Hölzer (>42500 ± 2800 J.v.h.) zeigen eine etwas andere Florenzusammensetzung als bei den Schichten IV b und V (s. Tab. 3). Zwar dominiert auch hier die Kiefer, jedoch bezeugen Tanne und 1 Esche ein milderes Klima, das man am besten als kühl-atlantisch bezeichnen könnte.

- b) Die Schichten von 13,5—28 m unter Flur werden ausschließlich von einem Schwimmbagger gefördert. Das laufende Nachrutschen von Sediment im Wasser macht eine Aussage über die lithologische Abfolge in diesem Bereich fast unmöglich. Bei 57 Holzproben, die aus diesen Schichten geborgen und von B. BECKER untersucht wurden, ergab sich wieder eine etwas andere Artenzusammensetzung. Man kann sie — ebenso wie die in Schicht IV b und V — einem insgesamt kühl-kontinentalen Klima zuordnen.

<i>Picea</i>	31 Stück (54 ‰)	<i>Juniperus</i>	4 Stück (7 ‰)
<i>Pinus</i>	12 Stück (21 ‰)	<i>Salix</i>	1 Stück (2 ‰)
<i>Betula</i>	9 Stück (16 ‰)		

Bis jetzt wurden in diesem Schichtpaket — trotz ständiger Beobachtung — keine wärmeliebenden Hölzer gefunden.

- c) In der Schicht von ca. 28—33 m unter Flur sind bis jetzt, neben zahlreichen Nadelhölzern, mehrfach je 1—2 Eichenholz-Bruchstücke gefunden worden. Zusammen mit dem Vorkommen warmzeitlicher Konchylien (Proben 8 u. 9 in Tab. 1) ergibt sich damit ein deutlicher Beweis für warmzeitliche Flora und Fauna. Unter Berücksichtigung der noch überzeugenderen Fakten, die in einigen anderen Kiesgruben des Neckarschwemmfächers (sowie benachbarter Gebiete) gefunden wurden, kann es sich hierbei nur um Ablagerungen aus dem Riß-Würm-Interglazial handeln⁷⁾. Damit wäre nicht nur im Neckarschwemmfächer, sondern u. W. in der gesamten nördlichen Oberrheinebene das Riß-Würm-Interglazial zum ersten Mal mit paläontologischen Methoden nachgewiesen worden.

3. Die Bedeutung der Daten für die Genese und Chronologie des Neckarschwemmfächers

Die Auswertung des in der Kiesgrube Heckmann gefundenen Materials macht folgende Aussagen möglich:

- a) Stammreste bis 35 cm \varnothing von Nadelhölzern und kälteressistenten Laubhölzern in den Schichten 5—13 m unter Flur belegen für die Zeit von etwa 50000⁸⁾—27000 J.v.h. für den Bereich des Neckarschwemmfächers einen Nadelwald und ein kühl-kontinentales bis kühl-atlantisches Klima.
- b) Das Hochwürm (also der Zeitabschnitt von etwa 25000—15000 J.v.h.) ist — wenn man die Kryoturbationserscheinungen in Schicht IV b nur als hochkaltzeitliche Überprägung ansieht — in diesem Aufschluß kaum konkret faßbar. Vermutlich sind die hochwürmzeitlichen Sedimente am Ende des Hochwürm oder zu Beginn des Spätwürm durch Erosion bis auf ein zurückbleibendes Blockpflaster (Schicht III), das eventuell zusätzlich noch durch zahlreiche kantige Driftblöcke angereichert wurde, vollkommen ausgeräumt worden. Es ergeben sich auf jeden Fall Parallelen zu anderen Aufschlüssen des Neckarschwemmfächers, z. B. zu den Kiesgruben nordwestlich des Grenzhofes (vgl. LÖSCHER 1979).
- c) Bei ca. 28 m unter Flur beginnen warmzeitliche Sedimente, die nach jetzigem Stand zum Riß-Würm-Interglazial gehören. Sie reichen anscheinend mindestens bis zur max. Abbaustufe (derzeit bei 33 m unter Flur).
- d) Auf Grund der datierten Hölzer ergibt sich für die direkt über dem Grundwasserspiegel anstehenden Schichten (Schicht V + IV b) eine Sedimentationsgeschwindigkeit von 0,4 m pro Jahrtausend. Diese Rate liegt zwischen der von FEZER (1977) im Gewann

7) Bisher wurde der in zahlreichen Bohrungen angetroffene, etwa 50—60 m unter Flur gelegene „obere Ton“ als riß-würminterglaziales Sediment angesehen (SCHNEIDER et al., 1975; ARM-BRUSTER et al., 1977).

8) Durch Interpolation ermittelter Wert (s. auch Abb. 2).

Entensee (nordwestlich Heidelberg) — auf Grund lithologischer Auswertungen — mit $1\text{ m}/10^3\text{a}$ rekonstruierten und der von LÖSCHER (1979) in den Kiesgruben nordwestlich des Grenzhofes mittels (radiocarbon datierten) subfossilen Hölzern errechneten Sedimentationsgeschwindigkeit von $0,25\text{ m}/10^3\text{a}$.

4. Einordnung der Ergebnisse in die Chronologie der letzten Eiszeit

ZAGWIJN & PAEPE (1968) haben den Ablauf der letzten Eiszeit für den Bereich der Niederlande in einer inzwischen häufig zu Vergleichen herangezogenen Klimakurve dargestellt (s. Abb. 3). Dieser Klimagang ist durch zahlreiche Untersuchungen in vielen Teilen Europas immer wieder — zumindest in den Grundzügen — bestätigt worden und kann deshalb wohl auch für die Untersuchungen im Neckarschwemmfächer als geeigneter Vergleich herangezogen werden (vgl. z. B. auch FLIRI et al. 1970; HANNSS 1973; SCHLÜCHTER 1973; GROOTES 1977; HAUBER & BARSCH 1977; GARNES 1978 und andere).

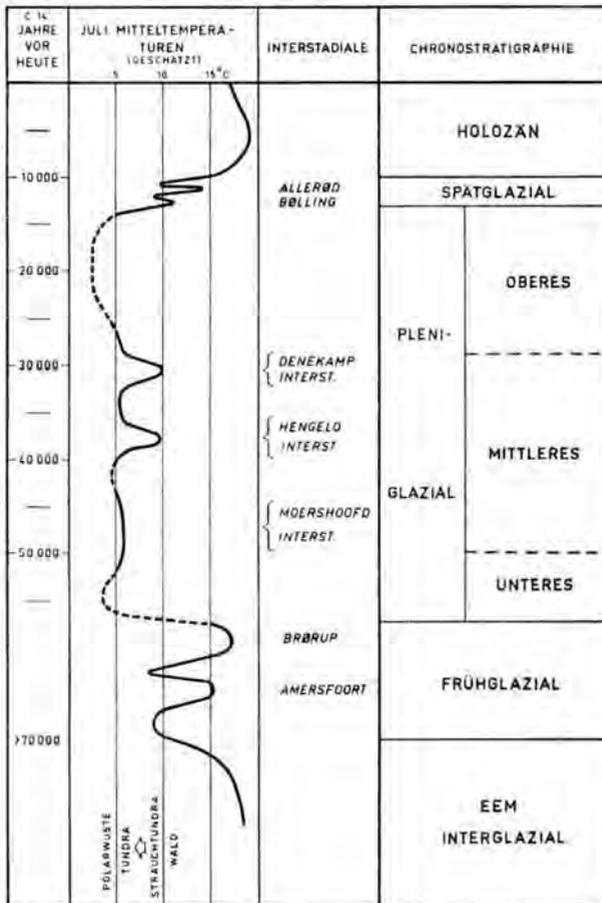


Abb. 3: aus ZAGWIJN & PAEPE (1968, Abb. 3): Klimakurve und Chronostratigraphie in der letzten Eiszeit in den Niederlanden.

Die bisher datierten Hölzer aus dem Neckarschwemmfächer sind demnach in das mittlere Pleniglazial (etwa identisch mit dem Mittel-Würm bei GROSS 1964, Abb. 1) zu stellen. Sie bestätigen die für die Niederlande konstruierte Klimakurve in den Grundzügen. Für kleinere Zeitabschnitte ergibt sich allerdings keine Deckung. So nehmen ZAGWIJN & PAEPE von 43000—39000 J.v.h. für die Niederlande Polarwüste mit Julitemperaturen von 5° C an. Diese Annahme wurde bisher indirekt dadurch bestätigt, daß aus dem mittleren und nördlichen Europa für diesen Abschnitt recht wenige Datierungen vorlagen. Die Profile nordwestlich des Grenzhofes (vgl. LÖSCHER 1979) und von Mannheim-Wallstadt belegen nun für den Neckarschwemmfächer (und damit wahrscheinlich für den gesamten Oberrheingraben) in diesem Zeitabschnitt einen Nadelwald und damit ein etwas wärmeres Klima, als es in den genannten Klimakurven zum Ausdruck kommt.

Durch gezielte Probeentnahmen und möglichst vielseitige Untersuchungen sollen in den nächsten Jahren diese Probleme weiter verfolgt werden.

Schriftenverzeichnis

- ARMBRUSTER, S., JOACHIM, H., LAMPRECHT, K. & VILLINGER, E. (1977): Grenzen der Grundwassernutzung im Rhein-Neckar-Raum (Bad.-Württ.). — Z. dt. geol. Ges., **128**: 263—96, 15 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- BARSCH, D. (1976): Das GMK-Schwerpunktprogramm der DFG: Geomorphologische Detailkartierung in der Bundesrepublik. — Z. Geomorph., NF **20**: 488—498, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- BARTZ, J. (1959): Zur Gliederung des Pleistozäns im Oberrheingebiet. — Z. dt. geol. Ges., **111**: 653—661, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- ELLENBERG, (1978): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. — 2. Aufl.; 981 S., 499 Abb., 130 Tab.; Stuttgart (Ulmer).
- FEZER, F. (1974): Randfluß und Neckarschwemmfächer. — Heidelb. geogr. Arb., **40**: H. Graul-Festschrift; 167—184, 9 Abb.; Heidelberg.
- (1977): Analysis of River Sediments and Quarternary Ecology. — Catena, **4**: 135—138, 2 Abb.; Gießen.
- FIETZ, A. (1953): *Pinus cembra* (Zirbelkiefer, Arve) aus dem Diluvium des Oberrheingebietes. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **3**: 47—49; Öhringen.
- , BORTENSCHLAGER, S., FELBER, H., HEISSEL, W., HILSCHER, H. & RESCH, W. (1970): Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). — Z. Gletscherk. Glazialgeol., **6**: 5—35; Innsbruck.
- FLIRI, F. (1970): Neue entscheidende Radiokarbonaten zur alpinen Würmvereisung aus den Sedimenten der Inntalerrasse (Nordtirol). — Geomorph., **14**: 520—21, 9 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- (1978): Die Stellung des Bändertonvorkommens von Schabs (Südtirol) in der alpinen Würmchronologie. — Z. Gletscherk. Glazialgeol., **14**: 115—118; Innsbruck.
- FRENZEL, B. (1967): Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. — XII + 291 S.; 107 Abb., 23 Tab.; Braunschweig (Vieweg).
- GARNES, K. (1978): Zur Stratiographie der Weichseleiszeit im zentralen Südnorwegen. In: NAGL, H. (Hrsg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung (Fink-Festschrift), 195—220, 14 Abb.; Wien.
- GEYH, M. A. & ROHDE, P. (1972): Weichselian Chronostratigraphy, C¹⁴ Dating and Statistics. — 24. Int. geol. Congress Canada, Section **12**: 27—36, 4 Abb., 3 Tab.; Ottawa.
- GROOTES, P. M. (1977): Thermal diffusion isotopic enrichment and radiocarbon dating beyond 50 000 years B.P. — Diss. Groningen; 221 S., 57 Abb., 45 Tab.; Groningen.
- GROSS, H. (1964): Das Mittelwürm in Mitteleuropa und den angrenzenden Gebieten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **14**: 187—198, 1 Abb.; Öhringen.
- HANSS, Ch. (1973): Das Ausmaß der würmzeitlichen Isèretal-Vergletscherung im Lichte neuer Datierungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 100—106, 3 Abb., 2 Tab.; Öhringen.
- HAUBER, L. & BARSCH, D. (1977): Zur Geologie und pleistozänen Entwicklung des Talkessels von Reigoldswil. — Regio Basiliensis, **18**: 85—90, 2 Abb.; Basel.

- KIND, N. V. (1972): Late quaternary climatic changes and glacial events in the old and new world. — Radiocarbon chronology. — Int. geol. Congress Canada, Section 12: 55—61; Ottawa.
- LÖSCHER, M. (1979): Erste ¹⁴C-Datierungen aus dem Neckarschwemmkegel. — Jber. Mitt. ober-rhein. geol. Verein, NF., 60: 175—180, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- MANGOLD, A. (1892): Die alten Neckarbetten in der Rheinebene. — Abh. hess. geol. LA., 2: 57—114, 2 Taf.; Darmstadt.
- PECSI, M. (1978): Paläogeographische Forschung und Vergleich der ungarischen und europäischen Löss. In: NAGL, H. (Hrsg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung (Fink-Festschrift), 413—434, 10 Abb.; Wien.
- ROTHSCHILD, S. (1935): Zur Geschichte der Moore und Wälder im Nordteil der Oberrheinischen Tiefebene. — Beih. bot. Centralblatt, 54, Abt. B.: 140—184; Frankfurt.
- SIDKI, K. (1976): Hydrogeologische Untersuchung im Rhein-Neckar-Gebiet (Neckarschwemmfächer). Diss. Fak. Geowiss. — VII+131 S., 29 Beil.; Heidelberg. — [Unveröff.].
- SCHLÜCHTER, Ch. (1973): Die Münsingenschotter, ein letzteiszeitlicher Schotterkörper im Aaretal südlich Bern. — Bull. Ver. schweiz. Petrol-Geol. u. Ing., 39: 69—78, 54 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Bern.
- SCHOTTLE, W. (1906): Erläuterung zur geologischen Karte des Großherzogt. Hessen i. M. 1 : 25 000, Blatt Viernheim (Käfertal), 116 S., 1 Abb.; Darmstadt.
- SCHRÖDER-LANZ, H. (1971): War das Frühwürm (W I) eine selbständige Kaltzeit? — Mitt. Geogr. Ges. München, 56: 173—184, 5 Abb.; München.
- ZAGWIJN, W. & PÆPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgien. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 19: 129—146, 6 Abb.; Ohringen.

Manuskript eingegangen am 1. 3. 1980.



Fig. 1: Kryoturbationserscheinungen in Schicht IV b in der Kiesgrube Heckmann nordwestlich Mannheim-Wallstadt. Photo: M. LÖSCHER.

Fig. 2: Holzfunde an der Obergrenze von Schicht V in der Kiesgrube Heckmann nordwestlich Mannheim-Wallstadt. Photo: M. LÖSCHER.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	30	101—108 2 Abb., 5 Tab.	<i>Hannover 1980</i>
----------------------------------	-----------	---------------------------	----------------------

Periglaziale Deckschichten auf weichselzeitlichen Sedimenten in Polen

ARNO SEMMEL *)

Periglacial, podzol, stratification, particle size analysis, heavy mineral, trace element analysis, Weichselian glaciation, Poland

Kurzfassung: Aus dem Gebiet der weichselzeitlichen Vereisung in Polen werden allgemein verbreitete geringmächtige periglaziale Deckschichten beschrieben. Sie zeigen in der Regel eine äolische Beeinflussung und unterscheiden sich dadurch vom Liegenden. Es handelt sich um spätglaziale Bildungen, wie sie aus dem Jungmoränengebiet der DDR seit langem bekannt sind. Ähnliche Substrate wurden auch im nördlichen Alpenvorland gefunden.

[Periglacial Cover Layers on Weichselian-Sediments in Poland]

Abstract: From the area of the Weichselian glaciation in Poland, wide-spread, thin periglacial cover-layers are described. They possess, as a rule, an eolian component, and can thus be distinguished from underlying strata. They are of Late-Glacial origin, and are similar to strata, which have long been known from the Weichselian area of the German Democratic Republic. Similar strata have also been found in the northern Alpine Foreland.

1. Einleitung

Untersuchungsbefunde über spätglaziale Deckschichten oder „Umlagerungszonen“ auf Sedimenten der letzten Eiszeit in Mitteleuropa sind bereits wiederholt publiziert worden. Vor allem mit der Arbeit von KOPP (1965) ist eine Diskussion der Bedeutung solcher Sedimente für die Bodenentwicklung auf Moränen und anderen glazigenen Sedimenten der letzten Eiszeit eröffnet worden, die bis heute anhält (DIEMANN 1977). In jüngster Zeit berichten auch BLUME et al. (1978) von der kryoturbativen Vorprägung in Parabraunerdeprofilen auf Moränenplatten in der Umgebung Berlins. Von entsprechenden Erscheinungen in der Jungmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins liegen bisher kaum Angaben vor (SEMMELE 1973: 119).

Im nördlichen Alpenvorland sind dagegen ohne Zweifel entsprechende Bildungen weit verbreitet (SEMMELE 1973). Reisen in Polen boten Gelegenheit, der Frage nachzugehen, ob auf den dortigen Ablagerungen der Weichsel-Eiszeit ebenfalls periglaziale Deckschichten entwickelt sind und ob diese auf den Moränen der verschiedenen Stadien unterschiedliche Ausprägung zeigen.

Die Reiserouten wurden so gewählt, daß jeweils die gesamte Moränenfolge zwischen den Sudeten und der Ostsee gequert und in der Regel die von der Straße her zugänglichen Aufschlüsse untersucht werden konnten (vgl. Abb. 1). Darüber hinaus sind in manchen Gebieten zusätzliche Untersuchungen in abseits der Durchgangsstraßen liegenden Aufschlüssen vorgenommen worden. Das gilt für die Umgebung von Mława (nördlich Warschau), für das Gebiet um Chojna (Königsberg/Neumark) und Zielona Góra (Grünberg).

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. A. Semmel, Institut für Physische Geographie der Universität, Senckenberganlage 36, D-6000 Frankfurt am Main.

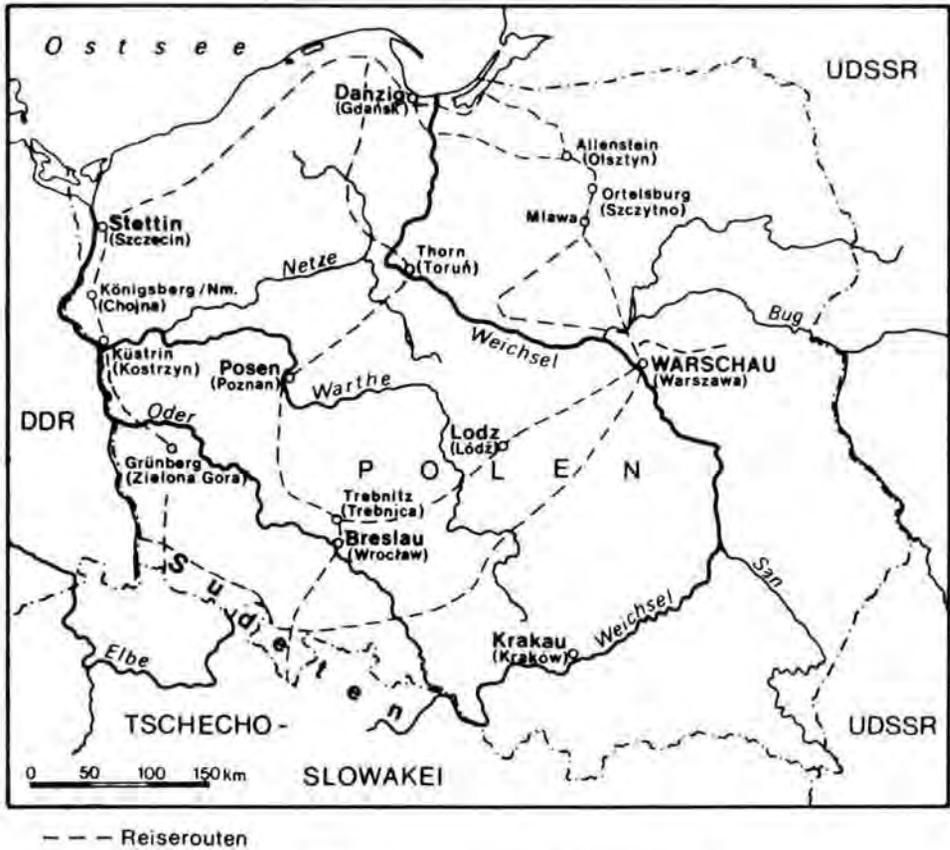


Abb. 1: Übersichtsskizze der Reiserouten.

Dabei ergab sich, daß auf fast allen aufgeschlossenen glazigenen Bildungen der Weichsel-Eiszeit eine jüngere, manchmal mehrgliedrige Deckschicht liegt. Nur dort, wo starke Beackerung mit Bodenerosion verbunden war, fehlt eine solche Lage. Anhand ausgewählter Beispiele werden im folgenden Aufbau und Eigenschaften solcher Deckschichten näher erläutert. Die stratigraphische Einstufung der liegenden glazigenen Substrate erfolgt nach den Angaben von LIEDTKE (1975).

2. Aufbau und Eigenschaften von Deckschichten auf glazigenen Sedimenten der Weichsel-Eiszeit

Auf relativ engem Raum liegen die Bildungen des Brandenburger, des Frankfurter und des Pommerschen Stadiums zwischen Mława und Olsztyn (Allenstein) beieinander. In mehreren Aufschlüssen südöstlich von Allenstein, östlich der von Szczytno (Ortelburg) kommenden Straße, ist die kuppige Grundmoräne des Pommerschen Stadiums aufgeschlossen. In Richtung Ortelburg schließen Aufschlüsse in den Endmoränen und Sandern dieses Stadiums an. Allen gemeinsam ist, daß in keinem Fall die glazigenen oder glazifluvialen Sedimente direkt unter der Oberfläche liegen, sondern von einer sandigen Deckschicht

überzogen werden, die überwiegend 40 bis 70 cm mächtig ist. So liegt z. B. am Südrand von Allenstein im Aufschluß am See unmittelbar östlich der Straße nach Ortelsburg unter einem mit 5° nach Süden geneigten, mit Kiefern bestandenen Hang folgendes Profil:

3 cm organische Auflage (Rohhumus)

- 0— 2 cm Podsol-Bleichhorizont (A_e)
- 2— 40 cm brauner, schluffig-lehmiger Sand (B_v) mit hangabwärts eingeregelter Geröll, an der Basis eine Lage von Geröll, in Hangrichtung eingeregelt, einzelne etwas aufgerichtet
- 40— 50 cm fahl-hellbrauner, schwach schluffiger Sand (II A_1)
- 50— 80 cm rostbrauner, toniger Sand (II B_1)
- 80—150 cm + hellbrauner Sand, geschichtet, mit rostbraunen, tonigen Bändern.

In diesem Profil zeigt die hangparallel verlaufende Steinlage bei 40 cm eine Grenze an, die nicht als Folge der Bodenbildung gedeutet werden kann, obwohl sie gleichzeitig die Grenze des B_v -Horizontes darstellt: Die Einregelung der einzelnen Steine in Gefällsrichtung deutet auf eine solifluidale Bewegung im wasserreichen Auftauboden hin, die wahrscheinlich über gefrorenem Untergrund stattgefunden hat, der zugleich ein Einsinken der Steine in den tieferen Sand verhinderte (vgl. hierzu auch KOPP 1970: 274 ff.; KOPP & JÄGER 1972; SEMMEL 1969; 42 ff.). Will man diesen Vorgang als holozänes Phänomen deuten, so bleiben die Schwierigkeiten zu erklären, die auf S. 105 noch näher erörtert werden.

Im Gegensatz zum Liegenden besitzt die Solifluidalschicht meist eine abweichende Korngrößenzusammensetzung. Das Profil bei Allenstein weist einen geringeren Sand- und einen höheren Schluffgehalt oberhalb der Steinlage auf (vgl. Tab. 1). Das kann nicht die Auswirkung einer in situ-Verwitterung sein, denn mit diesen Korngrößenunterschieden ist eine Veränderung in der Schwermineralführung verbunden (Tab. 2). Der Schluff enthält im Gegensatz zum Sand eine „vulkanisch-äolische“ Komponente (Augit und braune Hornblende). Damit ist eine Differenzierung gegeben, wie sie etwa der tundrenzeitliche Deckschutt (SEMMEL 1964, 1968) in den hessischen Mittelgebirgen häufig gegen-

Tab. 1: Korngrößen (in %) des Profils südlich Allenstein (Olsztyn)

Flurabstand	<0,002	0,002-0,006	0,006-0,02	0,02-0,06	0,06-0,2	0,2-0,6	0,6-2 mm ϕ
2—40 cm	6,3	6,1	14,3	25,9	11,5	21,3	9,7
40—50 cm	3,7	2,7	3,6	3,9	24,3	45,7	11,7
50—80 cm	9,3	1,1	2,7	3,0	24,1	46,5	9,2

Tab. 2: Schwermineralführung in % im Profil südlich Allenstein (Olsztyn)

Flurabstand	Opak	Andalusit	Augit	Dischen	Epidior/Zoisit	Granat	gr. Hornbl.	br. Hornbl.	Rutil	Sillim.	Staurolith	Turmalin	Zirkon	Gewichts-% der Gesamtprobe
2—40 cm														
0,02—0,06 mm ϕ	47	1	8	1	11	21	9	5	4	1	1	3	35	0,55
0,06—0,2 mm ϕ	58	3	—	1	13	38	34	—	1	1	1	2	6	1,06
40—50 cm														
0,02—0,06 mm ϕ	60	1	—	2	16	30	4	—	6	—	1	1	39	0,73
0,06—0,2 mm ϕ	58	5	—	7	19	26	22	—	3	3	5	6	4	0,60

über den liegenden Sedimenten besitzt. Leider ließen sich in allen näher untersuchten polnischen Profilen keine sicheren Spuren des Laacher Bimstufes aus der Allerödzeit nachweisen, so daß das Alter der Deckschicht nur als spätglazial angegeben werden kann (post-Vergletscherung, präholozän).

Ähnliche Profile sind auch auf den älteren Ablagerungen der Weichsel-Eiszeit zu finden, sie sind m. E. sogar typisch für viele Warthe-Ablagerungen. Zu berücksichtigen ist, daß der äolische Anteil in der Deckschicht ziemlich schwanken kann. Dabei zeigt sich wiederum eine deutliche Parallele zum Deckschutt der Mittelgebirge: Wachsender Schluffgehalt bedeutet oft Zunahme der „vulkanischen“ Schwerminerale und stärkere Verbraunung des Solums. Bei sehr geringem Schluffgehalt ist schwermineralogisch kein signifikanter Unterschied zum Liegenden festzustellen und kein B_v -Horizont, sondern ein fahler A_1 -Horizont über der Steinsohle ausgebildet. Als Beispiel sei ein Profil aus der Kiesgrube Kuczborck-Osada westlich von Mława aus dem Warthe-Bereich angeführt. Es liegt unter einem 5° geneigten Nordhang und gliedert sich in:

- 0— 20 cm A_p -Horizont
- 20— 40 cm hellbrauner, schluffiger Sand (A_1 -Horizont) an der Basis eine Lage von Geröllen (eingeregelt)
- 40—100 cm rostbrauner Sand mit dichter Ton-Bänderung (IIB_1 -Horizont)
- 100—120 cm + hellgrauer Grobsand mit rostbraunen, tonigen Bändern.

Der Schluffgehalt ist über der Steinlage zwar deutlich höher als im Liegenden, jedoch insgesamt wesentlich geringer als im Allensteiner Profil (Tab. 3). In der Schwermineralführung bedeutet das Vorkommen einer braunen Hornblende in der Deckschicht allenfalls einen gewissen Hinweis auf äolische Beimengung (Tab. 4).

Tab. 3: Korngrößen (in %) des Profils Kuczborck-Osada

Flurabstand	<0,002	0,002-0,006	0,006-0,02	0,02-0,06	0,06-0,2	0,2-0,6	0,6-2 mm ϕ
20— 40 cm	2,0	2,8	5,9	7,9	6,0	53,9	19,3
40—100 cm	3,3	1,7	0,1	1,5	2,6	53,6	29,9
100—120 cm	0,6	0,2	0,7	1,6	1,7	37,0	58,0

Tab. 4: Schwermineralführung im Profil Kuczborck-Osada

Flurabstand	Opak	Andalusit	Augit	Disthen	Epidot/Zoisit	Granat	gr. Hornbl.	br. Hornbl.	Rutil	Sillim.	Staurolith	Turmalin	Zirkon	Gewichts-% der Gesamtprobe
20—40 cm														
0,02—0,06 mm ϕ	61	—	—	1	28	26	2	1	10	1	1	1	29	0,16
0,06—0,2 mm ϕ	56	1	—	1	21	40	23	—	1	1	2	4	6	1,03
40—100 cm														
0,02—0,06 mm ϕ	75	1	—	1	19	16	8	—	11	1	1	2	40	0,44
0,06—0,2 mm ϕ	66	1	—	2	19	35	15	—	2	1	7	11	7	0,55

Die äolische Beeinflussung wird vor allem auch in Profilen auf Geschiebemergel deutlich. Hier läßt sich oft eine Zunahme des Sandgehaltes in der Deckschicht erkennen. Ein solches Profil ist z. B. durch den Hohlweg auf der flachen Kuppe ca. ein Kilometer süd-südöstlich des Dorfes Zelechowo (Selchow) nördlich Chojna (Königsberg/Neumark) freigelegt. Dieses Gebiet gehört zur kuppigen Grundmoräne des Pommerschen Stadiums.

0— 30 cm	A _p -Horizont
30— 50 cm	hellbrauner, schluffiger Sand (A ₁ -Horizont)
50— 70 cm	brauner, sandig-toniger Lehm (IIB ₁₁ -Horizont)
70—110 cm	brauner, sandiger Lehm (IIB ₁₂ -Horizont)
110—150 cm +	gelblichbrauner Geschiebemergel.

Wenn auch in diesem Profil keine Steinlage ausgebildet ist, so fällt doch bereits bei der Fingerprobe im Gelände der deutlich höhere Feinsandgehalt auf (Tab. 5), der sich nicht als Ergebnis einer Bodenbildung interpretieren läßt. Leider bleibt aber hier — und das ist durchaus keine Seltenheit — die Schwermineralführung im gesamten Profil annähernd

Tab. 5: Korngrößen (in %) des Profils südlich Seldow

Flurabstand	<0,002	0,002-0,006	0,006-0,02	0,02-0,06	0,06-0,2	0,2-0,6	0,6-2 mm (φ)
0— 30 cm	3,8	2,8	7,8	10,8	27,1	28,6	13,2
30— 50 cm	6,4	3,2	5,2	13,5	33,0	24,5	14,8
50— 70 cm	22,9	4,2	6,7	9,8	19,9	19,7	13,7
70—110 cm	17,5	6,0	7,0	10,4	21,4	20,9	13,5
110—150 cm	12,0	4,9	10,1	14,0	22,5	20,9	14,0

gleich, so daß von daher eine äolische Beeinflussung des Oberbodens nicht bewiesen werden kann. Die starke Zunahme der Kornoberflächen-Mattierung im Oberboden (von 5 auf 32 %) gibt gleichwohl einen Hinweis darauf, daß eine äolische Komponente in den Oberboden eingearbeitet wurde. Will man diese Einmischung nicht als kryoturboten, sondern als bioturboten, holozänen Vorgang deuten, so bleibt ungeklärt, weshalb in steinhaltigen Oberböden auf Hängen eine hangparallele Einregelung der Steine dominiert. Die Bioturbation müßte doch eine solche Einregelung verhindern. Dagegen bereitet eine Erklärung keine Schwierigkeiten, die davon ausgeht, daß periglaziale Solifluktion zwar auch mit kryoturboter Solimixion verbunden ist, die Solifluktion jedoch als vorherrschender Prozeß immer wieder die Einregelung der groben Komponenten bewirkt (vgl. die Untersuchungen an rezenten periglazialen Solifluktionsdecken bei SEMMEL 1969; BIBUS et al. 1976). Die Solifluktion als holozänen Vorgang deuten zu wollen ist wenig überzeugend, wenn Messungen zu diesem Problem berücksichtigt werden, die ergeben haben, daß auf mitteleuropäischen Hängen solche Verlagerungen flächenhaft allenfalls bis in 10 cm Tiefe stattfinden (GÖBEL 1977). Die von ROHDENBURG und Mitarbeitern (u. a. ROHDENBURG 1978: 469) beschriebenen mittel- oder jungholozänen Schutzdecken sind m. E. als überwiegend reliefbedingte Sonderfälle zu deuten (z. B. starke Hangneigung). Es kann wohl ausgeschlossen werden, daß auf Hängen mit Neigungen gegen 2° und sehr sandigem Untergrund unter holozänen Klimabedingungen solifluidale Verlagerungen weitflächig möglich sind.

Die Diskussion solcher Fragen erübrigte sich, wenn die Verknüpfung der Deckschichten mit kryoturbotenen Formen (Tropfböden, Eiskeilen etc.) zu beobachten wäre. Solche Erscheinungen sind aus dem Weichselmoränen-Gebiet seit längerem bekannt und auch aus dem Gebiet des Pommerschen Stadiums beschrieben worden (z. B. KLIEWE & SCHULTZ 1970). In manchen der von mir untersuchten Aufschlüsse waren zwar durchaus entsprechende Formen ausgebildet, jedoch ließ sich nirgends zweifelsfrei der Nachweis führen, daß die oberste Deckschicht noch von diesen Prozessen mit erfaßt wurde.

Ein solches Profil ist z. B. nördlich von km 102 unmittelbar westlich der Straße Bärwalde—Küstrin nördlich von Sarbinowo (Zorndorf) aufgeschlossen (Abb. 2). Dort liegt unter der braunen schluffigen Deckschicht ein an der Oberkante verlehmt Geschiebemergel des Frankfurter Stadiums. Die Deckschicht stimmt zugleich mit dem A₁-Horizont

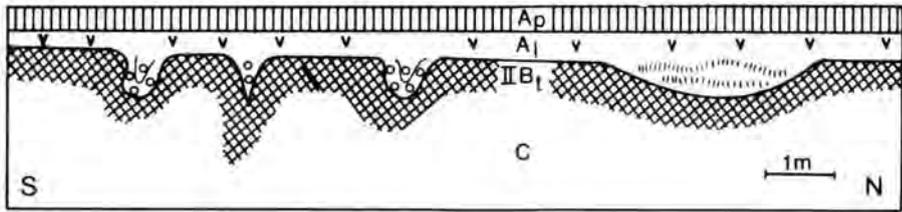


Abb. 2: Aufschluß nördlich Zornsdorf. Der C-Horizont besteht aus Geschiebemergel, der an der Oberkante verlehmt ist (II B_t-Horizont). Darüber liegt eine sandig-schluffige Deckschicht (A₁-Horizont). Kryoturbierte Taschen, Eiskeilpseudomorphosen und Erosionsrinnen zwischen der Deckschicht und dem Geschiebemergel sind mit kiesigem Sand gefüllt. Weitere Erläuterungen im Text.

der Parabraunerde überein, deren IIB_t-Horizont im Mergel entwickelt ist. Zwischen dieser Deckschicht und dem Mergel lag jedoch ursprünglich ein kiesiger Sand, von dem Reste in Kryoturbiationsaschen, Eiskeilpseudomorphosen und Erosionsrinnen erhalten sind. Im Gegensatz zur hangenden Deckschicht wurden diese Sedimente noch von den kryoturbierten Verformungen erfaßt. Die spätere Verlehmung des Mergels zeichnete die Umrisse der periglazialen Formen nach. In den sandigen Füllungen bildeten sich braune Tonbänder.

Eiskeilpseudomorphosen sind auch in Kiesgruben der Sander des Pommerschen Stadiums zu finden, so etwa südöstlich von Soldin (Neumark) in einer Kiesgrube südlich von Trzeccinna. Dort ist die Deckschicht ein brauner, schwach kiesiger schluffiger Sand, der in 50 cm Tiefe von einer glatt durchziehenden Steinlage mit schlecht ausgeprägten Windkantern abgeschlossen wird. Darunter folgt ein 20 cm starker hellbrauner Sand, der die Spalten von ehemaligen Eiskeilpolygonen ausfüllt. Diese greifen in den liegenden Sanderkies hinein. Auch hier wird also wieder deutlich, daß die Eiskeile vor der Bildung der Deckschicht aktiv gewesen sein müssen. Im übrigen zeigt das Vorkommen der Deckschicht auf Sandern, daß die Existenz einer Deckmoräne i. S. von SOLGER (zuletzt 1965; vgl. auch GRIMMEL 1973: 24) nicht unbedingte Voraussetzung für die Entstehung periglazialer Deckschichten sein muß.

Die bisher nicht beobachtete Verknüpfung von periglazialen Frostmusterformen mit der Deckschicht widerlegt nicht deren periglazialen Charakter. Auch aus anderen Gebieten, etwa dem Rhein-Main-Gebiet, sind Aufschlüsse bekannt, in denen ältere jungpleistozäne Sedimente kryogen gestört wurden, dagegen jungtundrenzeitliche nicht, obwohl diese an benachbarten Orten eindeutige kryoturbierte Störungen aufweisen. In diesem Zusammenhang sei aber erwähnt, daß laut JERSAK (1975) in äolischen Ablagerungen dieses Alters in Polen keine echten Eiskeile mehr zu finden sind. Beobachtungen von KOZARSKI (1972) und CHURSKA (1972) belegen die Existenz von Eiskeil-Pseudomorphosen im Jungmoränengebiet Nord-Polens. KOZARSKI (1974: 80 f.) betont indessen, daß in Nordwest-Polen bisher keine Periglazialstrukturen gefunden wurden, die mit Sicherheit der Jüngeren Tundrenzeit zugerechnet werden könnten (vgl. jedoch CHURSKA, ib.: 69).

3. Vergleich mit älteren und jüngeren Sedimenten

Es wurde bereits betont, daß auf vielen Ablagerungen der Warthe-Zeit ähnliche Deckschichten liegen. Gute Aufschlüsse sind außer bei Mława noch im Sandergebiet östlich Lodz (westlich Brezany) und östlich Zawonia (östlich Trebnitz) zu finden. Gleichwohl ist nicht zu bestreiten, daß gerade mit dem Löß der Trebnitzer Umgebung eine drastische Abweichung gegeben ist. Dieses Gebiet zeigt immer wieder Profile, in denen über Geschiebemergel, der als warthezeitlich angesehen wird, Weichsellöß liegt, der in der Ziegelei Treb-

nitz zwei bis drei Meter mächtig ist und den Lohner Boden (Mittelwürm) enthält. Inter-glaziale Böden wurden nicht gefunden. Auf Deckschichtenbildung im Sandlöß westlich dieses Gebietes geht bereits KOWALKOWSKI (1967) ein.

Weshalb an einer Stelle stark gegliederte und mächtigere Deckschichten auf den warthezeitlichen Sedimenten liegen, an anderen Orten dagegen nur Substrate, die den Deckschichten auf weichselzeitlichen Sedimenten gleichen, kann — die stratigraphische Einordnung als richtig vorausgesetzt — seine Ursache darin haben, daß im letzten Fall bis in die späte Weichselzeit die Abtragung dominierte oder die Sedimentation so gering war, daß in der spätglazialen Deckschicht die vorher abgelagerten Substrate aufgearbeitet wurden. Verschiedene Autoren betonen, daß die periglaziale Deckserie im DDR-Gebiet auf den Jungmoränen ähnlich der auf den Altmoränen ist (z. B. LEMKE 1972: 72). Nur im Bereich des Pommerschen Stadiums sei die Intensität der periglazialen Prozesse etwas geringer gewesen.

Die Entkalkungstiefe ist nach meinen Beobachtungen auf warthezeitlichen Geschiebemergeln eindeutig größer als auf weichselzeitlichen. Auch bei kalkfreien Sanden und Kiesen reicht die bodengenetisch bedingte Tonbänderung in den älteren Ablagerungen oft deutlich tiefer, jedoch ist auf weichselzeitlichen Kiesen stellenweise gleichfalls eine Bänderung bis drei Meter unter Flur anzutreffen. In dieser Hinsicht wird also eine Unterscheidung der verschieden alten Sedimente schwierig. Doch sei betont, daß in der DDR Befunde für eine bodengeographische Grenze entlang der Pommerschen Endmoräne vorliegen (u. a. HAASE & SCHMIDT 1975: 198). Ein eindeutiger Unterschied zwischen dem Aufbau des hier diskutierten Deckschichten-Typs *in* n- und *a*ußerhalb des Gebietes des Pommerschen Stadiums scheint mir in Polen zumindest an vielen Stellen nicht nachweisbar. Auch von polnischer Seite wird des öfteren die deutliche periglaziale Formung *n*a*ch* dem Pommerschen Stadium betont. So beschreibt z. B. KOZARSKI (1974) periglaziale Hangsedimente, die aus verschiedenen Kalt-Phasen des Spät-Würms stammten, die sämtlich jünger als die Pommersche Phase seien. In Übereinstimmung mit Untersuchungsbefunden aus der DDR (u. a. LEMKE 1972) sind gut ausgebildete Windkanterlagen im Gebiet des Pommerschen Stadiums allem Anschein nach selten zu finden. Es sei aber darauf hingewiesen, daß von polnischen Autoren (z. B. KOZARSKI 1978: 302) periglaziale Dünen in besonders großem Ausmaß als Bildungen der Jüngeren Tundrenzeit erkannt wurden. Jedoch wird angenommen, daß zu dieser Zeit die im Vergleich zu früheren kalten Perioden schon besser entwickelte Vegetation die Entstehung größerer Dünen wegen der stärkeren Hindernisbildung für den Treibsand gefördert habe.

Schriftenverzeichnis

- BIBUS, E., NAGEL, G. & SEMMEL, A. (1976): Periglaziale Reliefformung im zentralen Spitzbergen. — *Catena*, **3**: 387—398; Gießen.
- BLUME, H. P., HOFMANN, R. & PACHUR, H.-J. (1978): Periglaziäre Steinring- und Frostkeilbildungen norddeutscher Parabraunerden. — *Mitt. deutsch. bodenkdl. Ges.*, **27**: 345—346; Göttingen.
- CHURSKA, Z. (1972): Periglaziale Umbildung der Jungmoränengebiete (im Gebiet des Wisla- und Dreweca-Urstromtales). — *Wiss. Z. E.-M.-Arndt-Universität Greifswald*, Jg. **XXI**: 69—70; Greifswald.
- DIEMANN, R. (1977): Ausbildung und Entstehung des Substrattyps Tieflehm im nördlichen Jungmoränengebiet der DDR. — *Z. geol. Wiss.*, **5**: 1275—1276; Berlin.
- GÖBEL, P. (1977): Vorläufige Ergebnisse der Messung gravitativer Bodenbewegungen auf bewaldeten Hängen im Taunus. — *Catena*, **3**: 387—398; Gießen.
- GRIMMEL, E. (1973): Bemerkungen zum Geschiebedecksand. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 16—25; Öhringen.

- HAASE, G. & SCHMIDT, R. (1975): Struktur und Gliederung der Bodendecke der DDR. — *Peterm. geogr. Mitt.*, **119**, Jg.: 279—300; Gotha/Leipzig.
- JERSAK, J. (1975): Frost Fissures in Loess Deposits. — *Biuletyn Periglacialny*, **24**: 245—258; Lodz.
- KLIEWE, H. & SCHULTZ, H.-J. (1970): Die periglaziäre Fazies im Jungmoränengebiet nördlich der pommerschen Eisrandlage. — *Peterm. geogr. Mitt., Erg. H.* **274**: 255—263; Gotha/Leipzig.
- KOPP, D. (1965): Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. — *Ber. geol. Ges. DDR*, **10**: 739—771; Berlin.
- (1970): Kryogene Perstruktion und ihre Beziehung zur Bodenbildung im Moränengebiet. — *Peterm. geogr. Mitt., Erg. H.* **274**: 169—279; Gotha/Leipzig.
- & JÄGER, K.-D. (1972): Das Perstruktions- und Horizontprofil als Trennmerkmal periglaziärer und extraperiglaziärer Oberflächen im nordmitteleuropäischen Tiefland. — *Wiss. Z. E.-M.-Arndt-Univ. Greifswald*, **XXI**, Jg.: 77—84; Greifswald.
- KOWALKOWSKI, A. (1967): Eigenschaften und Entstehung der Böden auf Sandlöß in den Dalkauer Bergen im Katzengebirge. — *Albr.-Thaer-Arch.*, **11**: 483—501; Berlin.
- KOZARSKI, S. (1972): Beweise des Spätwürm-Dauerfrostboden-Vorkommens im Bereiche der letzten Vereisung Nordwestpolens und deren paläogeographische Bedeutung. — *Wiss. Z. E.-M.-Arndt-Univ. Greifswald*, **XXI**, Jg.: 67—68; Greifswald.
- (1974): Evidences of Late-Würm Permafrost Occurrence in North-West Poland. — *Quaestiones Geographicae*, **1**: 65—86, Poznań.
- (1978): Das Alter der Binnendünen in Mittelwest-Polen. — *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung, Festschr. J. FINK*: 291—305; Wien.
- LEMBKE, H. (1972): Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet der DDR. — *Wiss. Z. E.-M.-Arndt-Univ. Greifswald*, **XXI**, Jg.: 71—76; Greifswald.
- LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. — *Forsch. deutsch. L.-Kde.*, **204**: 160 S., 1 farb. Kte. 1 : 1 000 000; Bonn-Bad Godesberg.
- ROHDENBURG, H. (1978): Zur Problematik der spätglazialen und holozänen Bodenbildung in Mitteleuropa. — *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung, Festschr. J. FINK*: 467—471; Wien.
- SEMME, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **92**: 275—285; Wiesbaden.
- (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — *Frankf. geogr. Hefte*, **45**: 133 S.; Frankfurt a. M.
- (1969): Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge in rezenten Periglazialgebieten (Lappland und Spitzbergen). — *Würzb. geogr. Arb.*, **26**: 82 S.; Würzburg.
- (1973): Periglaziale Umlagerungszonen auf Moränen und Schotterterrassen der letzten Eiszeit im deutschen Alpenvorland. — *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd.* **17**: 118—132; Berlin/Stuttgart.
- SOLGER, F. (1965): Zur methodischen Behandlung der Geschiebedecksandfrage. — *Ber. geol. Ges. DDR*, **10**: 727—738; Berlin.

Manuskript eingegangen am 15. 3. 1980.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	30	109—123 1 Abb., 2 Taf.	<i>Hannover 1980</i>
----------------------------------	----	---------------------------	----------------------

Neuester Stand der Quartärforschung in Neuguinea

ERNST LÖFFLER *)

Massif, glaciation, gradient, temperature depression, glacier, deglaciation, pollen, C-14 dating, tropical zone, Pleistocene, New Guinea

Kurzfassung: Die eiszeitlichen Klimaschwankungen führten auch auf Neuguinea zu einer beachtlichen Vergletscherung der Hochgebirge, und rund 2000 km² waren von Eis bedeckt. Die eiszeitliche Schneegrenze lag bei ungefähr 3550 m, aber es gab einige Schwankungen aufgrund lokaler klimatischer Verhältnisse oder in einem Fall wegen tektonischer Ereignisse. Der älteste Nachweis für das Vorhandensein eines Gletschers ist ein Palagonit, der etwa 700 000 Jahre alt ist, und der entstand, als am Mt. Giluwe eine vulkanische Eruption von Lava unter Eis stattfand. Die Datierung ist allerdings mit einem großen Unsicherheitsfaktor verbunden. Eine weitere Episode vulkanischer Aktivität und Gletscherbildung konnte für die Zeit um 300 000 a.B.P. nachgewiesen werden.

Die letzte Vereisung war fast überall die ausgedehnteste und ihr Maximum wurde zwischen 18 500 und 16 000 a. B.P. erreicht, sie entspricht also der Würm-Vereisung. Ab etwa 15 000 a. B.P. setzte der Gletscherrückzug ein, und um 10 000—9 000 a. B.P. waren die Gletscher verschwunden, wahrscheinlich auch dort, wo heute wieder kleinere Gletscher vorhanden sind. Diese entstanden nach 5 000 a. B.P.

Die Rekonstruktion des letzteiszeitlichen Klimas ist mit Schwierigkeiten verbunden, da glazialmorphologische und pollenanalytische Befunde unterschiedliche Depressionen der Höhenstufen und Temperaturen anzeigen. Der Schneegrenzdepression von 1000 m steht eine Depression der Waldgrenze von 1500 m oder mehr gegenüber und die entsprechenden Temperaturdepressionen sind 5,5° C und 10° C. Es wird argumentiert, daß die im Pollenbild nachgewiesene starke Depression der Höhenstufen möglicherweise lokale Bedingungen reflektiert und nicht eine allgemeine Temperaturabsenkung von 10° C.

Die eiszeitliche Temperaturdepression hatte erstaunlich geringe Auswirkungen auf andere geomorphologische Prozesse wie Solifluktion und fluvioglaziale Vorgänge. Dies wird auf die extreme Einförmigkeit des tropischen Tageszeitenklimas zurückgeführt, das nur einen schmalen Höhenraum regelmäßiger Nachfröste zuläßt und das Schmelzregime der Gletscher einem relativ regelmäßigen, tageszeitlichen und nicht jahreszeitlichen Zyklus unterwirft.

[Present State of Knowledge on Quaternary Research in New Guinea]

Abstract: The Pleistocene temperature depression resulted in a relatively extensive glacial ice cover in the high mountains of New Guinea and approximately 2000 km² were covered by ice. The Pleistocene snowline was at approximately 3550 m altitude and there were only minor variations due to local climatic conditions or in one case due to tectonic events. The oldest proof of glacial ice is a palagonite which may date back to about 700 000 years and which formed when eruptions of lava took place under ice on Mt Giluwe. Due to atmospheric contamination of the argon, the date is however not very reliable. A further episode of volcanic activity and glaciation could be established with greater certainty for the time between about 290 000 and 300 000 years B.P. on the same mountain.

The maximum extent of the glaciation was reached in the last glaciation between about 18 500 and 16 000 years B.P. This corresponds to the Würm glaciation in the northern hemisphere. From 15 000 B.P. onward the glaciers retreated and by about 10 000—9 000 years B.P. the glaciers had completely disappeared, even probably from the areas which are presently glaciated. These glaciers seem to have developed later from about 5 000 years B.P. as a result of a slight drop in temperature. The reconstruction of the climate during the last glaciation has proved difficult because of conflicting results from geomorphological and palynological data. While the depression of the

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. E. Löffler, Geogr. Inst., Universität Mainz. Zur Zeit: 9 Lyndon St. Kaleen, ACT 2617, Australien.

snowline was in the order of 1 000 m, the depression of the forest/grassland boundary seems to have been nearly twice that much. It is argued the the extraordinarily large depression in the forest boundary could be due to local climatic conditions and not to a general depression in temperatures by 10° C. There is also no evidence for this large depression of the vegetation belts in the Lake Trist area.

The Pleistocene temperature depression had little effect on other geomorphological processes like periglacial solifluction and fluvio-glacial activity. This is explained by the extreme uniformity of the tropical climate in New Guinea resulting in a very narrow belt of diurnal frosts and in a diurnal regime of melting of the glaciers resulting in an evenly spread discharge of meltwater throughout the year.

1. Einführung

Die späte Durchdringung und Exploration Neuguineas durch die Kolonialmächte bewirkte, daß trotz vielversprechender Ansätze zur Zeit der deutschen Kolonialherrschaft im nordöstlichen Teil der Insel eine eigentliche geowissenschaftliche Forschungstätigkeit nur etwa zwei Jahrzehnte zurückliegt, aber da man in vielen Gebieten sogleich mit modernen Forschungsmethoden arbeitete, wie Pollenanalyse, ^{14}C -, K-Ar- und $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Datierungen, und Zugang zu Luftbildern hatte, kann man Neuguinea heute ohne Zweifel als eines der besser erforschten tropischen Gebiete bezeichnen. Dies gilt insbesondere für das Hochgebirge, dessen glazial überformte Landschaften zu den offensichtlichsten Zeugen quartärer Klimaschwankungen gehören.

Die Existenz rezenter Gletscher in den höchsten Gebirgsabschnitten Neuguineas ist schon seit langem bekannt, praktisch schon seit der ersten Sichtung der Gebirge durch den Holländer CARSTENZ, dessen Name der höchste Gebirgsabschnitt auch bis vor einem Jahrzehnt trug. Es dauerte allerdings bis 1912, bis der Gletscher erstmals von Europäern besucht wurde. Der Engländer WOLLASTON erreichte in diesem Jahr die Gletscherzunge nach mühsamem und gefährlichem Aufstieg (WOLLASTON 1914). Die nächste Expedition, die bis zu diesem Gletscher vordrang, war eine holländische Forschungsexpedition unter A. H. COLIJN, die erstmals Messungen und genauere Kartierungen durchführte. Außerdem wurde erstmals die Ausdehnung der pleistozänen Vereisung untersucht und DOZY, der Glazialgeologe der Expedition, behauptete, die Maximalausdehnung der eiszeitlichen Gletscher hätte Höhenlagen um 2000 m erreicht, eine erstaunlich tiefe Lage für Gletscher in der Nähe des Äquators (DOZY 1938).

Nach dem Weltkrieg wurde das Gletschergebiet von mehreren Expeditionen mit hauptsächlich bergsteigerischer Zielsetzung aufgesucht, aber Anfang der siebziger Jahre unternahm eine Gruppe von Wissenschaftlern aus verschiedenen australischen Universitäten zwei ausgedehntere Expeditionen in das Gebirge und führten eine Reihe ausgezeichneter Untersuchungen über den rezenten Gletscherhaushalt, die jüngsten Gletscherschwankungen, die Seen, Vegetation und das Klima durch (HOPE et al. 1976). Das Hauptziel der Expeditionen war die Untersuchung der rezenten Verhältnisse, aber einige wichtige Beobachtungen über die pleistozänen Gletscherschwankungen wurden ebenfalls gemacht.

Im östlichen Neuguinea, das unter australischer Verwaltung bzw. bis 1918 zum Teil unter deutscher Verwaltung stand, setzte eine intensivere Forschung in den sechziger Jahren ein. Es gab allerdings einen kurzen Bericht über das Vorkommen eiszeitlicher Gletscherspuren im Saruwaged-Gebirge von DETZNER (1933), dessen Name jedoch weniger mit dieser Entdeckung verbunden ist, als vielmehr mit der Tatsache, daß er während des ersten Weltkriegs im Innern Neuguineas überlebte und anschließend über seine Erlebnisse ein Buch mit dem Titel „Vier Jahre unter Kannibalen“ schrieb. Dieses Buch zog nach nachweisbar falschen Behauptungen viel Kritik auf sich und DETZNERS tatsächlich korrekten Beobachtungen wurde daher auch kein Glaube geschenkt.

Eine erste wichtige Veröffentlichung über die Vergletscherung des Mt Wilhelm-Gebirges, des höchsten Gebirges Ostneuguineas, erschien 1960 (REINER 1960), dann folgten Ende der sechziger und im Laufe der siebziger Jahre eine ganze Reihe von Arbeiten zum Teil geomorphologischer zum Teil pollenanalytischer Natur, die wesentlich zur Erweiterung unseres Wissens über die quartäre Geschichte dieses Raumes beitrugen (HOPE 1976; HOPE & PETERSON 1975; LÖFFLER 1970, 1971, 1972, 1976; WALKER 1970, 1979). Im folgenden möchte ich die wichtigsten Befunde zusammenfassen und die daraus resultierende Problematik diskutieren.

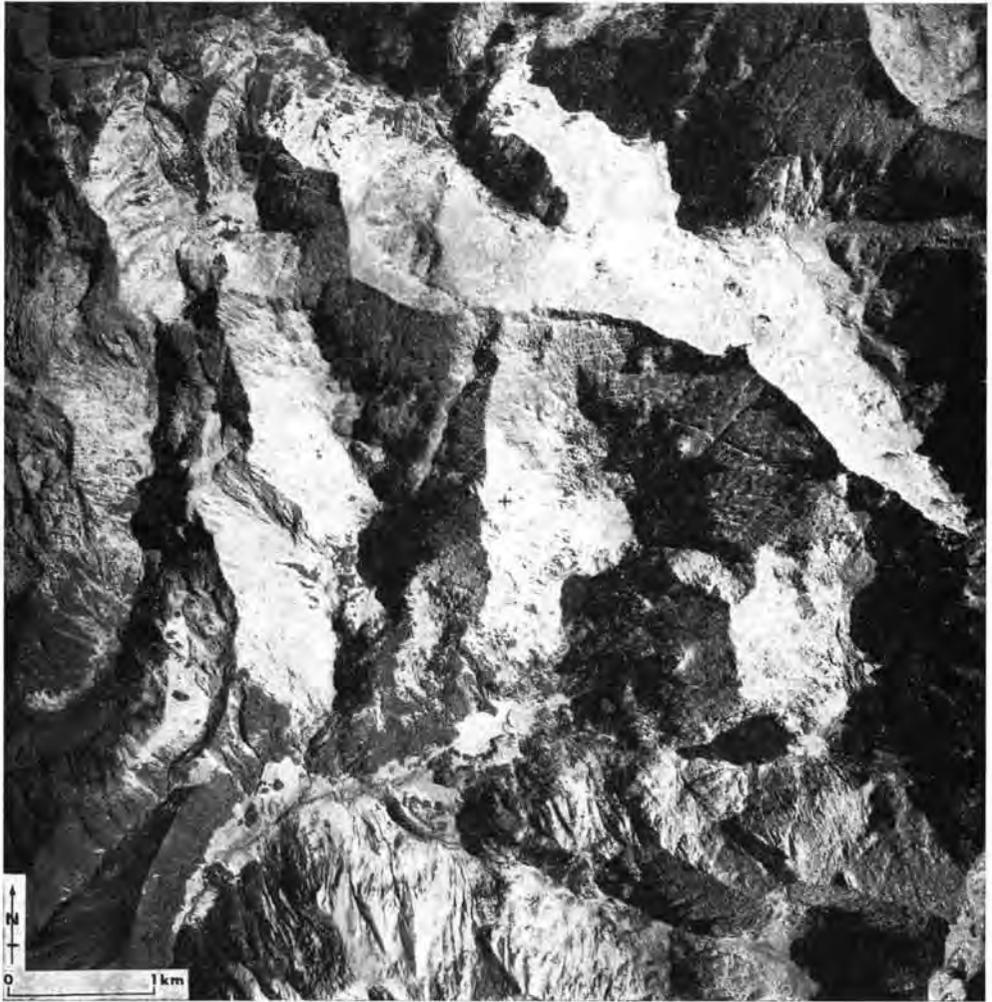
2. Die Hauptvergletscherung

Zeugen der letzten Vereisung sind auf allen Gebirgen zu finden, die rund 3 600 m Höhenlage übersteigen. Die durch das Eis geschaffenen Oberflächenformen heben sich immer sehr deutlich von den tiefer liegenden fluvial geprägten Kerballandschaften ab, und dies drückt sich besonders deutlich im Luftbild aus (Taf. I). Akzentuiert wird der Gegensatz von glazialen und nicht glazialen Tälern noch durch die Gegenwart von Grasländern in den breiten glazial überformten Talböden. Es handelt sich hierbei jedoch nicht um eine klimatische Erscheinung, sondern um eine vornehmlich edaphische, in dem die glaziale Erosion die topographischen Voraussetzungen für die relativ tief liegenden Grasländer geschaffen hat. Anthropogene Einflüsse vor allem durch den Gebrauch des Feuers haben die Grasländer zusätzlich noch stark erweitert (LÖFFLER 1979 a).

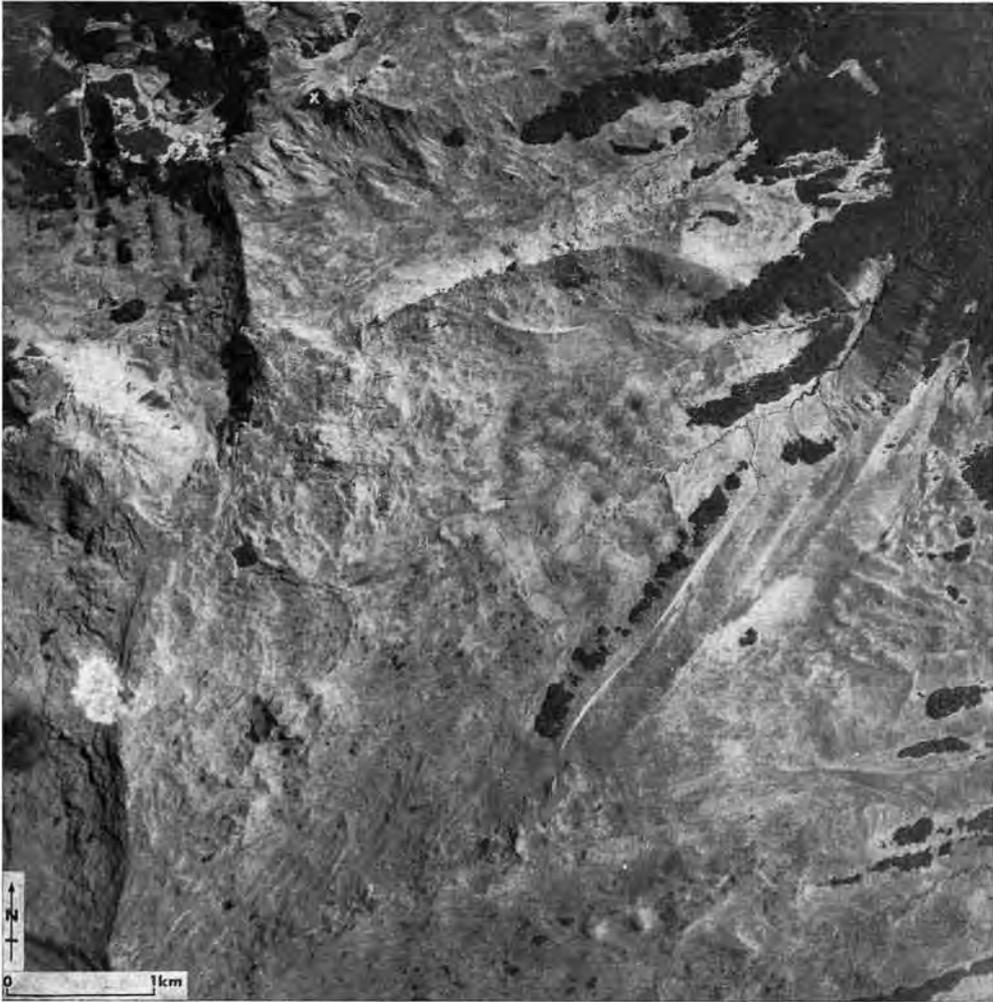
Der glaziale Formenschatz der Gebirge ist ausgezeichnet erhalten und umfaßt mächtige Kare mit steilen Karrückwänden, Karschwellen, Rundhöcker, Stufen, Trogtäler und mächtige gut erhaltene Moränen. Die Moränenrücken sind mitunter sehr prominent und es erscheint zunächst erstaunlich, daß sich derartige leicht erodierbare Formen in dieser Gebirgslandschaft erhalten konnten. Der ausgezeichnete Erhaltungszustand von Moränen scheint jedoch ein typisches Kennzeichen tropischer Gebirgsvergletscherung zu sein und wurde auch aus dem tropischen Afrika und Südamerika beschrieben (DOWNIE & WILKINSON 1972; TRICART et al. 1962). Ein wichtiger Grund für den guten Erhaltungszustand dürfte im tropischen Tageszeitenklima liegen und damit in dem über das ganze Jahr verteilten Schmelzregime der Gletscher. Selbst beim Gletscherrückzug während einer allgemeinen Erwärmung gibt es keine Zeiten besonders starker Wasserführung und damit Erosion. Dies erklärt auch den Mangel an ausgedehnteren fluvioglazialen Ablagerungen.

2.1. Mt. Giluwe

Das interessanteste Gebirge Neuguineas vom Gesichtspunkt der Vergletscherung ist der Mt. Giluwe, ein mächtiger erloschener Vulkan, der mit knapp unter 4400 m Gipfelhöhe den zweithöchsten Gipfel Ostneuguineas darstellt (Abb. 1). Mit einer 180 km² großen Gletscherkappe stellt er das mit Abstand ausgedehnteste Gletschergebiet Ostneuguineas dar. Die mehr oder weniger zusammenhängende Gletscherkappe überdeckte das gesamte Gipfelgebiet bis etwa 3200 m Höhe, und von dort zweigten sich einige kurze Talgletscher ab und stießen einige hundert Meter tiefer vor. Die Endmoränen der Maximalausdehnung sind ausgezeichnet erhalten und umgeben den gesamten Vulkan wie ein Gürtel. Besonders auffallend sind die zahlreichen, niedrigen Rückzugsmoränen, die vor allem die relativ flachen und wenig zerschnittenen Ost- und Westhänge bedecken (Taf. II). Insgesamt sind etwa 20 einzelne Moränenrücken auszumachen. Ich habe diese in 5 Gruppen unterteilt, die wahrscheinlich die Hauptstadien des Rückzugs anzeigen (LÖFFLER 1972). Die tiefsten Rückzugsmoränen überlagern z. T. die mächtige und breite Moräne der Maximalvereisung, ein Hinweis darauf, daß es sich während dieses Rückzugs bereits um einen sehr gering mächtigen Gletscher gehandelt haben muß, der praktisch keine Erosionskraft



Taf. I: Mt Wilhelm mit tief eingesenkten Karen, steilen Karrückwänden, Karseen und mächtigen Endmoränen am Ausgang der Trogtäler (links unten). Eine gewisse Hangasymmetrie mit steilen westexponierten und weniger steilen ostexponierten Hängen ist auf dem Luftbild zu erkennen, und ist wahrscheinlich bedingt durch den etwas günstigeren Ansatz zur Gletscherbildung an westexponierten Hängen, die aufgrund der regelmäßigen Wolkenbildung um die Mittagszeit eine etwas geringe Einstrahlung erhalten als ostexponierte Hänge. Diese Unterschiede kommen jedoch nur zum Tragen, wenn es sich um stark zergliederte Gebirge handelt.



Taf. II: Mt Giluwe, ein erloschener Vulkan zeigt eine typische Kappenvereisung und die eiszeitlichen Endmoränen umgeben den Vulkan wie ein Gürtel. Besonders auffallend sind hier die zahlreichen niedrigen Rückzugsmoränen, die oft bündelweise auf der hier gezeigten flachen, wenig zerschnittenen Ostabdachung vorkommen. Die hier zu sehenden Laven sind alle zwischen 220 000 und 320 000 Jahre alt. Die palagonitische Breccie im Gogon Tal ist durch ein weißes Kreuz angezeigt (oben links).

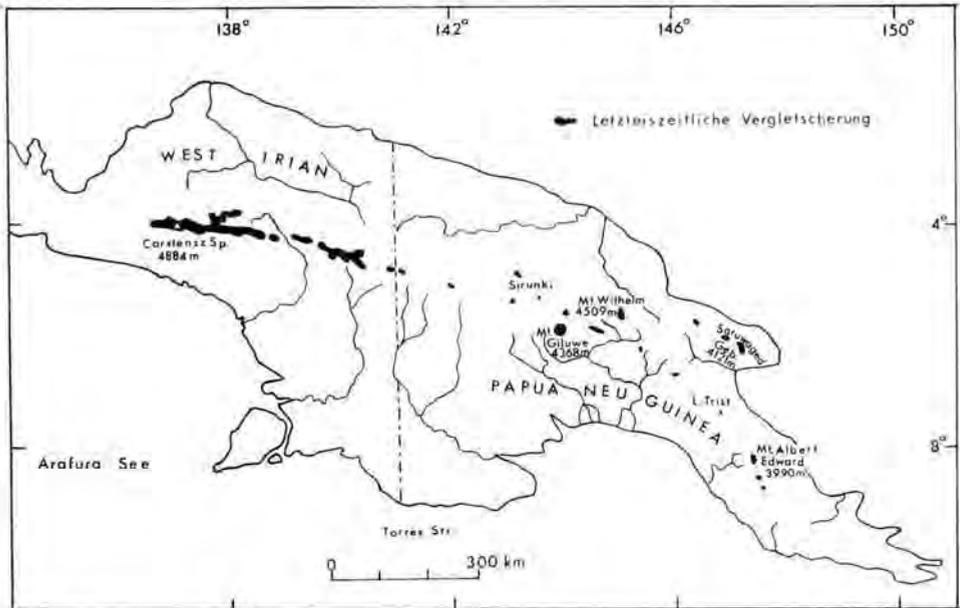


Abb. 1: Übersichtskarte über die Ausdehnung der eiszeitlichen Vergletscherung in Neuguinea.

besaß. ^{14}C -Datierungen von Rohtorf in drei Sumpfbecke unmittelbar hinter derartigen Rückzugsmoränen ergaben folgende Ergebnisse. Die zweitälteste Gruppe ist mindestens 13050 ± 700 Jahre alt, die zweitjüngste 11250 ± 550 Jahre und für ein kleines Becken in unmittelbarer Gipfelnähe wurde ein Alter des Torfs von 9980 ± 280 a. B.P. ermittelt. Diese Proben wurden von Dr. G. S. HOPE und dem Autor im Jahre 1973 gesammelt, und diese neuen Altersangaben ersetzen die in LÖFFLER (1972) angeführten. Diese Altersdatierungen zeigen, daß um 13000 a. B.P. das Eis bereits stark zusammengeschmolzen sein muß, obwohl von der Ausdehnung her die Gletscherkappe fast noch die gleiche Größe aufwies wie zur Maximalausdehnung. Bei 11 000 a. B.P. war der Kappengletscher sowohl in Mächtigkeit als auch Ausdehnung bereits stark geschwunden und bei rund 10 000 B.P. war das Gebirge praktisch eisfrei.

Die Schneegrenze während der Maximalausdehnung lag bei etwa 3550 m (LÖFFLER 1972).

2.2. Mt. Wilhelm

Im Gegensatz zum Mt. Giluwe war der Vergletscherungstyp am Mt. Wilhelm typisch alpin im Charakter. Das Gebirgsmassiv, das 4509 m Gipfelhöhe erreicht, ist von tief eingesenkten Trogtälern und Karschlüssen zergliedert (Taf. I). In den Karen liegen zahlreiche, malerische Karseen und am Ausgang der Trogtäler mächtige, hohe Moränen, die die Talböden oft um 100 m übersteigen. Die Kare weisen eine gewisse bevorzugte Exposition auf und zwar sind die meisten nach W ausgerichtet (Taf. I). Diese Asymmetrie wurde von REINER (1960) als das Ergebnis einer präglazialen Asymmetrie des Hauptgrates erklärt. Das Studium von Luftbildern zeigt jedoch, daß diese Asymmetrie nicht nur auf den Hauptgrat beschränkt ist, sondern an allen Seitenspornen und Nebengraten vorhanden

ist. Die Asymmetrie hat gewisse Ähnlichkeiten mit der in subtropischen Hochgebirgen beobachteten Hangasymmetrie zwischen nord- und südexponierten Hängen (KLAER 1962; SPREITZER 1960). Eine mögliche Erklärung wäre die bereits von TROLL (1941) herausgestellte Asymmetrie in der Bestrahlung von ost- und westexponierten Hängen in den Tropen wegen der unterschiedlichen Bewölkungsverhältnisse im Verlauf eines Tages. Die ostexponierten Hänge erhalten im Durchschnitt eine etwas höhere Einstrahlung als die westexponierten, da die frühen Morgenstunden und Vormittage in der Regel wolkenfrei sind, während die Mittagszeit und vor allem die Nachmittage fast immer wolkenverhangen sind und so die Einstrahlung reduzieren. Der Ansatz der Gletscherbildung dürfte daher in Westexposition günstiger sein. Ein Problem bei dieser einleuchtenden Erklärung ist allerdings die Tatsache, daß auf den anderen Hochgebirgen Neuguineas diese Asymmetrie nicht in dieser deutlichen Form ausgebildet ist.

Der Gletscherrückzug am Mt. Wilhelm war ähnlich wie am Mt. Giluwe, allerdings vermissen wir hier die zahlreichen Rückzugsmoränen. Im breiten Pindeau-Tal sind lediglich zwei ausgeprägte Rückzugsmoränen zu finden. Der Unterschied in der Anzahl der Rückzugsmoränen reflektiert wahrscheinlich den unterschiedlichen Vergletscherungstyp (Taf. II). Die mächtigen tief eingesenkten Talgletscher des Mt. Wilhelm-Gebiets waren offenbar weniger empfindlich gegen kleinere Klimaschwankungen als die offene, relativ dünne Gletscherkappe auf dem Mt. Giluwe. Der Rückzug am Mt. Wilhelm war daher einheitlicher und zeigt lediglich die Hauptklimaänderung zu wärmeren Temperaturen an.

Die ^{14}C -Daten für den Gletscherrückzug am Mt. Wilhelm decken sich weitgehend mit den Ergebnissen am Mt. Giluwe. Nach HOPE (1976), der am Mt. Wilhelm vor allem pollenanalytisch arbeitete, begann der Rückzug des Talgletschers aus dem Pindeau-Tal um rund 14 000 a. B.P. Bei etwa 11 000 a. B.P. war das Eis bis auf ein kleines Gebiet um den Hauptgipfel verschwunden und bei spätestens 9 000 a. B.P. war das gesamte Gebirge eisfrei. Die pollenanalytischen Ergebnisse werden später diskutiert.

2.3. Mt. Albert Edward

Das Mt. Albert Edward-Gebirge liegt im äußersten E Neuguineas und etwa 2° weiter im S als die anderen Gebirge (Abb. 1). Das Gebirge ist ein Teil der Owen Stanley-Ketten und stellt eine plateauartige Altlandschaft dar, die wahrscheinlich postmiozänen Alters ist. Trotz bescheidener Gipfelhöhe von 3990 m weist das Gebirge ausgedehnte und eindrucksvolle Spuren eiszeitlicher Vereisung auf. Besonders auffallend sind die zahlreichen Kare und Karseen entlang des steilen Gipfelgrats, der das Plateau um rund 300 m überragt. Der Gipfelgrat weist einen deutlich asymmetrischen Aufbau auf, ähnlich wie der Mt. Wilhelm mit steilen westexponierten Karrücken und weniger steil einfallenden ostexponierten Hängen. Diese Asymmetrie ist jedoch eindeutig gesteinsbedingt und zwar neigt sich die Schieferung des hier anstehenden Phyllits mit rund $30\text{--}40^\circ$ nach NE und dementsprechend sind die Hänge in Ostauslage weniger steil als die Hänge in Westexposition. Der Hauptkamm stellt praktisch eine Schichtrippe dar. Es ist aus diesem Grund schwierig, hier den Einfluß einer klimatisch bedingten Asymmetrie festzustellen.

Das Plateau war von einem zusammenhängenden Plateaugletscher bedeckt, der ungefähr 90 km^2 einnahm. Die Schneegrenze lag mit 3650 m etwas höher als am Mt. Giluwe und Mt. Wilhelm, wahrscheinlich aufgrund der etwas geringeren Niederschläge und der etwas ausgeprägteren Trockenzeit in diesem Gebiet.

Eine ^{14}C -Datierung von Rohrtorf in einem Zungenbecken am südlichen Rand des Vergletscherungsgebiets ergab ein Mindestalter von 12 000 a. B.P. für den Gletscherrückzug (Dr. G. S. HOPE frdl. mündl. Mitt.).

2.4. Das Saruwaged-Gebirge

Das Saruwaged-Gebirge ist der höchste Abschnitt des nördlichen Küstengebirges und das einzige nennenswerte Gebiet im Küstengebirge, welches eine eiszeitliche Vergletscherung aufwies (Abb. 2). Der Gipfelbereich ist wie im Mt. Albert Edward-Gebirge plateauartig, allerdings hier bedingt durch mächtige nahezu horizontal lagernde Kalksteinbänke. Der glaziale Formenschatz ist hier nicht sehr eindrucksvoll ausgeprägt trotz einer beachtlichen Gletscherausdehnung von 80 km². Der Grund hierfür dürfte der flachlagernde Kalkstein sein, der auf Grund seiner Einheitlichkeit wenig Ansätze zur selektiven Glazialerosion bot. Der Vergletscherungstyp war dem des Mt. Albert Edward ähnlich. Ein zusammenhängender Plateaugletscher überdeckte das gesamte Gipfelplateau, und einzelne kurze Talgletscher stießen in die seitlichen Täler vor. Im S und SW, wo das Plateau mit einer 500—800 m hohen Stufe abbricht, wurden derartige Talgletscher wahrscheinlich von Eislawinen ernährt.

Trotz der küstennahen Lage und der relativ hohen Niederschläge lag die eiszeitliche Schneegrenze im Saruwaged-Gebirge relativ hoch, und zwar mit 3700 m rund 150 m höher als am Mt. Giluwe und Mt. Wilhelm. Es ist höchst unwahrscheinlich, daß dieser beachtliche Unterschied einen Temperaturunterschied widerspiegelt, und ein geringerer Niederschlag ist noch unwahrscheinlicher, da die heutigen Niederschlagsverhältnisse eher für eine niedrigere Schneegrenze im Saruwaged-Gebirge sprechen würden. Ich nehme daher an, daß die relativ hohe Schneegrenze hier auf postglaziale Hebung des Gebirges zurückzuführen ist (LÖFFLER 1971). Für eine derartige Hebung gibt es an der Küste eindrucksvolle Beweise in der Form von gehobenen Küstenterrassen (CHAPPELL 1974).

2.5. Das Carstensz-Gebirge (Mt. Jaya)

Das Carstensz-Gebirge ist mit 4884 m Gipfelhöhe in der Carstensz-Spitze (nicht 5030 m wie auf vielen Atlanten angegeben) das höchste Gebirge Neuguineas und das Gebirge mit der ausgedehntesten eiszeitlichen Vergletscherung, die sich über nahezu 1 000 km² erstreckte. Auch hier sind die Moränen der letzten Vereisung ausgezeichnet erhalten, besonders auf einem nördlich des Hauptgrats liegenden Plateau, dem Kemabu-Plateau, auf dem prächtige Moränenrücken mit bis 5 km Länge und 150 m Höhe abgelagert wurden (HOPE et al. 1976). Diese Moränen liegen in etwa 3400 m Höhe. Nach S stießen die eiszeitlichen Gletscher in wesentlich tiefere Höhenlagen vor, offensichtlich wegen der unterschiedlichen topographischen Voraussetzungen, denn der relativ flachen, zum Kemabu Plateau hin auslaufenden Nordabdachung steht eine sehr steile Südabdachung gegenüber, und die tiefsten Moränen sind hier in 2300 m Höhe gefunden worden (DOZY 1938; HOPE et al. 1976).

Die Schneegrenze lag hier in etwa 3600—3700 m Höhe. Es wird angenommen, daß diese im Vergleich zu den weiter im E liegenden Gebirgen relativ hohe Schneegrenze einen relativ geringeren Niederschlag im Carstensz-Gebirge reflektiert, der durch das Verlanden der Torres Strait und Arafura-See und dem zeitweiligen Aussetzen der feuchtigkeitsbringenden Südostpassate hervorgerufen wurde.

Der Gletscherrückzug im Carstensz-Gebirge setzte um etwa 14 000 a B.P. ein, zwei kleinere Vorstöße konnten für die Zeit um 12 500 a B.P. und 11 000 a B.P. nachgewiesen werden, und sie werden als das Ergebnis eines deutlich verstärkten Niederschlags aufgrund der einsetzenden Überflutung der Torres Strait und Arafura-See interpretiert (HOPE et al. 1976). Zu welcher Zeit der Gletscherrückzug beendet war, ist nicht bekannt, aber man geht wohl nicht fehl, ihn wie auf den anderen Gebirgen auf etwa 9 000—10 000 a B.P. festzusetzen.

Während auf allen bisher besprochenen Gebirgen keine Gletschervorstöße nach 9 000 a B.P. stattfanden, konnten für das Carstenz-Gebirge mehrere Vorstöße ab etwa 3 000 a B.P. nachgewiesen werden (HOPE et al. 1976). Im Yellow Valley, dessen Talschluß vom Carstenz-Gletscher eingenommen wird, konnten in einem Aufschluß 4 übereinanderlagernde, durch organisches Material getrennte Moränen festgestellt werden. ^{14}C -Datierungen ergaben folgende Alter für die Moränen. Die älteste Moräne wurde um 3 000 a B.P. abgelagert oder etwas vorher, die zweitälteste entstand um etwa 2 400 a B.P., die dritte um 1 800—1 600 a B.P. und die jüngste wurde nach 1300 a B.P. gebildet (HOPE et al. 1976).

3. Prä-Würm-Vergletscherungen

Nachweise für ältere Vereisungen sind in Gebieten, in denen die Gletscher nur im Gebirge selbst entwickelt waren und nicht auf ein Vorland vorstießen, immer schwierig zu finden, und Neuguinea ist keine Ausnahme. Ob der Grund hierfür in der starken Abtragung, an der möglicherweise geringeren Ausdehnung älterer Vereisungen in diesen Gebirgen oder aber eventuell an jungen Hebungen liegt, sei im Augenblick dahingestellt.

Auf Neuguinea gibt es zwei Gebiete, in denen Vergletscherungsspuren gefunden wurden, die eindeutig älter sind als die letzte Vereisung. Im Carstenz-Gebirge wurde eindeutiges Moränenmaterial außerhalb der mächtigen letzteiszeitlichen Moränen auf dem Kemabu-Plateau gefunden. Datierungen sind bisher nicht bekannt, aber der fortgeschrittene Verwitterungszustand, im Vergleich zu den praktisch unverwitterten Moränen der letzten Vereisung, läßt auf einen beachtlichen Zeitunterschied schließen (DOW 1968; HOPE et al. 1976).

Der andere Nachweis einer älteren Vereisung stammt vom Mt. Giluwe. Der domartige Stratovulkan wird aus einer Serie relativ dünner Lavaströme aufgebaut. Zwischenlagernd mit den normalen Lavaströmen sind an einigen wenigen Stellen Palagonite und palagonitische Breccien vorhanden, die dann entstehen, wenn flüssige Lava plötzlich stark abgekühlt wird. Eine derart drastische Abkühlung läßt auf überlagerndes Eis oder Wasser schließen. Da ein tiefer See im Gipfelbereich des Vulkans unwahrscheinlich ist, geht man wohl nicht fehl, den Palagonit auf die Gegenwart von Eis während des Ausbruchs der Lava zurückzuführen.

Palagonit wurde an zwei Stellen gefunden, zum einen auf der breiten Nordostflanke im Talschluß des Gogon River, zum anderen am östlichen und Hauptgipfel (LÖFFLER et al. 1980). Kalium-Argon-Datierungen der palagonitischen Breccie im Gogon-Tal ergaben Alter von $301\,000 \pm 40\,000$ und $285\,000 \pm 40\,000$ Jahren, und die die Breccie überlagernde Lava wurde auf $294\,000 \pm 40\,000$ Jahre datiert (LÖFFLER et al. 1980). Der Palagonit am Hauptgipfel wurde auf $753\,000 \pm 60\,000$ und $885\,000 \pm 80\,000$ Jahre datiert, der den Palagonit überlagernde Lavastrom auf $743\,000 \pm 60\,000$ und $652\,000 \pm 55\,000$ Jahre. Da es sich hierbei um Maximalalter handelt, kann man annehmen, daß die älteste Episode glazialer Aktivität um etwa $700\,000 \pm 60\,000$ Jahre stattfand, die nächste um $290\,000 \pm 40\,000$. Das jüngere Alter wird durch einen Fund im Tamal-Tal, einem dem Gogon-Tal benachbarten Tal auf der Ostabdachung des Vulkans, untermauert. An einer Geländestufe ist eine ungefähr 3 m mächtige Grundmoräne aufgeschlossen, die von Lava überlagert und unterlagert wird. Das Alter der Laven wurde auf $319\,000 \pm 20\,000$ und $301\,000 \pm 20\,000$ Jahre für die Lava im Liegenden und $292\,000 \pm 20\,000$ Jahre für die Lava im Hangenden ermittelt (LÖFFLER et al. 1980). Die in einer früheren Veröffentlichung für die jüngere Lava angegebene Datierung von $340\,000 \pm 120\,000$ und $380\,000 \pm 120\,000$ (LÖFFLER 1976) erwies sich aufgrund neuerer Datierungen als inkorrekt (LÖFFLER et al. 1980). Diese neuen Ergebnisse zeigen, daß die Bildung der palagonitischen Breccie

im Gogon-Tal und die Entstehung der Moräne im Tamal-Tal wahrscheinlich der gleichen Vereisung zuzuordnen sind, und nicht wie früher angenommen, zwei eiszeitliche Phasen repräsentieren.

4. Pollenanalytische Befunde

Pollenanalytische Arbeiten auf Neuguinea wurden fast ausschließlich von Mitgliedern der Australian National University (ANU) durchgeführt und haben ganz wesentlich zum Verständnis der quartären Geschichte des Landes beigetragen. Die meisten Arbeiten wurden im Hochland durchgeführt, da dort geeignete Stellen für kontinuierliche Pollenablagerung wie Sumpf- und Seebecken in relativ großer Zahl vorhanden sind. Auch im tropischen Tiefland wurden in den letzten Jahren pollenanalytische Arbeiten angesetzt, aber es gelang dort bisher nicht, in Bereiche glazialen Alters vorzudringen, und die Ergebnisse sollen daher hier nicht diskutiert werden. Ich möchte zwei der wichtigsten Arbeiten aus dem Bereich des Hochlands herausgreifen (WALKER & FLENLEY 1979; HOPE 1976), sowie eigene Beobachtungen aus dem Lake Trist-Gebiet mitteilen.

Das bisher vollständigste Pollendiagramm stammt aus einem Seebecken, dem Lake Sirunki, im westlichen Hochland von Ostneuguinea. Das Diagramm reicht praktisch bis an die Grenze der ^{14}C -Datierung heran, und zwar bis 32 000 a. B.P. Das Seebecken liegt in 2 500 m Höhe und ist von steilen Gebirgskämmen umgeben, die rund 3 000 m erreichen. Einzelheiten über die Zusammensetzung und Auswertung des Pollendiagramms sind in der Arbeit von WALKER & FLENLEY (1979) zu finden. Für die quartäre Entwicklung sind folgende Ergebnisse von Wichtigkeit.

Die Zeit vor etwa 25 000 a. B.P. war im Sirunki-Gebiet durch das Vorhandensein von oberem Bergwald mit Nothofagusbeständen gekennzeichnet. Um 25 000 a. B.P. ist eine erste deutliche Änderung im Pollendiagramm festzustellen, und zwar nehmen die Baumpollen deutlich ab und die Pollen subalpiner Pflanzen zu. Ab 21 500 a. B.P. ist eine Dominanz subalpiner Graspollen zu verzeichnen. Ein leichtes Ansteigen der Temperaturen zwischen 20 000 und 18 500 a. B.P. wird durch eine schwache Zunahme an Baumpollen angezeigt. Zwischen 18 500 und 16 000 a. B.P. herrschen im Sirunki-Becken offenbar extreme Bedingungen mit alpinem Grasland, ähnlich wie heute in den höchsten Gebirgsabschnitten oberhalb der natürlichen Waldgrenze, die bei 3800–3900 m liegt. Dies deutet nach WALKER & FLENLEY (1979) auf eine Temperatursenkung von rund 10°C hin und eine Depression der Waldgrenze von 1500 m oder mehr. Nach 15 000 a. B.P. wird das Grasland allmählich wieder durch oberen Bergwald ersetzt, der schließlich um 9 000 a. B.P. in unteren Bergwald übergeht, der heute noch diese Höhenstufe bildet.

Die Ergebnisse von HOPE (1976) aus dem Mt. Wilhelm-Gebiet stimmen im Prinzip mit den Ergebnissen von WALKER & FLENLEY (1979) überein, allerdings reichen sie nicht so weit zurück. Die von HOPE untersuchten Ablagerungen befinden sich in verschiedenen Höhenstufen im Pindeau-Tal, einem der Haupttäler des Mt. Wilhelm. Im nicht vergletscherten Bereich in 2740 m Höhe zeigt das Pollenspektrum subalpines Grasland für die Zeit zwischen 22 000 und 15 500 a. B.P. an. Nach 15 500 a. B.P. ist eine klare Zunahme an Baumpollen festzustellen, und um 10 000 a. B.P. sind offenbar Verhältnisse erreicht, die den heutigen entsprechen, d. h. die Vegetation wird von unterem Bergwald bestimmt. Im glazialen Bereich, in 3550 m Höhe beginnt die Akkumulation von organischem Material um etwa 13 000 a. B.P., der Gletscher hatte sich also um diese Zeit bereits um einige km von seinem Maximalstand bei 3200 m zurückgezogen. Dem sich zunächst entwickelnden alpinen und subalpinen Grasland folgt um 10 800 a. B.P. eine Formation, die durch ein Zunehmen von Büschen und Sträuchern gekennzeichnet ist, bis dann um 9 000 a. B.P. dichter, von Koniferen dominierter Bergwald vorherrscht.

In 3910 m Höhe setzt die Rohtorfbildung in einem kleinen glazialen Becken um etwa 11 000 a B.P. ein, d. h. das Eis war bereits bis auf einen kleinen Restbestand in unmittelbarer Gipfelnähe verschwunden. Das sich entwickelnde alpine Grasland wird erstaunlicherweise um 8 500 a B.P. von subalpinem Wald abgelöst, der dann um 5 000 a B.P. wieder verschwindet und durch das heute diese Höhenstufe beherrschende Tussockgrasland ersetzt wird. HOPE (1976) nimmt an, daß es sich hierbei um eine kleine Klimaänderung handelt, und zwar um eine Temperatursenkung um 1–2° C.

Ein etwas anderes Bild zeigen die Pollenuntersuchungen im Lake Trist-Gebiet. Es handelt sich hier nur um vergleichsweise grobe Ergebnisse einer vorläufigen Untersuchung, die leider wegen der ablehnenden Haltung der dortigen Bevölkerungsgruppen nicht weiter verfolgt werden konnte. Dennoch erscheinen mir die Ergebnisse von Wichtigkeit, besonders im Hinblick auf die von WALKER & FLENLEY (1979) postulierte ungewöhnlich starke Absenken der Waldgrenze.

Mein Interesse am Lake Trist-Gebiet war zunächst auf die Untersuchung von Karsterscheinungen im ultrabasischen Gestein ausgerichtet (LÖFFLER 1979 b), aber das Studium eines kleinen Seebeckens, das eine unterirdische Karstentwässerung aufweist und daher zeitweise trocken liegt, führte mich zu einem interessanten Aufschluß der Seesedimente.

Diese Sedimente sind durch einen kleinen Bach, der den Seeboden durchquert, zerschnitten, so daß am westlichen Rand des Beckens, in unmittelbarer Nähe des unterirdischen Abflusses, die Sedimente fast in ihrer ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Sie bestehen an der Basis aus einer rund 0,6–0,7 m mächtigen Schicht aus organischem Material — Baumstämme, Äste und Zweige und dunkle Tone — und darüber lagernd etwa 0,9–1,0 m fein geschichtete, helle Tone. Die organische Schicht ist durch einige dünne, diskontinuierliche Tonschichten untergliedert. ¹⁴C-Datierungen von Holzfragmenten aus dieser Basisschicht ergaben (von unten nach oben) Alter von 31 800 ± 4 000/2 500, 8 990 ± 215, 37 000 ± 5 500/3 300 und >32 000 Jahre vor heute. Die erstaunliche Diskrepanz im Alter zwischen der zweiten Probe und den übrigen ist stratigraphisch nicht zu erklären und ist möglicherweise auf das Vorhandensein von jüngerem, durch den Bach zugeführtem Material in der entnommenen Probe zurückzuführen. Ich nehme an, daß die älteren Angaben das ungefähre Alter der Basisschicht von rund 32 000–37 000 Jahren vor heute anzeigen.

Die Pollenanalyse der Ablagerungen ergab folgendes: Die Proben aus den organischen Ablagerungen weisen eine hohe Anzahl von *Nothofagus*-Pollen auf, und zwar stellen diese rund 90 % der Baumpollen dar. Die über den organischen Schichten lagernden Sedimente sind dagegen etwas ärmer an *Nothofagus*-Pollen, dagegen sind Pollen aquatischer Pflanzen stärker vertreten. *Nothofagus* ist jedoch weiterhin vorhanden und es besteht kein Zweifel daran, daß während der gesamten Existenz des Beckens der Wald um das Becken ein von *Nothofagus* dominierter Bergwald gewesen sein muß. Die Gegenwart von Pollen aquatischer Pflanzen deutet lediglich auf eine Veränderung der Vegetation im Seebecken selbst hin, nicht auf eine Veränderung der Vegetation in der Umgebung des Beckens. Die gesamte im Pollenspektrum vorhandene Vegetation ist auch heute noch in der Umgebung des Seebeckens vorhanden, und dies kann als ungefähre Maßstab für den Grad des Klimawechsels in diesem Bereich angesehen werden. Die Waldgrenze ist mit Sicherheit in den letzten 32 000 Jahren nicht bis in diesen Höhenbereich vorgeedrungen.

Der Übergang vom trockenen, waldbestandenen Becken zum fast ganzjährig wassererfüllten, waldlosen Becken wird durch die deutliche Änderung in der Sedimentation von organischen zu hauptsächlich nicht organischen Ablagerungen angezeigt. Ob dieses Ereignis auf klimatische Einflüsse (weniger Zufluß) oder auf eine veränderte Karstentwässerung (mehr unterirdischer Abfluß) zurückzuführen ist, kann nicht entschieden werden. Die

Gegenwart von *Nothofagus*-Bergwald spricht für relativ hohe (mindestens 2 000 mm) und gleichmäßig über das Jahr verteilte Niederschläge, und ich möchte daher eher eine veränderte Karstentwässerung für die Trockenhaltung des Beckens verantwortlich machen.

Auch wenn diese Beobachtungen keine feinere Analyse der Vegetationsgeschichte zulassen, so zeigen sie doch die wichtige Tatsache, daß hier in dem kritischen Höhenbereich um 2 000 m keine radikale Veränderung der Vegetation, wie etwa in dem 500 m höheren Sirunki-Becken, stattfand. Die von WALKER & FLENLEY (1979) postulierte Temperaturdepression von 10° C und Depression der Waldgrenze um 1500 m und mehr hätte sich doch auch hier in der Gegenwart von Pollen subalpiner oder alpiner Pflanzen zeigen müssen.

5. Diskussion

Die glaziale Geschichte Neuguineas reicht möglicherweise bis 700 000 Jahre zurück, als am Mt. Giluwe eine Eruption von Lava unter einer Eisedecke stattfand. Das Alter ist jedoch mit einem großen Unsicherheitsfaktor verbunden. Eine weitere Episode vulkanischer Aktivität und Gletscherbildung folgte um etwa 290 000—300 000. Für dieses Ereignis gibt es zwei unabhängige Nachweise, und es dürfte daher als gesichert angesehen werden. Das Alter von 290 000—300 000 Jahren ist etwa synchron mit einer Vereisung auf Hawaii (PORTER et al. 1977), auf dem Kilimandscharo (DOWNIE & WILKINSON 1972) und stimmt auch ungefähr mit der Klimakurve von EMILIANI (1970) und SHACKLETON & OPDYKE (1973) überein.

Über mögliche Vereisungen zwischen dieser und der letzten haben wir bisher keine Nachweise, aber möglicherweise gehören die Funde am Mt. Carstensz zu einer derartigen Vergletscherung.

Die letzte Vereisung führte auf allen Gebirgen, die rund 3600 m Höhe übersteigen, zur Gletscherbildung. Der Beginn der Vereisung ist nicht genau bekannt, möglicherweise zeigt der Wechsel von Wald zu Grasland im Sirunki-Becken eine erste Gletscherentwicklung im Gebirge an. Die Maximalausdehnung der Gletscher fand zwischen 18 500 und 16 000 a B.P. statt; dies ist die Zeit der stärksten Herabsetzung der Vegetationsstufen im Sirunki-Becken. Diese Zeit stimmt auch überein mit der Zeit maximaler Aridität und Dünenbildung in Australien (BOWLER et al. 1976). Ab 15 000—14 000 a B.P. setzt in Neuguinea der Gletscherrückzug ein, bei 13 000 a B.P. waren die Zungenbecken aller untersuchter Gletschergebiete bereits eisfrei und organisches Material wurde dort abgelagert. Der Anstieg der Temperaturen kommt deutlich im Pollenbild zum Ausdruck, sowohl im Sirunki-Becken als auch am Mt. Wilhelm. Der Gletscherrückzug wurde von einzelnen Vorstößen unterbrochen, die jedoch lediglich im Mt. Giluwe-Gebirge zur Ablagerung von zahlreichen Rückzugsmoränen führte. Dies lag wahrscheinlich an der größeren Empfindlichkeit des offenen Kappengletschers gegenüber kleineren Klimaschwankungen. Im Carstensz-Gebirge wurden zwei kleinere Vorstöße für die Zeit von 12 500 und 11 000 a B.P. festgestellt, und diese reflektieren möglicherweise eine Niederschlagszunahme in diesem Gebiet, verursacht durch die Überflutung der Torres Strait und Arafura-See.

Um 10 000—9 000 a B.P. waren die Gletscher Neuguineas praktisch verschwunden und zwar wahrscheinlich selbst dort, wo wir heute wieder kleinere Gletscher vorfinden. Dies wird aus den pollenanalytischen Untersuchungen von HOPE (1976) geschlossen, die anzeigen, daß die Zeit zwischen 9 000 und 5 000 a B.P. etwas wärmer war als heute. Die heutigen Gletscher bildeten sich wahrscheinlich irgendwann zwischen 5 000 und 3 000 a B.P., denn für die Zeit um oder vor 3 000 a B.P. konnte ein deutlicher Gletschervorstoß nachgewiesen werden, dem drei weitere um 2 400, 1 800—1 600 und nach 1 300 a B.P. folgten.

Die pleistozäne Schneegrenze lag bei durchschnittlich 3550 m, aber es gab einige Schwankungen aufgrund klimatischer und tektonischer Bedingungen. Die heutige Schneegrenze kann auf etwa 4600 m angesetzt werden, und die eiszeitliche Schneegrenzdepression liegt damit bei rund 1000 m.

Die Rekonstruktion des eiszeitlichen Klimas auf Neuguinea ist mit einigen Schwierigkeiten verbunden, da glazialmorphologische und pollenanalytische Befunde unterschiedliche Depressionen der Höhenstufen anzeigen. Die Schneegrenzdepression von 1000 m würde einer Temperaturdepression von rund $5,5^{\circ}\text{C}$ entsprechen, nimmt man den heutigen Temperaturgradienten als Grundlage. WALKER & FLENLEY (1979) postulieren jedoch eine Temperaturdepression von rund 10°C .

Diese erstaunliche Absenkung, die ja zu einer starken Kompression der tropischen Vegetationshöhenstufen hätte führen müssen, ist jedoch aus verschiedenen Gründen schwer verständlich. Erstens konnte im Lake Trist-Gebiet keinerlei Hinweis für eine derartig drastische Klimaänderung, bzw. Wechsel im Vegetationsbild in dem kritischen Höhenbereich von 2000 m gefunden werden. Eine derartige Temperaturdepression hätte zumindest eine deutliche Änderung in der Zusammensetzung des Waldes zeigen müssen, der das Karstbecken umgibt. Zweitens, um eine Depression der Grenze Wald/Grasland um mindestens das eininhalbfache der Schneegrenzdepression zu erreichen, müßten beachtliche klimatische Veränderungen stattfinden, und zwar zusätzlich zur Temperaturdepression. So müßte z. B. der Niederschlag beträchtlich geringer gewesen sein als heute und das Tageszeitenklima, das heute sehr ausgeglichen ist, hätte wesentlich größere tägliche Schwankungen aufweisen müssen, etwa ähnlich wie heute am Mt. Kenia, wo der Höhenabstand zwischen Waldgrenze und Schneegrenze etwa 1500 m beträgt (HASTENRATH 1973). Die heutige und pleistozäne Schneegrenze Neuguineas gehören jedoch zu den niedrigsten Schneegrenzen der tropischen Gebirge und deuten auf hohe Niederschläge hin. Eine deutliche Absenkung des Niederschlags hätte in einer relativ hohen Schneegrenze resultieren müssen.

Eine Verringerung des Niederschlags ist allerdings für den tropischen Bereich Queenslands wie überhaupt für den australischen Kontinent nachgewiesen (BOWLER et al. 1976) und auch für das südliche Tiefland Neuguineas wahrscheinlich (NIX & KALMA 1972). Die hohen Gebirge Neuguineas erhalten jedoch vor allem orographisch bedingten Niederschlag und liegen außerdem im zentralen Bereich der immerfeuchten Tropen, so daß es unwahrscheinlich ist, daß sie nennenswert von diesen Niederschlagsverhältnissen beeinflusst wurden. Ich möchte daher annehmen, daß die ungewöhnlich tiefe Lage des alpinen Graslands im Sirunki-Becken vor allem lokale Bedingungen widerspiegelt, und zwar hauptsächlich die Beckenlage, die zum einen wesentlich frostempfindlicher ist als Hanglagen, zum anderen auch durch die starke edaphische Feuchte den Wuchs von Wald verhinderte. Ähnliche tiefliegende Becken mit natürlichen Grasformationen sind auch heute weit unterhalb der natürlichen Waldgrenze zu finden (PAIJMANS & LÖFFLER 1972).

Ein anderes interessantes Phänomen der pleistozänen Temperaturabsenkung auf Neuguinea ist der geringe Effekt, den dies auf andere geomorphologische Prozesse hatte. Zwar resultierte die Herabsenkung der Schneegrenze um 1000 m sicherlich in einem Herabsinken der Solifluktionsgrenze, aber es wurden bisher noch keine nennenswerten Hinweise auf kaltzeitliche Solifluktionserscheinungen außerhalb der Grenzen der eiszeitlichen Vergletscherung gefunden. Diese Tatsache ist jedoch nicht verwunderlich, wenn man sich die heutigen Verhältnisse betrachtet. Echte Solifluktionserscheinungen wie Streifenböden, Wanderschuttdecken und Auffrieböden treten erst ab etwa 4350 m auf, d. h. sie liegen praktisch in unmittelbarer Nähe der Schneegrenze, die auf 4600 m Höhe angesetzt werden kann. Der Solifluktionsbereich ist damit auf eine Höhenspanne von nur etwa 250 m eingeengt, sicherlich das Ergebnis der extremen Einförmigkeit des Tageszeitenklimas

mit minimalen Temperaturschwankungen und einem schmalen Höhenbereich von allnächtlichen Frösten (LÖFFLER 1975). Während der eiszeitlichen Vergletscherung dehnte sich das Eis auf den meisten Gebirgen jedoch bis in Höhenlagen um 3200 m aus, d. h. die Eisfront lag meist 300—400 m tiefer als die Schneegrenze und bedeckte damit diejenigen Bereiche, die klimatisch für solifluidale Vorgänge geeignet gewesen wären, nämlich die Gebiete mit regelmäßigen Nachtfrosten.

Das einheitliche tropische Tageszeitenklima begünstigt die Entwicklung von Gletschern auf Plateaus und plateauartigen Erhebungen. Nennenswerte Expositionsunterschiede treten auf derartigen Gebirgen nicht auf. Sind Gebirge jedoch stark zergliedert und zerschnitten wie z. B. der Mt. Wilhelm, der tief eingesenkte Trogtäler aufweist, so ist ein gewisser Unterschied in West- und Ostexposition zu beobachten. Dies drückt sich in einer bevorzugten Gletscherentwicklung in Westauslage und einer daraus resultierenden Hangasymmetrie mit steilen felsigen Westhängen und weniger steilen „glatten“ Osthängen aus. Der Grund hierfür dürfte in der unterschiedlichen Wirkung der Sonneneinstrahlung auf ost- und westexponierte Hänge liegen, hervorgerufen durch die unterschiedlichen Bewölkungsverhältnisse im Verlauf eines Tages.

Ein weiteres Merkmal der tropischen Vergletscherung ist der ausgezeichnete Erhaltungszustand der Moränen und der Mangel an fluvioglazialen Ablagerungen, beides ein Ergebnis des einförmigen Tageszeitenklimas der Tropen und dem über das ganze Jahr verteilten Schmelzregime der Gletscher.

Verf. ist Frau J. Guppy, Dept. Biogeography and Geomorphology, Australian National University für die Pollenanalyse zu Dank verpflichtet. Die ¹⁴C-Datierungen wurden von Geochron Laboratories, die K-Ar Datierungen von AMDEL (Australian Mineral Development Laboratories) durchgeführt.

Schriftenverzeichnis

- BOWLER, J. M. & HOPE, G. S. & JENNINGS, J. N. & SINGH, G. & WALKER, D. (1976): Late Quaternary climates of Australia and New Guinea. — *Quat. Res.*, **6**: 359—394; New York.
- CHAPPELL, J. (1974): Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **85**: 553—570; New York.
- DETZNER, H. (1933): Der Saruwaged und seine östlichen und südöstlichen Anschlußgebirge. — *Kolon. Rdsch.*, Jg. 1933: 209—221; Berlin.
- DOW, D. B. (1968): A geological reconnaissance in the Nassau Range, West New Guinea. — *Geol. en Mijnbouw*, **47**: 37—46; Den Haag.
- DOWNIE, C. & WILKINSON, P. (1972): The geology of Kilimanjaro. — The Department of Geology, The University of Sheffield.
- DOZY, J. J. (1938): Eine Gletscherwelt in niederländisch Neuguinea. — *Z. Gletk.*, **26**: 45—51; Leipzig.
- EMILIANI, C. (1970): Pleistocene paleo-temperatures. — *Science*, **168**: 822—825; Washington D.C.
- HASTENRATH, S. (1973): Observations on the periglacial morphology of Mts Kenia and Kilimandscharo, East Africa. — *Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd.*, **16**: 161—179; Berlin, Stuttgart.
- HOPE, G. S. (1976): The vegetational history of Mt. Wilhelm, Papua New Guinea. — *Jour. Ecol.*, **64**: 627—664; Oxford.
- & PETERSON, J. A. (1975): Glaciation and vegetation in the high New Guinea mountains. — *Bull. Roy. Soc. N.Z.*, **13**: 155—162; Wellington N.Z.
- & RADOK, U. & ALLISON, U. (1976): The equatorial glaciers of New Guinea. — 244 S.; Rotterdam (A. A. Balkema).
- KLAER, W. (1962): Die periglaziale Höhenstufe in den Gebirgen Vorderasiens — Ein Beitrag zur Morphogenese der Hochgebirge in den subtropischen Breiten. — *Z. Geomorph., N.F.*, **6**: 17—32; Berlin, Stuttgart.

- LÖFFLER, E. (1970): Evidence of Pleistocene glaciation in East Papua. — *Austr. Geogr. Stud.*, **8**: 16—26; Hobart.
- (1971): The Pleistocene glaciation of the Saruwaged Range, Territory of New Guinea. — *Aust. Geogr.*, **11**: 463—472; Sydney.
- (1972): Pleistocene glaciation in Papua New Guinea. — *Z. Geomorph., N.F. Suppl. Bd.*, **13**: 32—58; Berlin, Stuttgart.
- (1975): Beobachtungen zur periglazialen Höhenstufe in den Hochgebirgen von Papua New Guinea. — *Erdkunde*, **29**: 285—292; Bonn.
- (1976): Potassium — argon dates and pre-Würm glaciations of Mount Giluwe volcano, Papua New Guinea. — *Z. Gletk. u. Glazgeol.*, **12**: 55—62; Innsbruck.
- (1979 a): Ursprung und Verbreitung der Paramo-Grasländer in Ostneuguinea. — *Erdkunde*, **33**: 226—236; Bonn.
- (1979 b): Formen der subterranean Materialabfuhr in den feuchten Tropen. — *Die Erde*, **110**: 135—144; Berlin.
- & MACKENZIE, D. & WEBB, A. (1980): Potassium — argon ages of some Papua New Guinea highland volcanoes and their relevance to Pleistocene geomorphic history. — *Jour. Geol. Soc. Aust.*, **27**; Adelaide.
- NIX, H. A. & KALMA, J. D. (1972): Climate as a dominant control in the biogeography of northern Australia and New Guinea. — In: WALKER, D. (Hrsg.): *Bridge and Barrier: the natural and cultural history of Torres Strait*. S. 61—91. (Dept. Biogeogr. and Geomorph. Publ. BG/3, Aust. Nat. Univ. Press).
- PAIJMANS, K. & LÖFFLER, E. (1972): High-altitude forests and grasslands of Mt Albert Edward, New Guinea. — *J. Trop. Geogr.*, **34**: 58—64; Singapore, Kuala Lumpur.
- PORTER, S. C. & STUIVER, M. & YANG, I. C. (1977): Chronology of Hawaiian glaciations. — *Science*, **195**: 61—63; Washington D.C.
- REINER, E. (1960): The glaciation of Mt Wilhelm, Australian New Guinea. — *Geogr. Rev.*, **50**: 491—503; New York.
- SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238. Oxygen isotope temperatures and ice volume on a 10^5 year and 10^6 year scale. — *Quat. Res.*, **3**, 39—55; New York.
- SPREITZER, H. (1960): Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus. — *Z. Geomorph., Suppl. Bd. 1*: 211—236; Berlin, Stuttgart.
- TRICART, J. & CAILLEUX, A. & RAYNAL, R. (1962): Les particularités de la morphogénèse dans les régions de montagne. — C.D.U., 5 pl. de la Sorbonne, Paris V.
- TROLL, C. (1941): Studien zur vergleichenden Geographie der Hochgebirge der Erde. — Hauptversammlung Ges. Freunde und Förderer der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn, Ber. **23**: 49—96.
- WALKER, D. (1970): The changing vegetation of the montane tropics. — *Search*, **1**: 217—221; Sidney.
- & Flenley, J. R. (1979): Late Quaternary vegetational history of the Enga Province of upland Papua New Guinea. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London. Biol. Ser.*, **286**: 265—344; London.
- WOLLASTON, A. F. R. (1914): An expedition to Dutch New Guinea. — *Geogr. Journ.*, **43**: 248—273; London.

Manuskript eingegangen am 8. 1. 1980.

Die pleistozänen Schotter und Moränen zwischen oberem Mindel- und Wertachtal (Bayerisch-Schwaben)

KONRAD RÖGNER *)

Geological section, glaciation, moraine, coarse gravel, classification, aggradation, palaeosol, Pleistocene, marker horizon, Quaternary base, longitudinal profile, palaeogeography
Bavarian plateau (by Mindelheim) TK 25: Nr. 7928, 7929, 8028, 8029

Kurzfassung: Auch in der Region zwischen oberer Mindel und Wertach werden Indizien einer donauzeitlichen Vorlandvergletscherung gefunden. Der westliche Lobus des pleistozänen Lechglaciers war während der Donauzeit bis in die Gegend von Kaufbeuren vorgestoßen. Diese Tatsache wird durch das Moränenvorkommen bei Bickenried dokumentiert. Moräne und zugehöriger Schotter verzahnen sich zwischen Bickenried und Irsee. Das Alter der donauzeitlichen Ablagerungen ergibt sich aus ihrer stratigraphischen Beziehung zu den jüngeren Schottern und Moränen.

Ein fossiler Boden trennt bei Grub den liegenden Günz-Schotter von der hangenden Mindel-Moräne. Diese Tatsache und die vorliegenden Ergebnisse anderer Autoren aus dem unteren Mindeltal erlauben, das Mindeltal als Stratotypenregion für die Mindelzeit vorzuschlagen.

Zwischen oberem Mindel- und Wertachtal liegen Schotter und Moränen der Würm-, Riß-, Mindel- und Donauzeit vor, es ist nicht möglich die Günzschotter exakt mit Moränen zu verknüpfen.

[The Pleistocene Gravel Bodies and Moraines between the Upper Mindel and the Wertach Valley (German Alpine Foreland).]

Abstract: Pointers of a Donau-piedmont glaciation could be found also in the region between the upper Mindel and the Wertach valley. The western ice lobe of the pleistocene Lechglacier has advanced the region of Kaufbeuren during the Donau-glaciation. This fact is documented by the presence of moraine deposits at Bickenried. The Donau-moraine and the correlating gravel body are intertonguing between Bickenried and Irsee. The age of the Donau-glacial sediments could be concluded from their stratigraphic relations to the younger gravel bodies and moraines.

A fossil soil separates the underlying Günz-gravel body from the overlying Mindel-boulder clay at Grub. After this fact and the results of other authors (area of the lower Mindel valley) it is allowed to propose the Mindel valley as the stratotyp-region of the Mindel glaciation.

Gravel bodies and moraines of the Würm-, Riß-, Mindel- and Donau-glaciation are existing between the upper Mindel and the Wertach valley, it is not possible to connect exactly the Günz-gravel bodies with moraines.

1. Einleitung

Albrecht PENCK fand die Viergliederung des Eiszeitalters, welche er an den vier Feldern von Memmingen erarbeitet und als beispielhaft beschrieben hatte, in der Gegend um Kaufbeuren bestätigt, denn „einen kaum minder guten Einblick in den Aufbau der Iller-Lechplatte, wie die Umgebung von Memmingen gewährt die Gegend unterhalb Kaufbeuren...“ (PENCK & BRÜCKNER, 1901—09: 40). Das Lechfeld (Abb. 1) entspräche dem Memminger Feld (Würm), das Augsburger dem Hitzenhofener (Riß), das Rothwaldfeld dem Grönenbacher (Mindel) und Stoffersberg/Kanzel den Schotterkuppen von Kronburg/Hohem Rain (Günz). Der Günzschotter liege allerdings nur auf den beiden Kuppen des Stoffersbergs und der Kanzel in geringer Ausdehnung vor und sei nur dürftig aufgeschlossen. „Ausgedehnter ist er links der Wertach; er krönt hier die Höhen über Kaufbeuren, ...“ (PENCK & BRÜCKNER, 1901—09: 44).

*) Anschrift des Verfassers: Dr. K. J. Rögner, Hochschule Lüneburg, Wilschenbrucher Weg 84, 2120 Lüneburg.

Während über die Schotter- und Moränenlandschaften westlich der Oberen Mindel eine ganze Reihe von Publikationen auch jüngeren Datums vorliegt (SCHAEFER 1954, 1968, 1973, 1979; SINN 1972; JERZ et al. 1975), ist der Bereich der ‚Höhen über Kaufbeuren‘ seit EBERL (1930) wenn überhaupt, dann nur sehr randlich behandelt worden (SCHAEFER 1968, 1979; GLÜCKERT 1974). Diese etwas vernachlässigte Region zwischen Friesenrieder Rinne und Wertach ist einer der Schwerpunkte der folgenden Darlegungen.

Die Ergebnisse fußen auf Feldstudien, die ich während der Jahre 1974/75 (Magisterarbeit) und 1975—1978 (Dissertation) durchgeführt habe. Die Publikation bisher nur in maschinenschriftlicher Manuskriptform vorliegenden Materials halte ich zum jetzigen Zeitpunkt für sinnvoll, weil im gesamten Alpenvorland Typlokalitäten und Typregionen dieses klassischen Bereichs der Quartärforschung zu erarbeiten bzw. zu überarbeiten sind. Dies wurde unter anderem nötig, weil einerseits Zweifel am Alter der PENCKschen Mindeltyplokalität geäußert wurden (LÖSCHER 1976; EICHLER & SINN 1975), andererseits aber

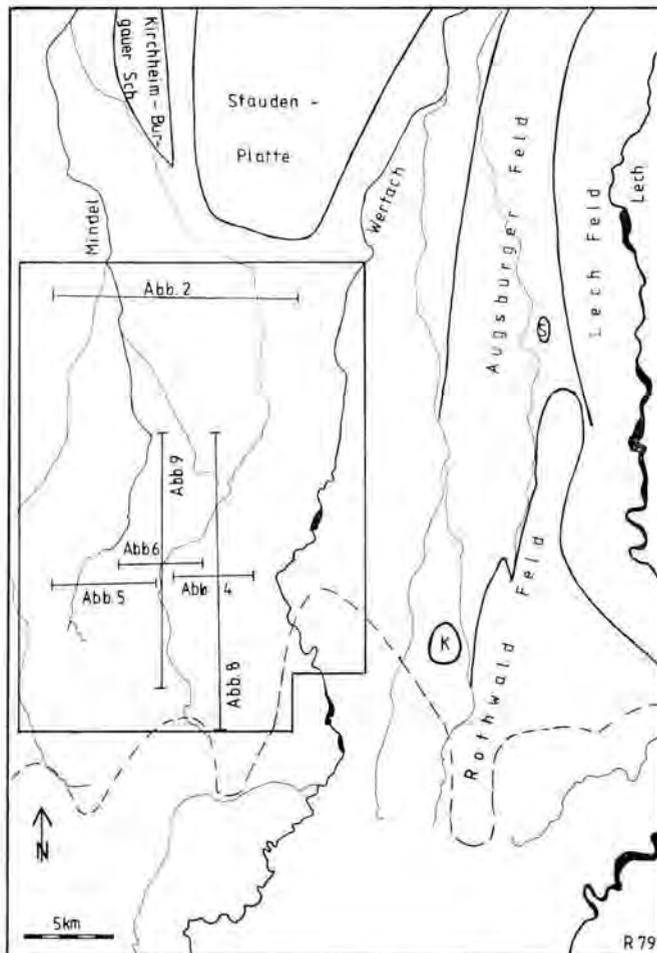


Abb. 1: Die Lage des Untersuchungsgebiets. Die eingerahmte Fläche gibt das Untersuchungsgebiet wieder, sie ist identisch mit der Fläche der Abb. 3 und Abb. 7. Angegeben ist ebenfalls die Lage der Längs- und Querprofile (Abb. 2, 4, 5, 6, 8, 9). S = Schotterkuppe des Stoffersbergs, K = Ablagerungen im Bereich der Kanzel bei Stöttwang.

auch klassische Günzmoränen (im Sinne PENCKs) bisher nicht in dem Maße und Umfang auskartiert werden konnten, die eine Ansprache als Typlokalität oder Typregion zulassen würden. Folgende Ergebnisse dürften vor allem hinsichtlich einer Typregion für mindeleiszeitliche Ablagerungen von Interesse sein.

Nach Abfassung des Manuskriptes erschien eine Arbeit von I. SCHAEFER (1979); auf sie wird im Schlußwort eingegangen.

2. Die eiszeitlichen Schotter und Moränen

Der Kirchheim-Burgauer Schotter (Abb. 1) wurde von LEGER, LÖSCHER & PUISSEGUR (1972) nach pedologischen und von LÖSCHER (1976) nach schotterstratigraphischen Kriterien als eindeutig drittletzte, d. h. mindeleiszeitliche Ablagerung im Sinne PENCKs datiert. Auch im Anschluß an das LÖSCHERSche Arbeitsgebiet, in der Mindelheimer Gegend, kann ein südlicher moränennaher Teil des Kirchheim-Burgauer, der Romatsried-Simonsberger Schotter mittels der Schotter- und Moränenstratigraphie als mindeleiszeitliche Ablagerung angesprochen werden (Abb. 2). Der zwischen ältere Ablagerungen eingeschachtelte Schotterstrom war die Sammelrinne verschiedener zwischen Wertach und Oberer Günz wurzelnder Schmelzwasserflüsse, die über Übergangskegelbereiche mit den zugehörigen Mo-

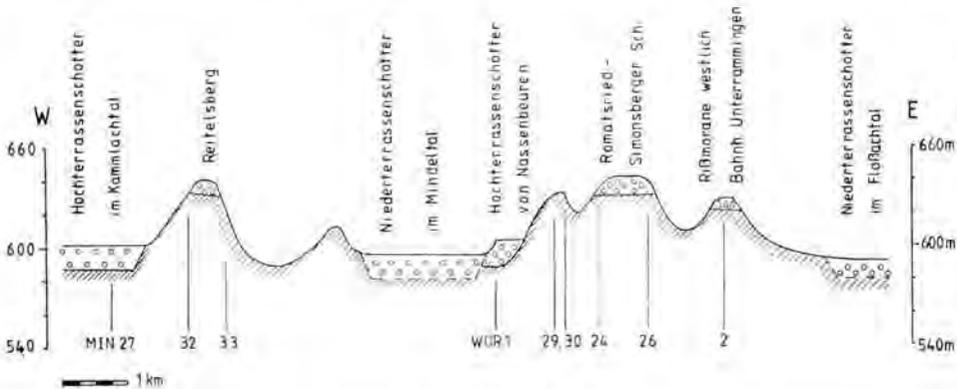


Abb. 2: Querprofil zwischen Kammlach- und Flossachtal nördlich Mindelheim. Der Romatsried-Simonsberger Schotter bildet hier, wie auch im gesamten Arbeitsgebiet, die drittletzte pleistozäne Akkumulation, sein Alter ist mindeleiszeitlich.

ränen zu glazialen Serien verknüpft werden können. Anhand der als mindeleiszeitlich datierten Akkumulationen kann eine relativ gesicherte Altersansprache der anderen älteren und jüngeren Ablagerungen erfolgen.

Die stratigraphische Gliederung und Trennung der einzelnen pleistozänen Sedimente wurde vor allem durch Erfassen ihrer Auflagerungsbasis auf der Oberen Süßwassermolasse, durch Rekonstruktion der Paläogeographie, mit Hilfe schotterpetrographischer Methoden und in einem Fall mittels eines fossilen Bodens durchgeführt.

2.1. Die donauzeitlichen Akkumulationen

Der Irsee-Oggenrieder Schotter (Abb. 3) streicht an der oberen Talkante des Steilabfalls zur Wertach aus und kann mit Hilfe seiner Unterkante zwischen Oggenried, Irsee und Apfeltrang verfolgt werden. Er ist identisch mit dem von PENCK beschrieben und als günzzeitlich eingestuft Schotter der ‚Höhen über Kaufbeuren‘ (1901—09: 44).

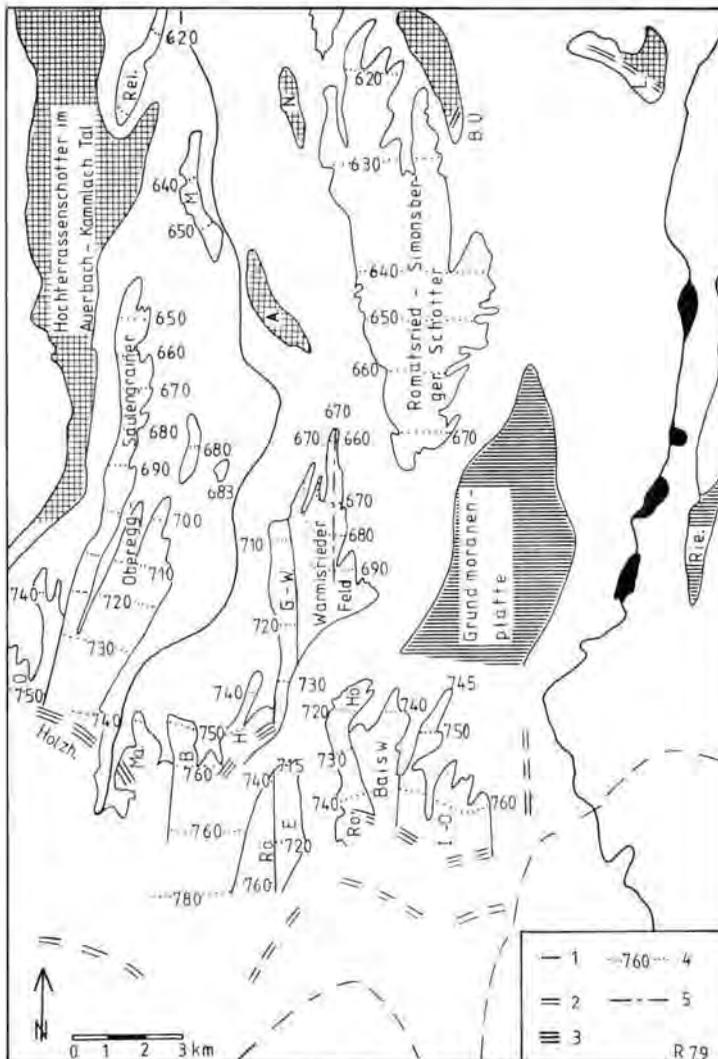


Abb. 3: Die lokalen Bezeichnungen der verschiedenen präwürmzeitlichen Schotter und Moränen sowie die Höhenschichtlinien der Tertiär-/Quartärgrenze. 1 = Würmendoränen, 2 = Rißendoränen, 3 = Mindelendoränen, 4 = Tertiär/Quartärgrenze und ihre Höhenlage über dem Meeresspiegel, 5 = Grenze zwischen Romatsried-Simonsberger Schotter (östlich der Linie) und den Schottern des Warmisrieder Feldes (westlich), die an der auf günzeitliche Nagelfluh (Abb. 5) aufgefahrene Mindelendoräne von Grub wurzeln. Kariert = Hochterrassenschotter, schraffiert = Rißeiszeitliche Grundmoräne. A. = Apfeltracher Hochterrasse, B. = Bayersrieder Schotter, Baisw. = Baisweiler Wald Schotter, B.U. = Bahnhof Unterrammingen, E. = Friesenried-Eggenthaler Schotter, G.-W. = Grub-Warmisrieder Schotter, H. = Hirtwald Schotter, Hö. = Högel bei Baisweil, Holz. = Holzheuer Höhe (Mindelendoränenwall), I.-O. = Irsee-Oggienrieder Schotter, L = Rißendoräne am Ludwigsberg, M. = Mindelheimer Schotter, Ma. = Schotter und Moräne von Mayers, N. = Schotter von Nassenbeuren, O. = Oberburger Schotter, Rei. = Schotter des Reitelsbergs, Rie. = Grundmoräne von Rieden, Ro. = Romatsrieder Endmoräne, Rö. = Röhrewanger Vorstoßschotter.

Südlich Kleinkemnat bieten sich nur wenige Einblicke in seinen sedimentologischen Aufbau, da eine Überfahung durch jüngere Moränen stattfand. So kann die zu erwartende Verzahnung mit Moräne in diesem Bereich nicht und der Vorstoßschotter nur ganz vereinzelt eingesehen werden.

Das westlich Bickenried (NEU 60) und am Rand eines Nagelfluhriedels im Kemnath Wald (NEU 38) aufgeschlossene Material muß als Moräne und als eisrandnahes Sediment angesprochen werden. Der überdurchschnittlich hohe Kristallinanteil beider Akkumulationen weist sie der gleichen Ablagerungsperiode zu. Das Fehlen von Quartärnagelfluhgeröllen, die andersgeartete petrographische Zusammensetzung — deutlich höherer Anteil an kristallinen Geröllen als bei den postgünzeitlichen, aber geringerer als bei den günzeiszeitlichen — und die hohe Lage der Auflagerungsbasis gliedern den Irsee-Oggenrieder Schotter als eigenständig gegenüber den jüngeren Schmelzwasserablagerungen aus. An dieser Aussage ändert auch die schon genannte Überfahung durch jüngere Moräne nichts. So waren die nördlichsten Zeichen des Mindelgletschers, der auf ältere Ablagerungen auf fuhr, am Südrand des Oberen Dorfes von Irsee zu fassen, wo in einer Baugrube (NEU 45) moräniges Material mit sehr geringem Kristallingehalt aufgeschlossen war. In Bereichen mit einer derartigen Dynamik muß mehr denn je die Schotterbasis als das hier verlässlichste Kriterium zur Gliederung der pleistozänen Ablagerungen herangezogen werden. Die zum Irsee-Oggenrieder Schotter gehörende Eisrandlage ist nur wenig südlich Bickenried anzunehmen, denn der Habitus des Schotters zeigt einen nur kurzen Transport im Medium Wasser an, nach oben hin geht das Sediment sogar in Moräne über. GRAUL hatte 1938 in unveröffentlichten Kartierunterlagen, die er mir großzügig und dankenswerterweise überließ, die Ablagerungen bei Bickenried ‚unbedingt als Moräne‘ angesprochen. Die etwa 40 Jahre auseinanderliegenden Feldbefunde decken und bestätigen sich gegenseitig. Die donauzeiszeitliche glaziale Serie hat eine Moräne bei Bickenried, einen Übergangskegel, der etwa bis zum Kemnath Wald reicht, einen Schotter nördlich davon (Sporn von Oggenried) und einen Vorstoßschotter südlich von Bickenried.

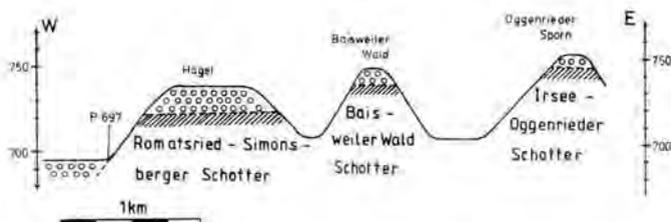


Abb. 4: Querprofil der pleistozänen Schotter nördlich Irsee. Die Treppung der Donau-, Günz- und Mindelschotter resultiert aus dem Abwandern der pleistozänen Ur-Wertach nach Westen.

Das Alter des Irsee-Oggenrieder Schotters ergibt sich aus der Lage zu den jüngeren Ablagerungen (Abb. 4), wobei der auf die Kichheim-Burgauer Terrasse laufende Romatsried-Simonsberger Schotter als zusätzliche Eichmarke dienen kann. Der Irsee-Oggenrieder Schotter gehört einer fünffletzten Akkumulationsperiode an, und da für diese eine glaziale Serie existiert, wird die Donaukalt- zur Donauzeiszeit.

Der donauzeiszeitliche Schotter deckt im Norden den schmalen Riedel von Oggenried ab (Abb. 3), seine Westgrenze bildet das Tal von Eiberg. Bei Markt Irsee endet er südlich der alten Gemeindegriesgrube (in 758 m, NEU 41), in welcher jüngere Schotter in 748 m (NEU 40) dem Tertiär auflagern. Im Oberen Dorf von Irsee setzt der donauzeiszeitliche Schotter unterhalb der kleinen Kirche ein und läßt sich mit seiner Unterkante über Bickenried (NEU 46), Kleinkemnat, Großkemnat (KAU 28) bis nach Oberbeuren (KAU 36)

verfolgen. Weitere Angaben, wie etwa die Nennung seiner Westgrenze müssen unterbleiben, da der Schotter, wie bereits erwähnt, von jüngerer Moräne überfahren wurde. Der Irsee-Oggenrieder Schotterstrom kam im Westen eines Tertiärhügellandes, das sich zwischen Wertach und Rothwald erstreckte zur Ablagerung (RÖGNER 1979: 123). Der Abfluß war nach Nord-Nord-West zum heutigen Mindeltal orientiert.

Westlich der Friesenrieder Rinne liegt nördlich des Röhrwanger Mühlbachs zwischen Ascher Bach und Germbächel der andere donauzeitliche, der Hirtwaldschotter (Abb. 3). Er setzt an der Mühlhalde südwestlich Eggenthal ein und ist über das Gewann „Im Buch“ (MRE 18), den Steilhang westlich Eggenthal (MRE 17), Hof Wagner (MRE 21, 22), den Hirtwald (MRE 2, 23, 24) bis hin zur Spornspitze (MRE 25) zu verfolgen. Zu dieser Ablagerung gehört weiter westlich auch der Schotter zwischen Bayersried und Webams.

Eine Verzahnung dieses Schotters mit Moräne ist frühestens südlich von Bayersried anzunehmen. Ob die in der stark verschütteten Kiesgrube nördlich Webams (MRE 4) aufgefundene Moräne zu den donauzeitlichen Ablagerungen gerechnet werden kann, ist sehr fraglich, da im einseharen Bereich durchaus auch jüngerer Material anstehen könnte, worauf Nagelfluhgeschiebe hinweisen würden. Die Tiefenverwitterung der Dolomite spricht aber sicher gegen die GLÜCKERTSche (1974: 102) rißzeitliche Einstufung. So sind noch in 774 m (= 12 m unter Geländeoberkante) 50 % der Dolomite verascht, die anderen mürbe oder faul (Benennung nach FEZER 1969).

Das in den Kiesgruben von Bayersried (MRE 3) und vom Hirtwald (MRE 2) gefundene grobe, aber gerundete Material muß nicht unbedingt die Nähe der donauzeitlichen Moränenlage anzeigen, denn es kann auch Folge einer Rinnenrandsituation sein. Im Gegensatz zur Kaufbeurer Gegend muß hier eine exakte Lokalisierung der donauzeitlichen Eisrandlage unterbleiben, sie kann nur annäherungsweise südlich Bayersried etwa auf der Linie Webams—Eggenthal vermutet werden. Nach dem Habitus der Schotter am Steilhang bei Eggenthal könnte die Moräne sogar noch weiter südlich liegen.

Der Hirtwaldschotter (mit den Bayersrieder) ist eine Ablagerung der Donauzeit. Die bisherige Altersansprache reichte vom Mitteldiluvium (Höhere Altmoräne nach SCHAEFER 1968), über die Mindeleiszeit (SINN 1972; GLÜCKERT 1974) bis zur Günzvereisung (G I-Schotter nach EBERL 1930, ältere Deckenschotter nach JERZ et al. 1975). Die Lagerungsverhältnisse bei Grub (Abb. 5) weisen dem Hirtwaldschotter ein höheres Alter als dem liegenden Günzschotter der Bohrung zu. Auch das Divergieren der Schottersohlen weiter im Norden (Abb. 6) bringt Indizien für das unterschiedliche Alter von Grub-Warmisrieder und Hirtwaldschotter.

2.2. Die günzezeitlichen Akkumulationen

Sie sind noch kleinflächiger als die donauzeitlichen Ablagerungen erhalten (Abb. 7) — bei PENCK (1901—09: 48) waren sie noch die am weitesten verbreiteten Schotter — sie können aber durch ihre Lagerung bei Grub (NEU 21) unter der Mindelmoräne zeitlich annähernd genau fixiert werden.

Der Grub-Warmisrieder Schotter, der zwischen den namensgebenden Orten die obere Talkante bildet, setzt zwischen Kleemaier (OGÜ 29) und Algers (OGÜ 5, 6) ein, wobei die Moränennagelfluh nördlich des letztgenannten Weilers nicht mit absoluter Sicherheit den günzezeitlichen Ablagerungen zugerechnet werden kann. Über Ziegelstadel (OGÜ 3) und den Röhrwanger Wald zieht der Schotter bis auf die Breite von Untermelden (OGÜ 51), im Bereich des Röhrwanger Mühlbachs ist er durch fluviale Erosion ausgeräumt worden. Er setzt wieder östlich des Hirtwaldschotters bei Grub ein, also nördlich des Mühlbachs, und weist dort eine Unterkantendifferenz von mehr als 10 m zu dem älteren Schotter auf (Abb. 5).

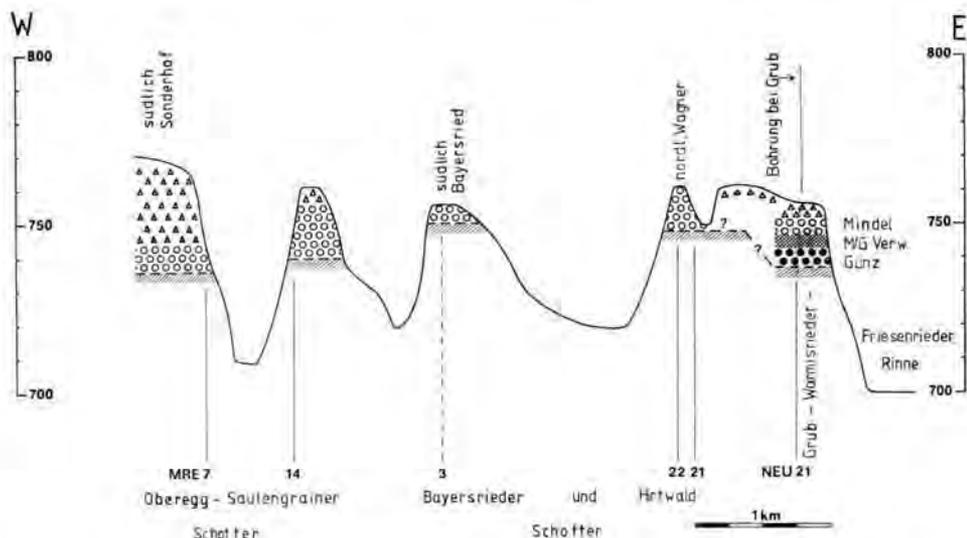


Abb. 5: Querprofil der pleistozänen Ablagerungen bei Grub (nordwestlich Eggenthal). Der günzeiszeitliche Grub-Warmisrieder Schotter wird durch einen fossilen Boden von der hangenden Mindelmoräne getrennt. Der genannte Schotter Hirtwaldschorter liegt deutlich unter der Basis des donauzeiszeitlichen Hirtwaldschorter.

Von einer ihn überlagernden Mindelmoräne wird er durch einen fossilen Verwitterungshorizont getrennt. Dieser fossile Boden in dieser stratigraphischen Position macht die Lokalität Grub zu einer der Schlüsselstellen des Pleistozäns zwischen Oberer Mindel und Wertach.

Die Bohrungen bei Grub (NEU 21) wurden von Dr. H. JERZ (Bayer. Geol. Landesamt) geologisch aufgenommen, der mir dankenswerterweise das Bohrprotokoll zur Verfügung stellte. Die Höheneinmessung der Bohrpunkte wurde von mir selbst vorgenommen, indem ich von Höhenfixpunkten der Landesvermessung ausging. Die Bohrung ergab, daß auf Oberer Süßwassermolasse zwischen 737 und 742 m (Abb. 5) eine stark verfestigte Schotternagelfluh günzeiszeitlichen Alters liegt, auf der sich ein etwa 5 m mächtiger Boden entwickelt hatte. Der Boden trennt die liegende Nagelfluh von einem hangenden Vorstoßschotter/Moränenkomplex (747—758 m). Eine weitere Bohrung, die nur 150 m nördlich niedergebracht wurde, förderte kein Moränenmaterial mehr, so daß der Mindelmaximalvorstoß, der über die morphologische Endmoräne nach Norden reichte, exakt zu lokalisieren ist.

Der liegende Günzschotter zieht sich östlich des Germbächels über die Kellershalde nach Warmisried, wo er nördlich des letztgenannten Ortes in einer alten Sandgrube (NEU 5) fast 60 m über dem Mindeltal ausstreicht. Die Ostgrenze ist etwa parallel zum Weg von Warmisried nach Grub anzunehmen, eine Abgrenzung, die sich im Gelände morphologisch durch eine bis zu 5 m höhere Oberfläche manifestiert. Der zugehörige Eisrand dürfte bei Kleemaier (OGÜ 29) gelegen haben, da in dieser Kiesgrube noch sehr grobes Material aufgeschlossen ist.

Der Baisweiler Wald-Schotter (Abb. 3) nimmt den breiten Schottersporn nördlich Eiberg ein und trägt den namensgebenden Wald. Seine tiefere Lage (Abb. 4) und seine deutlich differierende petrographische Zusammensetzung gliedert ihn gegenüber dem donau-

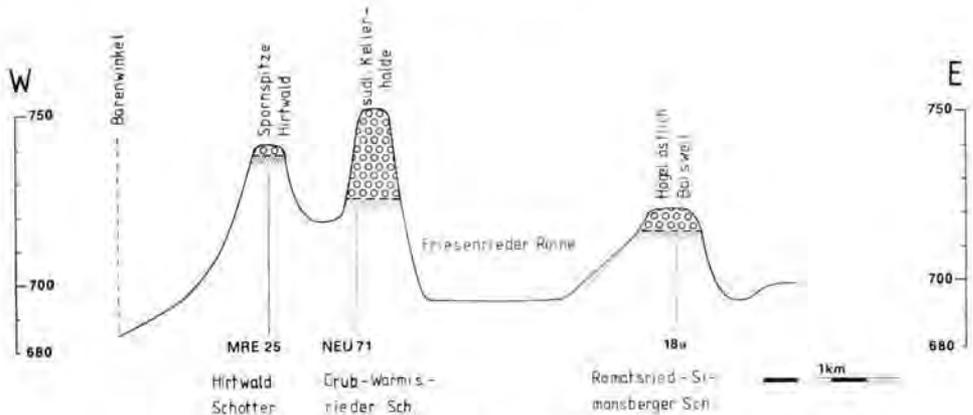


Abb. 6: Querprofil der pleistozänen Schotter südlich Baisweil. Der donauzeitliche Hirtwaldschotter liegt erheblich höher als der Günzzeitliche Grub-Warmisrieder Schotter. Durch den Romatsried-Simonsberger Schotter am Högel östlich Baisweil wird der Anschluß an Abb. 4 gegeben.

eiszeitlichen Irsee-Oggenrieder Schotter als selbständige Akkumulation aus. Er weist mit 5 % kristallinen Geröllen den höchsten Gehalt des gesamten Arbeitsgebietes auf, der sonst zwischen 0 und 1 % liegt. Die Vermutung, es könne sich hier um ein Pendant zu EBERLS Ottobeurer Schottern (1930: 312—315) oder zu SINNS kristallinreicher und dolomitärmer Liegendfazies (1972: 44—58) handeln, muß nach dem hohen Dolomitgehalt verneint werden. Der Grad der Zurundung und das Fehlen der größeren Fraktionen macht für die Günzzeit eine weit hinter den Donauendmoränen zurückliegende Eisrandlage erforderlich.

Der Irsee-Oggenrieder Schotter endet südlich der alten Gemeindegiesgrube von Irsee (vgl. S. 129), in welcher jüngere Schotter liegen, deren Alter mit Günz und Mindel angegeben wird. Der makroskopisch leicht festzustellende Geländebefund, übrigens schon von EBERL 1930 getroffen, von stark tiefenverwittertem älterem Schotter mit kräftiger Bodenbildung im Westen und gering tiefenverwittertem jüngerem Schotter mit geringer Bodenbildung im Osten, kann durch die Angabe der Korngrößenzusammensetzung verdeutlicht werden.

Tab. 1: Korngrößenanalyse der beiden Schotter in der alten Gemeindegiesgrube Irsee (NEU 49)

	gS	mS	fS	gSu	mSu	fSu	T
Westseite:	20,2	31,5	12,8	15,1	14,5	3,7	2,5 %
Ostseite:	69,1	23,7	3,9	0,9	1,4	0,5	0,5 %

Entnahme: Jeweils 6 m unter Geländeroberkante, größere Fraktionen von Hand ausgesiebt.

Die Werte der verschiedenen Fraktionen zeigen einen auffälligen Zusammenhang zwischen Tiefenverwitterung und dem Gehalt an Schluff an.

2.3. Die mindeleiszeitlichen Akkumulationen

Sie können als erste Ablagerungen, wenn auch mit Lücken, bis zum Vorfluter Donau verfolgt werden und wurden dort in der Ziegelei Offingen von LEGER et al. (1972) mittels der Paläopedologie als mindelzeitlich datiert. Da sie sich auch schotterstratigraphisch als

Ablagerung der drittletzten Eiszeit herausstellen (LÖSCHER 1976 und folgende Ausführungen) entsprechen sie der Mindelvereisung PENCKs.

Der Romatsried-Simonsberger Schotter setzt mit einem auffälligen Moränenwall im Burgwald östlich Romatsried (KAU 1, 2) ein, ist über den Hügel östlich Baisweil (NEU 18a), das Warmisrieder Feld, den Wörishofener Wald bis hin zum Simonsberg östlich Hausen zu verfolgen. Nördlich der Flossach setzt er sich dann in der Kirchheim-Burgauer Terrasse fort. Im Gegensatz zur Mindelendmoräne von Grub (vgl. 2.2.), die auf ältere Ablagerungen aufgefahren ist, kommt die Moräne von Romatsried auf ihren eigenen Vorstoßschotter zu liegen, der mit deutlich tieferer Unterkante dem Tertiär auflagert. Die

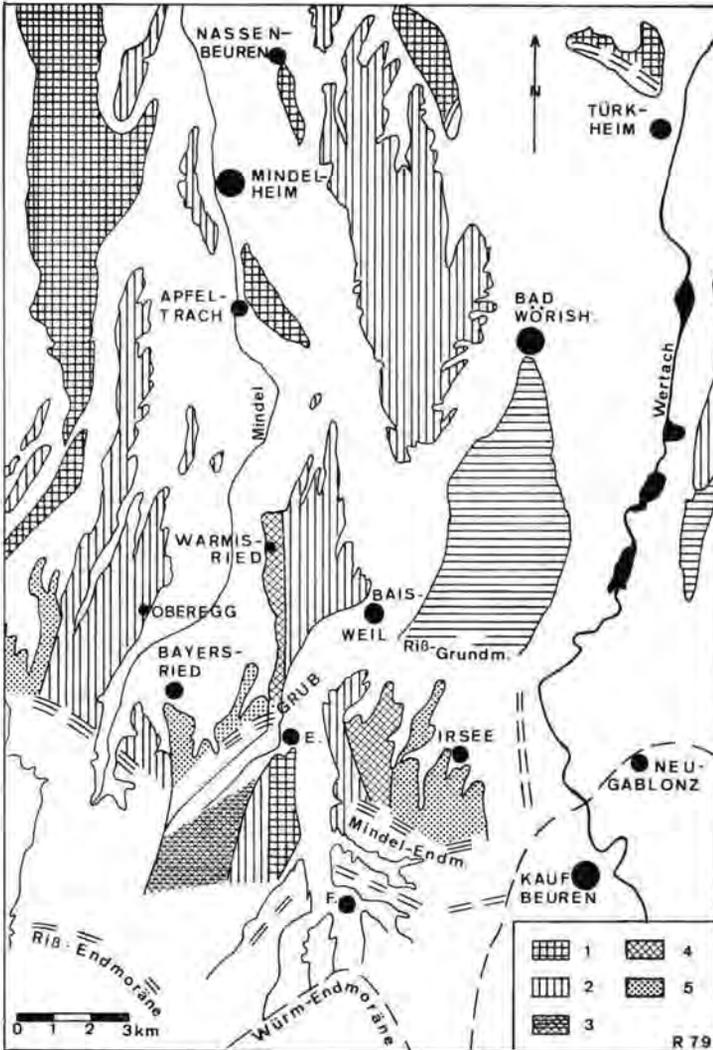


Abb. 7: Die Verbreitung der präwürmzeitlichen Schotter und Moränen. 1 = Rißeiszeitliche Schotter, 2 = Mindelzeitliche Schotter, 3 = Günzzeitlicher Schotter überlagert von Mindelvorstoßschotter und -moräne, 4 = Günzzeitlicher Schotter, 5 = Donauzeitlicher Schotter. Endmoränensignaturen vgl. Abb. 3.

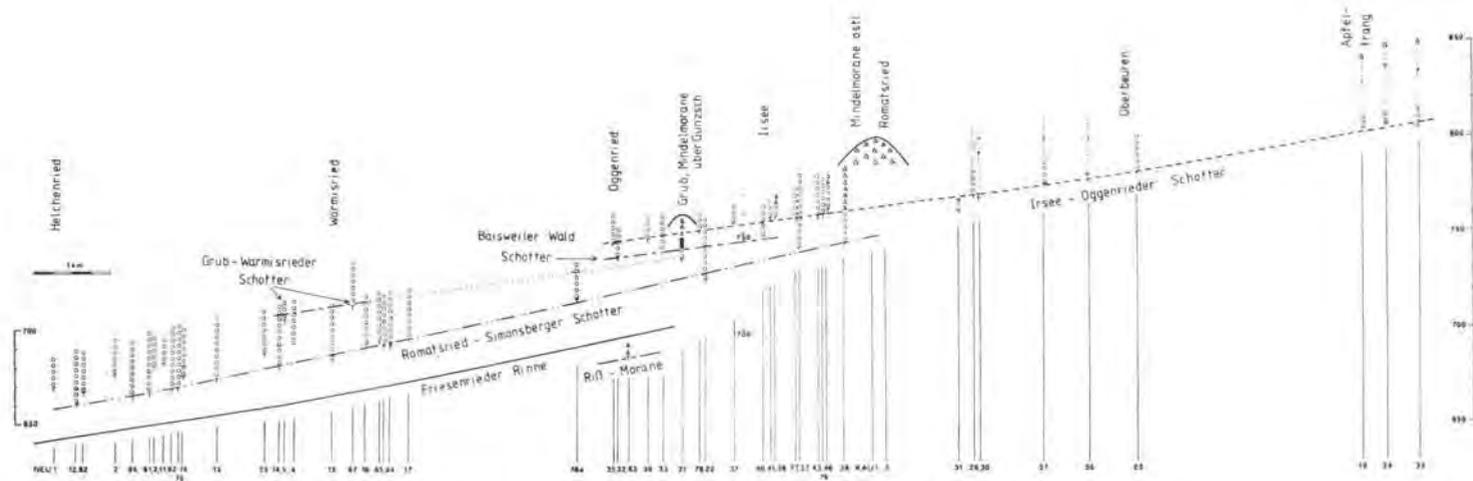


Abb. 8: Längsprofil der Schotter und Moränen zwischen Wertach und Friesenrieder Rinne. Die deutlich oberhalb der Basis des Romatsried-Simonsberger Schotters liegenden Ablagerungen, deren Unterkanten nicht durch eine Linie miteinander verbunden sind, gehören zu den Ablagerungen des Warmisrieder Feldes.

Basis der Moräne bei Grub liegt in 747 m, die des Romantsried-Simonsberger Schotters auf gleicher Breite in etwa 725—727 m. Der letztgenannte Schotter, der in seinen moränen-näheren Teilen Nordrichtung aufweist, knickt bei Mattsies nach Nordwesten ab. Letzte Reste einer Wasserscheide zwischen diesem Schmelzwasserstrom und seinen westlichen Nachbarn, mit denen er sich im Bereich von Kirchheim vereinigte, sind vor allem im Bereich des Nassenbeurer Holzes (WÖR 30, 29) als geröllfreie Tertiärkuppen erhalten geblieben.

Die in Abb. 8 eingezeichneten Schotter, die mit deutlich höherer Basis über der Schottersohle des Romantsried-Simonsberger Schotters liegt, sind den Ablagerungen des Warmisrieder Feldes zuzuweisen, das den Teil des Warmisrieder Plateaus östlich des Grub-Warmisrieder und westlich des Romantsried-Simonsberger Schotters aufbaut. Die in Abb. 9

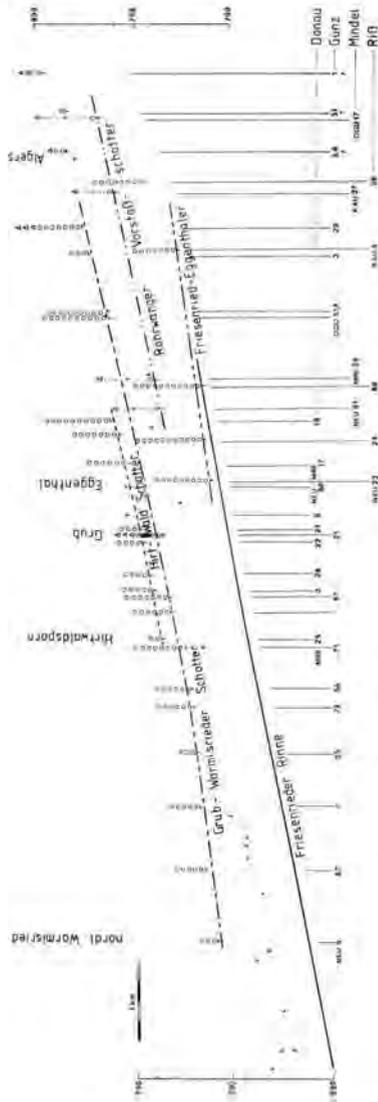


Abb. 9: Längsprofil der Schotter und Moränen östlich des Mündelquellbereichs. Kreuze = Basispunkte der Schotter im Warmisrieder Feld zwischen Grub-Warmisrieder Schotter im Westen und Romantsried-Simonsberger Schotter im Osten. Zur Situation von Grub vgl. Abb. 5.

durch Kreuze angegebenen Schotterbasen entsprechen den genannten stark schwankenden Werten. Für diese Erscheinung können zwei paläogeographisch bedingte Ursachen verantwortlich gemacht werden.

1. Die unteren Partien des Romatsried-Simonsberger Schotters sind Vorstoßschotter, die in ein canonartiges Tal hineingeschüttet wurden. Nachdem der Mindelgletscher aber bis Romatsried vorgestoßen war, kam es zu einer verstärkten Schuttanlieferung auf größerer Horizontalabstand und dadurch zu einem Ausufern des Schotterstroms.
2. Die höhere obere Erosionsbasis, vorgegeben durch den auf ältere Ablagerungen aufgefahrene Gletscher bei Grub, erfordert für die an diesem Gletschertor wurzelnden Schmelzwässer die Annahme eines anders geneigten Sohlengefälles.

Ein rapides Ansteigen der Schotterbasis gegen Westen, gegen den Rinnenrand, kann am Sporn der Tannburg verdeutlicht werden. Zwei an der Spornwestseite abgeteufte Peilstangensondierungen trafen die Schotterbasis in 675 m (NEU 74), während auf der Ostseite das Tertiär erst in 670 m (NEU 75) erreicht wurde. Nur wenig nordwestlich bei P 694 (Sporn von Wallenried) reicht das Tertiär bis in 681 m Höhe (NEU 3). Das stärkere Schwanken der Unterkantenwerte beschränkt sich im Warmisrieder Feld aber nicht nur auf die Rinnenrandbereiche, es kann, veranlaßt durch die geschilderten paläogeographischen Sonderbedingungen überall auftreten.

Im Gegensatz dazu läßt SCHAEFER 'lokale und spezielle Gegebenheiten' nicht gelten, er mißt den schwankenden Schottersohlen allgemeine Bedeutung zu (1979: 18—20).

Indizien für eine bis zum Hörtwald westlich Baisweil vorgeschobene Moräne, die man nach Karteninterpretation eventuell vermuten könnte, sind nirgendwo aufzufinden. In meiner unveröffentlichten Magisterarbeit (1975) hatte ich einen Endmoränenbogen südwestlich Baisweil, den SCHAEFER (1968) in einer beigegebenen Karte eingezeichnet hatte, als 'schlicht und einfach falsch' bezeichnet (1975: 45). Obwohl SCHAEFER (1979: 21, Abb. 4) inzwischen die Sachverhalte in meinem Sinne geändert hat, erfolgt die Richtigstellung im Text so dezent, daß mancher Leser geneigt sein könnte, meine Ergebnisse als falsch anzusehen (SCHAEFER 1979: 28).

Der ebenfalls zu den Mindelablagerungen gehörende Röhrwanger Vorstoßschotter wird im Westen von Günzeiszeitlichem, im Osten von Rißeiszeitlichem Material begrenzt (Abb. 2, 3) und ist deshalb nur in den Anschnitten des Blöcktacher Mühlbaches zu fassen. Es trennt ihn aber eine deutliche Unterkantendifferenz von den älteren und jüngeren Ablagerungen (Abb. 3).

Die Mindelschotter der alten Gemeindegriesgrube Irsee (NEU 40) wurden bereits den Günzeiszeitlichen Schottern gegenübergestellt und wegen der geringen Tiefenverwitterung von diesen getrennt. Das Gletschertor, von welchem erstere geschüttet wurden, hat wenig südlich von Irsee gelegen, ist aber weiter nördlich als das donauzeitliche zu suchen. Leider fehlen südlich von Irsee aussagekräftige Aufschlüsse, eine Moränengliederung kann nur unvollständig durchgeführt werden. Diese Tatsache war schon von EBERL genannt worden. So ist nach meinem Geländebefund die Moränengliederung, die EBERL (1930) durchgeführt hat, auch heute noch akzeptabel, sieht man einmal von der stadialen Untergliederung der Mindelzeit ab.

Der Versuch GLÜCKERTS (1974), die 'mindel- und rißeiszeitlichen Endmoränen des Iller- vorlandgletschers' zu gliedern, muß für den Bereich zwischen Friesenrieder Rinne und Wertach abgelehnt werden, da neben einer falschen Altersansprache (vgl. Kiesgrube Weibams) auch eindeutige Schottervorkommen als Moränen kartiert werden (Sporn von Ogenried, Baisweiler Wald).

Westlich des donauzeitlichen Bayersrieder Schotter bilden die Ablagerungen von Mayers-Schönlings und der Oberregg-Saulengrainer Schotter die Umrahmung des Mindelquellgebiets. Der Moränenbogen, an dem die Schotter wurzeln, kann morphologisch von der Holzheuer Höhe bis Mayers verfolgt werden. Die Mindelschotter lagern 20 m tiefer dem Tertiär auf als die vom Haldenbauer östlich Ronsberg (OGÜ 12) und 10 m tiefer als die beim Haselbauer westlich der Holzheuer Höhe (MRE 71). Ihr Abflußsystem, auch das der älteren Schotter, war auf eine Ur-Wertach im heutigen Mindeltal orientiert. Der breite mindelzeitliche Schotterstrom setzt geomorphologisch gesehen an der Moränenrandlage Holzheuer Höhe ein, weist beim Sonderhof (MRE 7) letzte Reste von Moräne und Übergangскеgelmaterial auf und zieht über Unteregg und Köngetried bis zum Saulengrainer Wald, wo er etwa 35 m über dem Mindeltal endet. Da der Oberregg-Saulengrainer Schotter von SINN (1972: 93—98) ausführlich beschrieben wurde, kann auf diese Publikation verwiesen werden.

Der Schotter westlich Mindelheim nimmt südlich der Frundsberg-Burg (MIN 19, 20) seinen Anfang. Er liegt dort mit seiner Unterkante etwa 8 m höher als am Nordsporn des Saulengrainer Waldes. Diese Differenz ist mit einer Randlage der Schotter im Reibergbereich im mindelzeitlichen Gerinnebett zu suchen. Während nämlich der Schotter westlich St. Katarina (MIN 16) in 646,5 m dem Tertiär auflagert, erreicht die Molasse östlich in einem Graben den Wert 651 m (MIN 14). Ein ähnliches Auskeilen der Schotter, allerdings nach Westen, kann am Südende des Reitelsbergs nachgewiesen werden. Die Schotterbasis fällt von 633 m im Westen (MIN 32) auf 630 m im Osten (MIN 33). Die gleiche Beobachtung hatte SINN (1972: 95) bei Bergerhausen gemacht.

Die Schotter westlich Mindelheim, von den rißeiszeitlichen Ablagerungen durch eine Unterkantendifferenz von 35—40 m getrennt (Abb.2), enden an der Unteren Ziegelhütte (MIN 10), setzen sich aber im Reitelsberg und Doldenhausener Berg fort. Von den Schottern östlich der Mindel waren die Ablagerungen westlich Mindelheim durch ein nur noch in Resten erhaltenes Tertiärgebiet getrennt. Bei Kirchheim/Schwaben erfolgte dann die endgültige Vereinigung der Schmelzwasserströme zur Ur-Wertach.

Eine Mindelmoräne im Raum Schöneschach—Dorschhausen—Kirchdorf, wie sie JERZ et al. (1975) eingezeichnet haben, muß nach den Geländebefunden verneint werden. Denn weder in der Kiesgrube Dorschhausen (WÖR 16), noch in einem großen Bauaufschluß in Schöneschach (WÖR 37) konnte Moränenmaterial beobachtet werden. Da sich aber im Osten in einem deutlich tieferen Niveau Rißeis moräne an den Mindelschotter anlagert (WÖR 32, 33), besteht die Möglichkeit, daß der Rißeisgletscher Geschiebe und -mergel auf dem Mindelschotter abgelagert hat. Die Mindelgletscher selbst sind nie in diese nördlichen Breiten vorgedrungen. Der Romatsried-Simonsberger, der Warmisrieder und der Oberregg-Saulengrainer Schotter vereinigen sich nördlich Mindelheim zur Kirchheim-Burgauer Schotterterrasse, die in der Ziegelei Offingen mittels der Deckschichtenstratigraphie von LEGER et al. (1972) als mindelzeitliche Ablagerung datiert wurde. Bei Grub überlagert ein Vorstoßschotter/Moränenkomplex die älteren Ablagerungen, getrennt voneinander durch einen fossilen Boden. Das Alter dieses Vorstoßschotter/Moränenkomplexes ist mindelzeitlich, da er weit nördlich der Rißeis moränen liegt. Beide Befunde, der deckschichtenstratigraphische von Offingen einerseits und der moränenstratigraphische von Grub andererseits, erlauben, die Region Oberes Mindeltal und ihre nördliche Verlängerung, den Kirchheim-Burgauer Schotter, als Stratotypenregion der Mindelzeit vorzuschlagen. Dafür spricht auch, daß zwischen dem rißeiszeitlichen Hochterrassenschotter und dem Romatsried-Simonsberger bzw. dem Kirchheim-Burgauer Schotter nirgendwo Schotter- oder Moränenreste gefunden wurden, die eine andere Datierung erlauben würden.

Der PENCKschen Methode folgend kann man die Ablagerungen der vorgeschlagenen Stratotypenregion vom Vorfluter über die Schotterterrasse, den Übergangскеgel bis zu

den Moränen verfolgen, wobei sich eine der glazialen Serien ins Obere Mindeltal hineinzieht. Der Name ‚Mindel‘ käme dort zu seinem vollen Recht, eine Umbesinnung, die geboten erscheint, da die PENCKSche Typlokalität, das Grönenbacher Feld, nach Ergebnissen von LÖSCHER (1976) und EICHLER & SINN (1975) nicht mehr der drittletzten, der Mindel-eiszeit, zugeordnet werden kann.

2.4. Die rißeiszeitlichen Akkumulationen

Sie sind im eigentlichen Arbeitsgebiet, was die Schotter betrifft, nur kleinflächig erhalten, da sie in Schmelzwasserrinnen abgelagert wurden, die auch später von den Würm-Schmelzwasserströmen genutzt wurden. So sind sie bis auf geringe Reste ausgeräumt worden, denn die tief eingeschnittenen rißeiszeitlichen Täler boten sich als Abflußbahnen für die würmzeitlichen Flüsse geradezu an.

Die Reißmoräne von Unterrammingen-Ludwigsberg (bei Türkheim) wurde vor Bekanntwerden des Moränenvorkommens vom Falkenberg (Augsburger Feld, EBERL 1930) als nördlichste Moräne des gesamten Gebiets zwischen Iller und Lech angesehen. Der rißeiszeitliche Gletscher stülpte sich, umgeben von älteren Schotterfeldern, ins heutige Flossachtal vor. Der an der Moräne von Unterrammingen wurzelnde Übergangskegel endet am Osterberg südöstlich Mattsies (WÖR 27) mit einer deutlichen Geländestufe über dem Würmschotter, ohne daß allerdings die Tertiärbasis angeschnitten wäre. Der zur Moräne am Ludwigsberg gehörende Schotter orientierte sich dagegen ins heutige Wertachtal und hat nur noch geringe Verbreitung (Abb. 7). Beide Reißschotter finden in nur geringen Entfernungen von den Moränen das Ende ihrer räumlichen Verbreitung.

Nach Süden zieht die Moräne vom Bahnanschnitt Unterrammingen (WÖR 2) über das Waldgebiet nördlich Kirchdorf (WÖR 32), das Maierholz bei Dorschhausen (WÖR 23, 33) bis hin zum Spitzwald nördlich Bad Wörishofen (WÖR 35). Eine eventuell zu vermutende Verbindung mit der Romatsried-Simonsberger Schotterakkumulation muß verneint werden, da der von der Endmoräne ausgehende Übergangskegel (Osterberg bei Mattsies) auf ein deutlich tieferes Vorfluterniveau eingestellt ist. Außerdem weist die Reißmoräne eine tiefere Unterkantenhöhe auf (Abb. 2). Zu den weiter östlich der Wertach gelegenen Moränenvorkommen kann keine durchgehende Verbindung hergestellt werden. Dennoch muß die Moränenlage des Unterrammingen-Türkheimer Gletscherlobus als altersgleich mit den Moränen vom Amberger Hölzel und vom Falkenberg angesehen werden. Eine Mittelmoräne zwischen westlichem und östlichem Gletscherlobus ist in der Nordverlängerung des mindeleiszeitlichen Beckstetten-Weichter Schotters zu finden. Auf diesem Riedel konnte südlich P 642 unverfestigter zäher Geschiebemergel ergraben werden (BUC 15), während der etwa 500 m südlich austreichende Mindel-Schotter (Basis 652/653 m) hart verbacken ist (BUC 14).

Im Gegensatz zu EBERL, der den Simonsberger Schotter an der Moräne beim Bahnhof Unterrammingen wurzeln ließ und ihm deshalb wie auch dem Kirchheim-Burgauer Schotter rißeiszeitliches Alter gab, führen JERZ et al. (1975) eine umgekehrte Zuordnung durch. Da nach ihren Aufnahmen Moräne im Bereich von Schöneschach—Katzenhirn—Dorschhausen den Romatsried-Simonsberger Schotter bedeckt, ist die Moräne (auch die von Unterrammingen) mindeleiszeitlich. Die Mindelgletscher wären hier am weitesten nach Norden vorgestoßen. Dies wurde aber in Kap. 2.3. bereits verneint. Denn die Moräne beim Bahnhof Unterrammingen ist eindeutig rißeiszeitlich, ihr tief unter die Mindelablagerungen gerichteter Übergangskegel verdeutlicht dies.

Zum Grundmoränenschleier, der das Gebiet zwischen Friesenrieder Rinne und Wertach einnimmt (Abb. 3), soll die Angabe genügen, daß es sich um eine Ablagerung der Reiß-eiszeit handelt. Ähnlich wie bei Türkheim drang ein Teillobus nach Westen vor und

schüttete seine Schmelzwässer in die damals schon vorhandene Friesenrieder Rinne. Reste der Rißschotter sind zwischen Dirlewang und Apfeltrach und bei Nassenbeuren (Abb. 7) in Resten erhalten; dort bilden sie Terrassen, die deutlich über der Würmschotteroberkante liegen.

Die Grund-/Seitenmoräne des Rißgletschers setzt sich über die Hammerschmiede (NEU 83), den Staffelwald und die Ohlmühle nach Süden fort, bei Großkernath kommt sie dann auf den Irsee-Oggenrieder Schotter zu liegen und biegt als Endmoränenwall in Richtung Friesenried nach Westen ab. Eine Gliederung in eine äußere und innere Rißmoränenrandlage, wie sie östlich der Wertach durchgeführt werden konnte (RÖGNER 1978, 1979), war hier nicht möglich, wengleich auch spärliche Indizien dafür sprechen. So könnte der Moosberg bei Baisweil (NEU 54) einen älteren äußeren, die reliefärmere Grundmoränenplatte nördlich davon einen inneren rißeiszeitlichen Gletscherstand dokumentieren.

Der Friesenried-Eggenthaler Schotter, dessen zugehörige Eisrandlage vom Steig östlich Friesenried (KAU 6, 7) bis nach Hof Haslach reicht, ist die mächtigste Schotterakkumulation zwischen Mindel und Wertach, die in Kiesgruben aufgeschlossen ist, so bei Kleinmederschach (KAU 4), wo 35 m rißeiszeitliches Sediment anstehen. Die Ablagerung liegt mit ihrer Basis weit unterhalb der der älteren und deutlich über der der würmzeitlichen Schotter. Stellenweise streicht die Unterkante der Rißakkumulationen über der Niederterrassenoberfläche aus (Abb. 9). Die große Mächtigkeit dieser Ablagerung muß mit dem Gletscherlobus, der südlich Bad Wörishofen nach Westen vorgedrungen war, in Zusammenhang gebracht werden, da es zu einem Stau der rißeiszeitlichen Schmelzwässer in der Friesenrieder Rinne kam.

Ebenfalls der Rißeiszeit zugehörend, aber etwas jünger, ist der Schotter in der Kiesgrube südwestlich Friesenried, der von einem inneren Rißmoränenwall Allersberg (KAU 9) — Königsberger Forst aus (KAU 13) geschüttet ist. Nur wenig südlich dieses Altmoränenbogens quert bei Salenwang (KAU 14, 15) der nördlichste Würmmoränenwall das Friesenrieder Tal.

Nach GLÜCKERT (1974) und JERZ et al. (1975) blieben die Rißgletscher zwischen Ronsberg und Eggenthal nur wenig hinter der Mindelendmoräne zurück. So soll der Sporn, der den Weiler Mindelberg trägt, von Rißmoräne aufgebaut sein oder zumindest abgedeckt werden. Einer Rißmoräne in dieser Lage müssen folgende Argumente entgegengehalten werden:

1. Weder im Oberen Mindeltal bis Dirlewang, noch in den kleineren Seitentälchen, die bis zur Rißmoräne im GLÜCKERTSchen und JERZSchen Sinne zurückreichen, wurden Schotterablagerungen gefunden, wie sie im Gletschervorfeld zu erwarten wären. Die von GLÜCKERT (1974: Tafel I) eingezeichneten Schmelzwasserabflusstäler würden keine Sedimente erhalten oder aber sämtliche Ablagerungen müßten wieder ausgeräumt worden sein. Das ganze Gebiet nördlich von Bayersried wird aber von Tertiär eingenommen, und da dieser Bereich nie von Würmschmelzwässern erreicht wurde, hätten sich ehemals vorhandene Rißschotter dort unbedingt halten müssen.
2. Rißeiszeitliche Schmelzwasserrinnen zum Östlichen Günztal oder zur Friesenrieder Rinne findet man erst südlich der von den genannten Autoren angegebenen maximalen Gletscherrandlage. Diese wäre in der Rißeiszeit ohne Schmelzwasserabflustrinnen geblieben, eine Annahme, die für den breiten Abschnitt zwischen Friesenried und Ronsberg nicht haltbar ist.

Die Rißmoränenverbreitung ist mit der von EBERL (1930) genannten identisch.

Autor: Ablage- rung von/vom:	PENCK & BRÜCKNER 1901-09	EBERL 1930	SCHAEFER 1968	SINN 1972
Reichartsried	Mindel	G I-Schotter	höhere und tie- fere Altmoräne	Mindel
Bayersried	Mindel	G I-Schotter	höhere und tie- fere Altmoräne	Mindel
Hirtwald	Mindel	G I-Schotter	höhere und tie- fere Altmoräne	Mindel
Warmisried	Mindel	G II im W M I i.Mitte R I im Osten	Schotter der oberen Hoch- terrassen	Mindel i.W Riß i.O
Hartenthal- Simonsberg	Mindel, im Süden: Riß	R I-Moräne und Schotter	höhere Altmorä- ne und Schotter der oberen H.T.	Mindel
Unterrammingen	Rißmoräne	R I-Moräne	höhere Altmorä- ne	Riß
Romatsried		M I-Schotter M II-Moräne	höhere und tie- fere Altmoräne	
Högel bei Baisweil	Mindel	R I-Schotter	höhere Altmorä- ne	
Baisweiler Wald		G I-Schotter	höhere und tie- fere Altmoräne	
Oggenried	Günz	G I-Schotter	höhere und tie- fere Altmoräne	
Irsee	Günz	G I-Schotter M I-Moräne M II-Sch. R I-Schotter	höhere und tie- fere Altmoräne	

Tab. 2: Altersklassifikation der Schotter und Moränen zwischen oberer Mindel und Wertach nach verschiedenen Autoren. Diese Übersicht ist gleichzeitig ein kurzer Abriss über die Forschungsgeschichte des Untersuchungsgebiets.

GLÜCKERT 1974	JERZ et al. 1975	RÖGNER 1975	SCHAEFER 1979
Mindelmoräne	Mindel		
Mindelmoräne	Mindel		
Mindelschotter	Günz		Mindel (II)
Mindelschotter	Mindel	Günz im Westen Mindel im Osten	Mindel (I-X)
	Mindel	Mindel	
	Mindel	Rißmoräne	
Rißmoräne		Mindel	Mindel
Mindelschotter		Mindel	Mindel (V-VI)
Mindelmoräne		Günz	
Mindelmoräne		Donau	
Rißmoräne		Donau Günz Mindel	

2.5. Zur Paläogeographie der Region zwischen Oberer Mindel und Wertach

Dieser Bereich, der die Kampfzone zwischen westlichem Lechgletscher und östlichem Illergletscher umfaßt, fällt weitgehend mit dem Abflußsystem einer Ur-Wertach zusammen. Westlich eines ehemaligen Wasserscheidengebiets zwischen der Staudenplatte im Westen und dem Stoffersberg im Osten und mit einer Südgrenze etwa auf der Höhe von Kaufbeuren (RÖGNER 1979 mit weiterer Literatur) kam der Irsee-Oggenrieder Schotter als ältestes noch erhaltenes Sediment zur Ablagerung. Das treppenartige Abstaffeln der jüngeren Schotter nach Westen ist in Abb. 4 gezeigt. Zum Hirtwaldschotter, der ältesten Ablagerung einer Ur-Mindel im Westen, steigen die Schotter vom jüngeren zum älteren treppenartig an (Abb. 6). Die Schmelzwasserrinnen der donauzeitlichen Flüsse führten östlich des Hochfirstes vorbei und waren auf ein Abflußsystem im heutigen Mindeltalbereich orientiert. Über eventuelle Zusammenhänge mit Schottern der Staudenplatte soll hier nicht gemutmaßt werden, denn fundiertere Aussagen können erst nach einer Neuaufnahme der Staudenplattenschotter erfolgen. Durch die Möglichkeit, den Irsee-Oggenrieder Schotter mit einer Moräne zu verknüpfen, wird im Bereich von Kaufbeuren die Donaukaltzeit zur Donauzeit. Wie im Rothwald (RÖGNER 1979) wurden auch hier Zeugen einer fünften selbständigen Vorlandvergletscherung gefunden. Dabei sind die donauzeitlichen Gletscher fast in dem gleichen Umfang nach Norden vorgestoßen wie die mindelzeitlichen. Die Günzvereisung blieb hinter dem Maximalstand der älteren und nächstjüngeren zurück.

Während der sedimentologische Aufbau des Bereichs zwischen Irsee-Oggenrieder und Hirtwaldschotter im Mindelglazial weitgehend abgeschlossen war, erfolgte östlich des erstgenannten Schotters während der Rißeiszeit der Einbruch von Gletschermassen in ein erniedrigtes Tertiärhügelland und der daraus resultierende weit nach Norden gerichtete Vorstoß. In dieser Epoche floß noch ein Teil der Ur-Wertach ins heutige Mindeltal ab, der Bereich um den Ludwigsberg bei Türkheim entwässerte schon zum Augsburgener Feld. Die schon in der Mindeleiszeit von der Ur-Wertach eingenommene Richtung westlich der Staudenplatte wird sogar bis in die Würmeiszeit beibehalten, denn ein breiter Schotterstrom mit Sedimenten der letzten Eiszeit (Würm) zieht durch das Flossach ins Mindeltal. Dem Abknicken der Ur-Wertach südlich der Staudenplatte und dem Zufluß aus dem Mindelquellbereich ist zuzuschreiben, daß Günz- und ältere Akkumulationen bis auf geringe Reste erodiert wurden und deshalb nicht nach Norden verfolgt werden können.

3. Schlußbemerkungen

Die nach Abfassen des Manuskripts erschienene Arbeit von INGO SCHAEFER „Das Warmisrieder Feld — Ein Beispiel für den Fortschritt der Eiszeitforschung durch Barthel Eberl“ (Quartär, 29/30, 1979: 15—47) bedarf einer umfassenderen Auseinandersetzung als sie hier geführt werden kann. SCHAEFER mißt seinen Ergebnissen, die 10 glaziale Serien der Mindeleiszeit ergaben, „mehr als nur lokale Bedeutung zu“ (1979: 15), da er Parallelen zum Grönenbacher Feld (SCHAEFER 1973: 168—200) feststellt; Warmisrieder und Grönenbacher Feld zeigen nämlich „den fast gleichen Aufbau“ (1979: 15). Ich selbst messe den Schottern des Warmisrieder Feldes, deren deutlich schwankende Unterkantenwerte ja auch von mir genannt werden, nur lokale Bedeutung bei, da alle Erscheinungen auf lokale paläogeographisch bedingte Verhältnisse zurückgeführt werden können. Denn in Gebieten, in welchen die vollständige Abfolge von Vorstoßschotter und sich mit Endmoränen verzahnendem hochglazialen Schotter beobachtet werden kann, fehlt das starke Schwanken der Unterkantenwerte im gleichalten Schotterkörper. Treten aber lokale Besonderheiten hinzu, wie etwa das Auffahren der Maximalendmoräne auf Nagelfluh oder auf einen von pleistozänen Ablagerungen freien Tertiärrücken, dann kommt es zu

stärkeren Differenzen in der Höhe der Schottersohlen. Einmal ist die obere Erosionsbasis für die von den Gletschertoren ausgehenden Schmelzwässer eine ganz andere, oft viel höher gelegene, andererseits verursachen Tertiärrücken, die während des Gletscheranrückens natürlich periglazialen Bedingungen unterlagen, ganz unterschiedliche Ausgangsvoraussetzungen für Überschotterungsvorgänge.

Tab. 3: Verzeichnis der in Text und Abbildungen genannten Aufschlüsse, Lokalitäten und Bohrungen unter Angabe von Rechts- und Hochwert.

(MIN = Die in Text und Abbildungen verwandte Abkürzung für Blatt 7928 - Topographische Karte 1 : 25 000 - Mindelheim; WÖR = Blatt 7929 Wörishofen; BUC = Blatt 7930 Buchloe; MRE = Blatt 8028 Markt Rettenbach; NEU = Blatt 8029 Neugablonz; OGÜ = Blatt 8128 Obergünzburg; KAU = Blatt 8129 Kaufbeuren).

Aufschluß	Rechts-/Hochwert	Schotterbasis	Aufschluß	Rechts-/Hochwert	Schotterbasis
MIN 10	10 080/ 25 640	631 m	MIN 20	10 440/ 22 720	—
MIN 14	10 240/ 24 020	651 m	MIN 27	06 480/ 27 960	—
MIN 16	09 810/ 23 980	650 m	MIN 32	08 040/ 26 030	633 m
MIN 19	10 500/ 22 900	659 m	MIN 33	08 440/ 26 160	630 m
WÖR 2	92 520/ 26 400	620 m	WÖR 30	90 180/ 26 520	—
WÖR 16	92 440/ 20 970	—	WÖR 32	93 250/ 24 140	—
WÖR 23	93 440/ 21 870	635 m	WÖR 33	93 960/ 21 970	—
WÖR 27	92 680/ 28 700	—	WÖR 35	93 530/ 20 480	—
WÖR 29	90 180/ 26 820	—	WÖR 37	93 070/ 19 380	—
MRE 2	11 750/ 10 850	740 m	MRE 18	11 200/ 08 840	758 m
MRE 3	09 870/ 10 160	751 m	MRE 21	11 680/ 10 100	748 m
MRE 4	10 000/ 08 640	762 m	MRE 22	11 570/ 10 240	747 m
MRE 6	11 200/ 09 850	755 m	MRE 23	11 640/ 10 420	747 m
MRE 7	08 000/ 10 340	736 m	MRE 24	11 670/ 10 640	744 m
MRE 11	06 660/ 16 120	645—652 m	MRE 25	12 000/ 11 460	737 m
MRE 14	08 750/ 10 140	740 m	MRE 29	12 080/ 08 140	741 m
MRE 17	11 760/ 09 220	754 m			
NEU 1	13 420/ 18 290	670 m	NEU 41	93 020/ 08 980	758 m
NEU 2	90 000/ 17 550	677 m	NEU 43	92 540/ 08 370	760 m
NEU 3	13 410/ 17 000	—	NEU 45	93 260/ 08 350	—
NEU 4	13 290/ 15 200	—	NEU 46	93 870/ 08 190	762 m
NEU 5	12 300/ 15 360	706 m	NEU 54	92 240/ 12 160	—
NEU 6	12 360/ 14 240	710 m	NEU 55	12 470/ 12 940	717 m
NEU 7	12 280/ 13 680	—	NEU 56	12 570/ 12 120	721 m
NEU 11	91 130/ 16 910	684 m	NEU 57	12 580/ 11 120	732,5 m
NEU 12	90 220/ 18 000	665 m	NEU 60	93 960/ 07 660	—
NEU 13	19 210/ 16 220	675 m	NEU 61	13 780/ 17 100	667 m
NEU 14	90 360/ 15 400	682 m	NEU 62	13 700/ 16 780	670 m
NEU 15	90 520/ 14 760	685 m	NEU 64	90 740/ 13 900	693 m
NEU 16	90 270/ 14 220	692 m	NEU 65	90 640/ 13 770	690 m
NEU 17	91 000/ 13 740	696 m	NEU 67	12 330/ 14 420	714 m
NEU 18a	91 020/ 11 440	715 m	NEU 68	13 220/ 08 200	715 m
NEU 21	12 500/ 10 170	737 m	NEU 71	12 660/ 11 500	725 m
NEU 22	14 020/ 09 800	727 m	NEU 72	12 620/ 12 330	718,5 m
NEU 23	13 140/ 09 380	—	NEU 73	12 760/ 15 540	698 m
NEU 24	12 540/ 08 980	—	NEU 74	13 590/ 16 660	676 m
NEU 27	90 080/ 08 700	742 m	NEU 75	13 640/ 16 680	670 m
NEU 28	90 090/ 08 000	744 m	NEU 76	92 270/ 08 100	760 m
NEU 32	91 620/ 10 950	737 m	NEU 77	93 270/ 08 470	758 m
NEU 33	81 890/ 10 390	740 m	NEU 78	92 100/ 09 740	750 m
NEU 35	92 970/ 11 040	745 m	NEU 80	12 200/ 09 540	753 m
NEU 36	92 630/ 10 520	747 m	NEU 81	12 250/ 08 480	—
NEU 37	92 120/ 09 400	756 m	NEU 82	91 670/ 17 820	668 m
NEU 38	91 730/ 08 880	759 m	NEU 83	95 000/ 10 670	686 m
NEU 40	93 060/ 09 000	747 m	NEU 84	90 270/ 17 100	666 m

Aufschluß	Rechts-/Hodwert	Schotterbasis	Aufschluß	Rechts-/Hodwert	Schotterbasis
OGÜ 1	09 690/ 04 180	797 m	OGÜ 17	12 160/ 04 810	768 m
OGÜ 2	11 410/ 06 960	—	OGÜ 24	05 940/ 05 500	766 m
OGÜ 3	11 480/ 06 470	772 m	OGÜ 26	05 600/ 04 480	740 m
OGÜ 4	11 610/ 07 260	664 m	OGÜ 29	09 890/ 06 150	775 m
OGÜ 5	11 000/ 05 160	784 m	OGÜ 30	10 210/ 04 680	784 m
OGÜ 6	10 780/ 05 260	784 m	OGÜ 31	10 020/ 04 870	785 m
OGÜ 12	06 520/ 07 400	773 m	OGÜ 51	10 100/ 07 300	764 m
KAU 1	90 270/ 07 440	—	KAU 23	94 490/ 04 060	782 m
KAU 2	90 830/ 07 400	—	KAU 26	12 750/ 05 560	745 m
KAU 4	90 350/ 06 600	732 m	KAU 27	12 200/ 05 720	760 m
KAU 5	13 410/ 06 520	728 m	KAU 28	94 040/ 05 920	777 m
KAU 6	90 850/ 05 280	—	KAU 29	94 400/ 06 260	769 m
KAU 7	91 120/ 05 280	—	KAU 30	94 600/ 06 150	768 m
KAU 9	14 290/ 04 120	—	KAU 31	94 990/ 06 420	762 m
KAU 13	92 110/ 03 760	—	KAU 34	92 840/ 00 850	806 m
KAU 14	90 900/ 02 900	—	KAU 35	93 670/ 00 430	805 m
KAU 15	91 330/ 02 800	—	KAU 36	94 900/ 05 300	779 m
KAU 19	93 740/ 01 160	805 m	KAU 37	94 900/ 05 300	775 m

Schriftenverzeichnis

- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. — VIII + 427 S., 19 Abb., 2 Taf., 1 Kte.; Augsburg (Filser).
- EICHLER, H. & P. SINN (1975): Zur Definition des Begriffs „Mindel“ im schwäbischen Alpenvorland. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 705—718, 2 Abb.; Stuttgart.
- FEZER, F. (1969): Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozänsschotter. — Heidelberg geogr. Arb., **24**: VIII + 144 S., 90 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Heidelberg.
- GLÜCKERT, G. (1974): Mindel- und rißeiszeitliche Endmoränen des Illervorlandgletschers. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 96—106, 4 Abb., 1 Taf.; Öhringen.
- GRAUL, H. (1938): Kartierungen auf Blatt 753 Kaufbeuren der Topographischen Karte von Bayern (1 : 25 000). [Unveröff.]
- JERZ, H., STEPHAN, W., STREIT, R. & H. WEINIG (1975): Zur Geologie des Iller-Mindel-Gebietes. — Geologica Bavarica, **74**: 99—130, 2 Beil.; München.
- LEGER, M., LÖSCHER, M. & J. PUISSEGUR (1972): Les terrasses de la vallée de la Mindel en aval de Jettingen. — Bull. de l'Assoc. franc. p. l'étude du Quaternaire, **2**: 135—151, 3 Abb., 1 Kt.; Paris.
- LÖSCHER, M. & M. LEGER (1974): Probleme der Pleistozänstratigraphie in der nördlichen Iller-Lech-Platte. — Heidelberg geogr. Arb., **40**: 59—76, 4 Fig., 1 Tab., 1 Kt.; Heidelberg.
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. — Heidelberg geogr. Arb., **45**: IX + 157 S., 26 Abb., 4 Tab., 8 Taf., 4 Ktn., 17 Beil.; Heidelberg.
- PENCK, A. & E. BRÜCKNER (1901—1909): Die Alpen im Eiszeitalter. — 1199 S., 156 Abb., 30 Taf., 19 Kt.; Leipzig (Tauchnitz).
- RÖGNER, K. J. (1975): Quartärmorphologische Untersuchungen zwischen Mindel und Lech außerhalb der Jungendmoränen. — 103 S., 12 Fig., 4 Abb., 3 Kt., 4 Beil.; Magisterarbeit, Geogr. Inst. Univ. Heidelberg. — [Phototech. vervielf.]
- (1978): Studien zum Glazial und Fluvioglazial im präwürmzeitlichen Lechgletschervorland. X + 141 + O 23 S., 17 Fig., 6 Abb., 3 Ktn., 15 Beil.; Doktorarbeit, Naturwiss. Gesamtfak. Univ. Heidelberg. — [Phototech. vervielf.]
- (1979): Die glaziale und fluvioglaziale Dynamik im östlichen Lechgletschervorland — Ein Beitrag zur präwürmzeitlichen Pleistozänstratigraphie. — Heidelberg geogr. Arb., **49**: 67—138, 12 Fig., 5 Abb., 5 Kt., 2 Prof., 3 Beil.; Heidelberg.
- SCHAEFER, I. (1954): Die geologischen Verhältnisse um Markt Rettenbach. — Lämmle-Festschrift: 17—23, 1 Kt.; Markt Rettenbach.
- (1968): Untergrund und Formenschatz des Landkreises Mindelheim. — Der Landkreis Mindelheim (Amtl. Kreisbeschreibung): 3—24, 4 Abb., 1 Kt.; Mindelheim.
- (1973): Das Grönenbacher Feld. Ein Beispiel für Wandel und Fortschritt der Eiszeitforschung seit Albrecht Penck. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 168—200, 4 Abb., 2 Taf.; Öhringen.
- (1979): Das Warmisrieder Feld. Ein Beispiel für den Fortschritt der Eiszeitforschung durch Barthel Eberl. — Quartär, **29/30**: 15—47, 9 Abb.; Bonn.
- SINN, P. (1972): Zur Stratigraphie und Paläogeographie im mittleren und südlichen Illergletschervorland. — Heidelberg geogr. Arb., **37**: IX + 159 S., 21 Abb., 11 Tab., 13 Taf., 5 Kt., 12 Beil.; Heidelberg.

Der Beitrag der Bundesrepublik Deutschland zum IGCP Project No. 61 „Sea Level Movements during the Last Deglacial Hemicycle (ca. 15.000 years)“

HANSJÖRG STREIF & RENIER VINKEN *)

International Geological Correlation Holocene Project, sea level, Upper Pleistocene,
Federal Republic of Germany, North Sea, Baltic Sea

Kurzfassung: In einem Überblick werden die Forschungsziele, die Organisation sowie bisherige Aktivitäten und zukünftige Vorhaben im Rahmen des IGCP Project No. 61 — Sea Level Project — dargestellt.

Speziell werden die nationalen Beiträge von Seiten der Bundesrepublik Deutschland behandelt, die durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft gefördert werden. Diese umfassen regionale geologische Untersuchungen sowie interdisziplinäre Studien über die Bestimmung früherer Meeresspiegelstände und deren Verlagerungstendenzen im südlichen Nord- und Ostseegebiet. Zusätzlich liefert die Entwicklung von Computer-Programmen zur EDV-Auswertung von Seespiegeldaten einen überregionalen Beitrag zum internationalen Sea Level Project.

[The Contribution of the Federal Republic of Germany to IGCP Project No. 61 Sea Level] Movements during the Last Deglacial Hemicycle (ca. 15 000 years)]

Abstract: The scientific aims, the organization, and present activities, as well as plans for the future of the IGCP Project No. 61 — Sea Level Project —, are presented in an overview.

The national contribution of the Federal Republic of Germany, which is sponsored by the Deutsche Forschungsgemeinschaft, is especially emphasised. The contribution comprises regional geological field work, as well as interdisciplinary studies on the determination of previous sea levels and tendencies of sea level changes in the southern North Sea and Baltic Sea region. Additionally the development of computer programmes for evaluation of sea level data provides a supraregional contribution to the international Sea Level Project.

1. Einleitung

Das Forschungsvorhaben „Sea Level Movements during the Last Deglacial Hemicycle (ca. 15.000 years)“ geht auf die Initiative von Prof. Dr. THIADENS, dem früheren Direktor des Rijks Geologische Dienst der Niederlande, zurück. Das Vorhaben wurde vom Board des „International Geological Correlation Programme (IGCP)“ anlässlich seiner zweiten Sitzung im April 1974 in Wien als IGCP-Project No. 61 (Kurzbezeichnung „Sea Level Project“) angenommen.

Der Ansatz zu diesem Sea Level Project hatte sich aus zwei Gesichtspunkten ergeben. — Die Flachküstenregionen der Erde sind von größter wirtschaftlicher Bedeutung, aber gelten aus geologischer Sicht als gefährdet. Sie gehören einerseits zu den dicht besiedelten Regionen der Erde und bieten günstige Voraussetzungen für die Landwirtschaft. Seit alters her haben sich vor allem im Bereich der Flußmündungen Handelszentren entwickelt, und in zunehmendem Maße entstehen hier Industrieballungsgebiete. Andererseits hat sich der Meeresspiegel — überwiegend durch klimatisch gesteuerte Verschiebungen in der Eis-Wasser-Bilanz der Erde — erheblich verschoben, wobei die Geschwindigkeiten dieser Verschiebungen z. T. weit über das gegenwärtige Ausmaß hinausgingen. Anscheinend hat sich zur Zeit ein relativ stabiler Gleichgewichtszustand eingependelt, der jedoch von begrenzter Dauer sein dürfte und sehr sensibel auf veränderte Umweltbedingungen reagieren kann.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. H. Streif u. Dr. R. Vinken, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51.

Hauptziel des Projekts ist es, eine Kurve vom Trend der Verschiebung des mittleren Meeresspiegels seit dem Höhepunkt der letzten Vereisung bis heute zu entwickeln. Diese Kurve soll die klimatisch bedingten Veränderungen des hydrologischen Gleichgewichts zwischen Eis und Wasser wiedergeben. Dabei werden Einzelbeobachtungen über die relativen Seespiegelverschiebungen aus allen Gebieten der Erde betrachtet, Rückschlüsse auf lokale Krustenbewegungen entlang Küsten gezogen und Basisdaten über die Festigkeit und Elastizität der Erdkruste gewonnen.

2. Internationale Aktivitäten

Anlässlich eines ersten Treffens am 26. und 27. 9. 1974 formierte sich eine vorläufige Arbeitsgruppe für das IGCP Project No. 61, und es wurde ein Grundkonzept der Arbeitsschwerpunkte und der Arbeitsteilung entworfen. Dieses wurde auf den späteren Jahresversammlungen fortentwickelt und ergänzt. Weitere Tagungsorte waren:

- | | | |
|-------|-------------|---|
| 1975: | 22.—23. 12. | Haarlem, Niederlande |
| 1976: | 5.—12. 12. | Dakar, Senegal (organisiert durch die Association Sénégalaise pour l'Etude du Quaternaire, ASEQUA) |
| 1977: | 16. 8. | Birmingham, England (im Zusammenhang mit dem X. Internationalen Kongreß der INQUA) |
| 1978: | 11.—18. 9. | Sao Paulo, Brasilien (im Rahmen des „1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary“) |
| 1979: | 20. 9. | Texel, Niederlande (im Rahmen des „International Meeting on Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin“). |

Die weitere Planung sieht vor, Jahrestreffen 1980 anlässlich des Internationalen Geologenkongresses in Paris und 1981 in South Carolina, U.S.A., abzuhalten. Es ist beabsichtigt, das IGCP Project No. 61 zum INQUA-Kongreß in Moskau 1982 abzuschließen.

Die Administration des Projektes setzt sich wie folgt zusammen. Zum internationalen Projektleiter wurde Prof. Dr. A. L. BLOOM, Department of Geological Sciences, Cornell University, Ithaca New York, U.S.A., gewählt. Dieser präsidiert einem Executive Board (Mitglieder vgl. Anhang 1). Offiziell beteiligen sich 26 Länder am IGCP Project No. 61. Es sind dies: Australien, Belgien, Benin, Brasilien, Bundesrepublik Deutschland, Canada, Cypern, Dänemark, Finnland, Frankreich, Großbritannien, Irland, Island, Israel, Italien, Japan, Monaco, Niederlande, Neuseeland, Norwegen, Schweden, Spanien, Südkorea, Türkei, Union der Sozialistischen Sowjetrepubliken und Vereinigte Staaten von Amerika. Eine weitere Beteiligung ist geplant oder eine enge inoffizielle Verbindung besteht zu Forschergruppen in Argentinien, Bulgarien, Indien, Indonesien, Malaysia, Mexiko, Nigeria, Philippinen, Senegal, Südafrika, Volksrepublik China und zur Volksrepublik Kongo.

Die Mehrzahl der am Sea Level Project beteiligten Wissenschaftler ist gleichzeitig auch in INQUA-Kommissionen tätig, wodurch sich eine befruchtende Wechselwirkung ergibt. Einerseits gelangen weltweit gestreut sehr zuverlässige Befunde über die relativen Meeresspiegelverschiebungen in das Sea Level Project. Andererseits wirkt dieses wieder in die regionalen Subkommissionen der INQUA hinein, insbesondere in die „Subcommission for Shorelines“, „for Holocene Stratigraphy“ und „for Neotectonics“. Enge Verbindungen bestehen darüber hinaus auch zu anderen internationalen wissenschaftlichen Programmen, die in einer Beziehung zu Meeresspiegelschwankungen stehen, so z. B. zum Geodynamik Programm und zum SCAR-Programm, das sich u. a. mit den Volumenänderungen des antarktischen Eisschildes befaßt.

Als turnusmäßige Mitteilungen über die Forschungsaktivitäten zum Sea Level Project und zur Küstenentwicklung im Quartär erscheinen auf internationaler Ebene folgende Periodika:

- NIVMER Information; Herausgeber: Comité National Français du P.I.C.G. (= I.G.C.P.), Vorsitzender: Prof. H. FAURE, Lab. de Géologie du Quaternaire, Centre Universitaire de Marseille-Luminy, F 13288 Marseille-Cedex 2
Secrétaire Général: Dr. P. PIRAZZOLI, Laboratoire de Géographie Ecole Normale Supérieure, 1 rue Maurice Arnoux, F-92120 Montrouge
- Sea-Level; Information Bulletin of I.G.C.P. Project No. 61. Internat. Project-Leader: Prof. Dr. A. L. BLOOM, Dep. of Geolog. Sciences, Cornell University, Ithaca New York 14853, U.S.A.
Compiler: Dr. M. J. TOOLEY, Dep. of Geography, The University of Durham, Science Laboratories, Druham, DH1 3LE, England.
- Litoralia; Herausgeber: INQUA Commission on Quaternary Shorelines. — Präsident: Prof. Dr. J. COLQUHOUN, Dep. of Geology, University of South Carolina, Columbia, S. C. 29208, U.S.A.
Sekretär: Dr. D. GRANT, Geol. Survey of Canada, 601 Booth Street, Ottawa, Ontario, Canada, K1A 0E8.

Offizielle Kontakte zwischen den in der Bundesrepublik tätigen Küstenforschern und den o.g. internationalen Organisationen bestehen über eine Reihe von Personen, die in Anhang 2 aufgeführt sind.

Im Zuge internationaler Zusammenarbeit wurden bisher folgende Ziele erreicht. — Ein Computer Programm für die Erfassung, Verarbeitung und Wiedergabe der globalen Seespiegeldaten wurde entwickelt (vgl. PREUSS 1980 dieser Band). In einem Atlas wurde versucht, sämtliche vorhandenen Seespiegel-Schwankungskurven zu sammeln, um eine Grundlage für überregionale Vergleiche zu gewinnen (BLOOM 1977). Es ist beabsichtigt, diese Sammlung laufend zu ergänzen. Einen weiteren Schwerpunkt bilden Modellberechnungen für die eis- und hydroisostatischen Komponenten der Meeresspiegelschwankungen (CLARK et al. 1978; CLARK & BLOOM 1979). Ein Handbuch für die Sammlung und Auswertung von Seespiegeldaten befindet sich in Arbeit, dessen Entwurf von VAN DE PLASSCHE (1977) vorgelegt wurde und das in stark erweiterter Form 1981 erscheinen soll. Unverkennbar ist auch die stimulierende Wirkung, die das Sea Level Project auf detailierte regionale Untersuchungen weltweit gehabt hat.

3. Nationale Aktivitäten in der Bundesrepublik Deutschland

Die im Rahmen des IGCP Projectes No. 61 durchgeführten Arbeiten in der Bundesrepublik Deutschland wurden von Seiten der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert. Koordiniert durch den nationalen Projektleiter R. VINKEN befaßten sich zwei spezielle Forschungsprojekte mit dem Problem der Seespiegelverschiebungen mit den regionalen Schwerpunkten im Raum Eiderstedt, Schleswig-Holstein, und dem Gebiet zwischen Ems- und Wesermündung. Mit dieser Auswahl der Untersuchungsgebiete wird die Übergangszone zwischen dem Senkungsgebiet der Niederlande und dem isostatischen Hebungsgebiet Jütlands geschlossen.

Die von der Arbeitsgruppe ELWERT & SCHNEIDER (GLA Schleswig-Holstein) durchgeführten Arbeiten wurden 1975 aufgenommen und 1979 abgeschlossen. Eine zusammenfassende Veröffentlichung der Befunde (ELWERT & SCHNEIDER 1979) ist in Vorbereitung. Den Schwerpunkt dieser Arbeit bilden paläogeographische Karten für verschiedene Tiefenbereiche und Entwicklungszustände Eiderstedts. Faziesanalysen, basierend auf Schilluntersuchungen und geobotanischen Studien, stratigraphische Gliederungen mit Hilfe von palynologischen Methoden und ¹⁴C-Altersbestimmungen ergänzen diese Befunde und erlauben Rückschlüsse über die Dynamik des Meeresspiegel-Anstiegsgeschehens.

Die von der Arbeitsgruppe BARCKHAUSEN, PREUSS, STREIF, TABAT & VINKEN (NLfB Hannover) durchgeführten Arbeiten sind ebenfalls 1975 angelaufen, ihr Abschluß ist für

1980 geplant. Die feldgeologischen Arbeiten in Niedersachsen hatten ihren Schwerpunkt im Bereich der Wesermündung, wobei speziell die holozäne Entwicklung des östlichen Weserufers zwischen Neuenkirchen im Süden und Arensch im Norden untersucht worden ist (PREUSS 1979). Weitere Arbeiten wurden im Bereich der unteren Ems, im Gebiet des Jadebusens und an der unteren Elbe durchgeführt. — Wesentlichen Arbeitsanteil machten auch die Entwicklung des Formblattes und der EDV-Programme zur Dokumentation, Verarbeitung und Auswertung von Seespiegeldaten aus (vgl. PREUSS dieser Band). Hier wurde von deutscher Seite ein weit über den regionalen Bereich hinausgreifender Beitrag zum internationalen Sea Level Project geleistet.

Neben den genannten Untersuchungsprogrammen, die im Rahmen des IGCP Projects No. 61 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert worden sind, laufen in der Bundesrepublik Deutschland zahlreiche andere Arbeiten unterschiedlichster Fachrichtungen, die in sehr enger Beziehung zum Sea Level Project stehen. Um daher das gesamte Spektrum interdisziplinärer Beiträge zum Thema Meeresspiegelschwankungen zu erfassen, wurden auf Anregung der Deutschen Forschungsgemeinschaft bislang 2 DFG-Rundgespräche „Holocene Sea Level Changes“ in Hannover durchgeführt (26.-27. Oktober 1976 und 1.-2. März 1979). Daran waren neben Geologen und Paläobotanikern vor allem Archäologen, Geographen, Hydrologen, Sedimentologen sowie Wasserbauer beteiligt.

Bei den beiden DFG-Rundgesprächen standen folgende Themenkreise im Vordergrund der Betrachtungen:

- Austausch über neue Ergebnisse und laufende Arbeiten
- Festlegung von Kriterien für eine einheitliche Sedimentbeschreibung und für die genetische Zuordnung der Sedimente
- Aussagewert und -genauigkeit von lithologischen, biologischen und anthropogenen Meeresspiegelindikatoren
- Erstellung eines Kriterienkataloges für den Nachweis von Regressionen
- Vergleich, Verknüpfung und Brauchbarkeit stratigraphischer Systeme
- EDV-Auswertung von Seespiegeldaten und Computermodelle.

Die erörterten Themen sind z. T. Gegenstand der Veröffentlichungen dieses Bandes (BEHRE & STREIF, BRANDT, FIGGE, HANISCH, HOFFMANN, KLUG, PIRAZZOLI et al., VAN DE PLASSCHE, PREUSS und WUNDERLICH), z. T. sind sie an anderer Stelle veröffentlicht worden.

Hervorzuheben sind hier vor allem die regionalen landschafts- und siedlungsgeschichtlichen Arbeiten im Bereich der Westküste von Schleswig-Holstein (HIGELKE et al. 1979; AVERDIEK 1981; HARCK 1981; HOFFMANN 1981). Anhand von Untersuchungen im Küstenbereich südlich Cuxhaven entwickelte LINKE (1979) neue Hypothesen über die Auswirkungen sturmflutfreier und sturmflutaktiver Phasen auf die Höhenlage von Seespiegelanzeigern und über ihre Bedeutung für das Meeresspiegel-Anstiegsgeschehen. Regional ergänzende Befunde über das Küstenholozän am Ostufer der Wesermündung veröffentlichte PREUSS (1979). Aus Einzelbeobachtungen über die Höhen früherer Sturmflutwasserstände und langzeitigen Beobachtungen von Pegelständen ermittelte ROHDE (1975, 1977) die Beträge des jüngsten Seespiegelanstiegs an der deutschen Nordseeküste.

Neuere kompulatorische Arbeiten über die Entwicklung des Küstenraumes und des deutschen Nordseesektors sind von BEHRE (1978), STREIF & KÖSTER (1978), BEHRE, MENKE & STREIF (1979) und LUDWIG, MÜLLER & STREIF (1979) veröffentlicht worden. Der von OELE, SCHÜTTENHELM & WIGGERS (1979) editierte Band „The Quaternary History of the North Sea“ enthält darüber hinausgehend zahlreiche Beiträge aus allen Nordsee-Anrainerstaaten.

4. Schlußbetrachtungen

Im ursprünglichen Ansatz ging das IGCP Project No. 61 davon aus, daß es nach Abschluß der Arbeiten möglich sein sollte, die eustatische Komponente des Meeresspiegel-Anstiegsgeschehens in Gestalt einer Kurve mit hoher Genauigkeit zu erfassen. Die Summe der übrigen Komponenten hätte dann durch einen einfachen Vergleich der Kurven des relativen lokalen Meeresspiegelanstiegs mit der des eustatischen globalen Anstiegs ermittelt werden können.

Die kritische Sichtung der Basisdaten und neuere Erkenntnisse führten dazu, daß diese Erwartungen etwas zurückgenommen wurden. — Die Fehlerintervalle der ^{14}C -Alter und die begrenzten Aussagegenauigkeiten anderer Datierungsmethoden, die Auswirkungen unterschiedlicher Sedimentationsraten und Setzungsbeträge und das Problem, eine bestimmte Probenentnahmehöhe auf einen früheren Seespiegelstand zu beziehen, machen deutlich, daß man bislang nicht in der Lage ist, Seespiegel-Anstiegskurven zu zeichnen, deren Genauigkeit im Dezimeter-Bereich liegt, was viele veröffentlichte Kurven suggerieren. Bei der Berücksichtigung allein dieser Unsicherheiten können allenfalls Höhenintervalle eingegrenzt werden, innerhalb derer frühere Meeresspiegelstände gelegen haben müssen. Folglich läßt sich keine präzise Meeresspiegel-Anstiegskurve konstruieren, sondern nur ein mehr oder weniger breites Band, wobei Meeresspiegelschwankungen, die innerhalb dieser Bandbreite liegen, methodisch bedingt maskiert bleiben.

Von den das Meeresspiegel-Anstiegsgeschehen steuernden geophysikalischen Faktoren — glazialeustatische Meeresspiegelschwankungen, isostatische Ausgleichsbewegungen, epigenetische Bewegungen und geoidale Effekte — wurden im Verlauf der internationalen Arbeiten insbesondere die Probleme der Isostasie und der geoidalen Veränderungen behandelt.

Dem Problem der eis- und hydroisostatischen Komponenten hat man sich mit Hilfe von Computermodellen genähert (FARRELL & CLARK 1976; CLARK, FARRELL & PELETIER 1978; CLARK & BLOOM 1979). Diese Modelle gehen von einem elastischen bzw. viskosen Verhalten der Erde aus und von dem Konzept, daß das Abtauen der Eisschilde etwa 5000 v.h. abgeschlossen war. Durch die regionale Eisentlastung im Verbreitungsgebiet der Eisschilde und die damit einhergehende Belastung der gesamten Ozeanböden und tieferen Schelfgebiete mit zusätzlich ca. 100 m Wassersäule ist es zu einer uneinheitlichen Deformation der Erdkruste gekommen. Aus den Modellberechnungen ergibt sich eine Einteilung der Ozeane in 6 Zonen, die jeweils durch eine spezifische Form der Meeresspiegel-Anstiegskurve gekennzeichnet sind. Für 4 dieser Zonen werden Meeresspiegelstände vorausgesagt, die höher liegen als heute. Dies gilt auch für Bereiche, die weit außerhalb der eisostatischen Hebungsgebiete liegen. Insgesamt kann die hydroisostatische Komponente der Meeresspiegelschwankungen bis ca. 10 m betragen und damit in vielen Gebieten den Hauptteil der mittel- und jungholozänen Meeresspiegeländerungen ausmachen. Vergleiche tatsächlich beobachteter Meeresspiegelstände und berechneter Höhen zeigen zufriedenstellende Übereinstimmung.

Die Suche nach einer global gültigen eustatischen Kurve wurde durch die kritischen Arbeiten MÖRNER (1976, 1977) über Verformungen des Geoids spürbar gebremst. Das Geoid ist eine Äquipotentialfläche des Erd-Schwerefeldes, die sich durch die Erdanziehung und -rotation ergibt, wobei die Geoidfläche im Bereich der Ozeane als geodätischer Seespiegel aufgefaßt wird. Unter der Annahme, daß die Form des Geoids jeweils durch die Tiefenlage der Grenzflächen Erdkruste/Erdmantel und Erdmantel/Erdkern bedingt ist, gelangt MÖRNER zu der Auffassung, daß sich das Geoid innerhalb der Erdgeschichte verformt haben muß. Solche Verformungen sollen auch innerhalb der relativ kurzen Zeit-

spanne des Spätglazials und Holozäns aufgetreten sein, wobei MÖRNER bislang noch keine Abschätzung über das mögliche Gesamtausmaß der zu erwartenden Beträge gibt.

Eine vorläufige Bilanz aufgrund des heutigen Standes im IGCP Project No. 61 ergibt, daß neben den vielfältigen bekannten Komponenten eine Reihe bislang unberücksichtigter oder nicht quantifizierbarer Komponenten maßgeblichen Einfluß auf das Meeresspiegel-Anstiegsgeschehen haben und sich auf die Fehlerintervalle, mit denen Seespiegeldaten behaftet sind, auswirken. Dennoch zeigt sich, daß charakteristische Typen von Meeresspiegel-Anstiegskurven mit einer gewissen Gesetzmäßigkeit verteilt vorkommen, die in benachbarten Regionen zwar unterschiedlich aussehen können, aber unverkennbar Züge einer gegenseitigen Abhängigkeit aufweisen. Ein globaler systematischer Vergleich der Seespiegelsdaten mittels Computer sowie ein analytischer Vergleich der abgeleiteten Kurventypen ist für die verbleibenden Arbeitsjahre vorgesehen.

Der internationale und fachübergreifende Austausch im Rahmen des IGCP Projects No. 61 hat gemeinsam mit den durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft geförderten Arbeiten im deutschen Küstenbereich sehr stimulierende Auswirkungen gehabt. Dies wird aus der Fülle in jüngster Zeit erschienener Veröffentlichungen und der Arbeiten im vorliegenden Band deutlich. Selbst in dem gut untersuchten deutschen Küstenbereich konnten zahlreiche neue Ergebnisse gewonnen, bestehende Informationslücken geschlossen und die Qualität neuer Meeresspiegeldaten verbessert werden. In weit höherem Maße gilt dies für die Erforschung des spätglazialen und holozänen Meeresspiegel-Anstiegsgeschehens in den Küstenzonen von Entwicklungsländern.

5. Schriftenverzeichnis

- AVERDIEK, F.-R. (1981): Geobotanik des Sylter Holozäns. — Römisch-Germanische Forsch., **39**: 147—172, Abb. 65—71, Beil. 10—22; Mainz. — [Im Druck.]
- BEIHE, K.-E. (1978): Die Geschichte des Jadebusens und der Jade. — In: REINECK (Hrsg.): Das Watt — Ablagerungs- und Lebensraum: 39—49, Abb. 15—19; Frankfurt a. M.
- , MENKE, B. & STREIF, H. (1979): The Quaternary geological development of the German part of the North Sea. — In: OELE, E. & SCHÜTTENHELM, R. T. E. & WIGGERS, A. J. (eds.) The Quaternary History of the North Sea. — Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis, **2**: 85—113, 9 Abb.; Uppsala.
- & STREIF, H. (1980): Kriterien zu Meeresspiegel- und darauf bezogene Grundwasserabsenkungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 153—160; Hannover.
- BLOOM, A. L. (1977): Atlas of Sea-level curves. — Internat. Geol. Correlation Programme 61, Sea-Level Project. Dept. of Geol. Sci., Cornell University; Ithaca, N.Y.
- BRANDT, K. (1980): Die Höhenlage ur- und frühgeschichtlicher Wohnniveaus in nordwestdeutschen Marschengebieten als Höhenmarken ehemaliger Wasserstände. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 161—170, 2 Abb.; Hannover.
- CLARK, I. A. & BLOOM, A. L. (1979): Hydro-isostasy and Holocene emergence of South America. — Proc. "1978 Internat. Symp. coastal evolution Quatern.": 41—60, 9 Abb.; Sao Paulo.
- , FARRELL, W. E. & PELETIER, W. R. (1978): Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation. — Quat. Research, **9**: 265—287, 23 Abb.; Washington.
- ELWERT, D. & SCHNEIDER, W. M. (1979): Meeresspiegel-Schwankungen der Nordsee im Jungpleistozän und Holozän — Sea Level Project — Abschlußbericht 1979: 56 S., 2 Abb., 14 Anl.; unveröff. Ber. GLA Kiel.
- FIGGE, K. (1980): Das Elbe-Urstromtal im Bereich der Deutschen Bucht. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 203—211, 6 Abb.; Hannover.
- HANISCH, J. (1980): Neue Meeresspiegeldaten aus dem Raum Wangerooze. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 221—228, 5 Abb.; Hannover.
- HARCK, O. (1981): Landschaftsgeschichte und Archäologie an der Westküste der jütischen Halbinsel. — Römisch-Germanische Forsch., **39**: 32—63, Abb. 22—34, Beil. 1; Mainz. — [Im Druck.]

- HIGELKE, B., HOFFMANN, D., KÜHN, H. J. & MÜLLER-WILLE, M. (1979): Geowissenschaftlich-archäologische Untersuchungen zur Landschafts- und Siedlungsgeschichte von Nordfriesland. — Archäol. Korrespondenzblatt, **9**, 2: 223—239, 8 Abb., Taf. 32—34; Mainz.
- HOFFMANN, D. (1980): Meeresspiegeldaten aus landschafts- und siedlungsgeschichtlichen Untersuchungen auf Pellworm. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 229—236, 3 Abb.; Hannover.
- (1981): Küstenholozän zwischen Sylt und Föhr. — Römisch-Germanische Forsch., **39**: 85—130, Abb. 44—59, Beil. 2—9; Mainz. — [Im Druck.]
- KLUG, H. (1980): Der Anstieg des Ostseespiegels im deutschen Küstenraum seit dem Mittelatlantikum. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 237—252, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- LINKE, G. (1979): Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Küstenbereich südlich Cuxhaven — Ein Beitrag zur Diskussion holozäner Fragen. — Probl. Küstenforsch., **13**: 39—83, 18 Abb.; Hildesheim.
- LUDWIG, G., MÜLLER, H. & STREIF, H. (1979): Neuere Daten zum holozänen Meeresspiegelanstieg im Bereich der Deutschen Bucht. — Geol. Jb., **D 32**: 3—22, 2 Abb., 7 Tab., Hannover.
- MÖRNER, N. A. (1976): Eustasy and geoid changes. — J. Geol., **84**, 2: 123—151, 17 Abb., 1 Tab.; Chicago.
- (1977): Eustasy and instability of the geoid configuration. — GFF, **99** (4): 369—376, 7 Abb.; Stockholm.
- OELE, E., SCHÜTTENHELM, R. T. E. & WIGGERS, A. J. (Hrsg.) (1979): The Quaternary history of the North Sea. — Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis, **2**: 248 S., Abb., Kt.; Uppsala.
- PIRAZZOLI, P. A., PLANCHAIS, N., ROSSET MOULINIER, M. & THOMMERET, J. (1980): Paleogeographic Interpretation of a Peat Layer at Torson di Sotto (Lagoon of Venice, Italy). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 253—259, 3 fig.; Hannover.
- PLASSCHE, O. VAN DE (1977): A manual for sample collection and evaluation of sea level data (draft, unfinished). — 55 S., Abb., Amsterdam (Inst. Earth Sci., Freie Universität).
- (1980): Compaction and Other Sources of Error in Obtaining Sea-Level Data: Some Results and Consequences. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 171—181, 8 fig.; Hannover.
- PREUSS, H. (1979): Die holozäne Entwicklung der Nordseeküste im Gebiet der östlichen Wesermarsch. — Geol. Jb., **A 53**: 3—85, 25 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- (1980): Computerauswertung von Seespiegeldaten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 183—201, 11 Abb.; Hannover.
- ROHDE, H. (1975): Wasserstandsbeobachtungen im Bereich der deutschen Nordseeküste vor der Mitte des 19. Jahrhunderts. — Die Küste, **28**: 1—96, 26 Abb., 2 Tab.; Heide i. Holst.
- (1977): Sturmfluthöhen und säkularer Wasserstandsanstieg an der deutschen Nordseeküste. — Die Küste, **30**: 52—143, 17 Abb., 5 Tab.; Heide i. Holst.
- STREIF, H. & KÖSTER, R. (1978): Zur Geologie der deutschen Nordseeküste. — The geology of the German North Sea Coast. — Die Küste, **32**: 30—49, 7 Abb.; Heide i. Holst.
- WUNDERLICH, F. (1980): Transgression und Umlagerung im Gebiet des Helgoland-Riffs. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 213—220, 5 Abb.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 15. 2. 1980.

Anlage 1

Mitglieder des Executive Board, internationale Arbeitsgruppe des IGCP Projects No. 61

- A. L. BLOOM (Internationaler Projektleiter)
Department of Geological Sciences
Cornell University
Ithaca, New York, U.S.A.
- H. FAURE
Laboratoire de Géologie du Quaternaire
Centre Universitaire de Marseille-Luminy/Frankreich
- B. P. HAGEMAN
Rijks Geologische Dienst
Haarlem/Niederlande
- P. A. KAPLIN
Geographische Fakultät, Moskau
Staatsuniversität Moskau/UdSSR
- K. SUGUIO
Departamento de Paleontologia e Estratigrafia Instituto de Geociencias,
Universidade de Sao Paulo
Sao Paulo/Brasilien
- M. J. TOOLEY
Department of Geography, The University of Durham
Durham/Großbritannien
- R. VINKEN
Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung
Hannover

Als Ex-officio-Mitglieder zählen ferner:

- L.-K. KÖNIGSSON (Präsident der INQUA Holocene Commission)
Uppsala Universitet, Kvartärgeologiska avdelningen
Uppsala/Schweden und
- D. J. COLQUHOUN (Präsident der INQUA-Shorelines Commission)
Department of Geology, University of South Carolina
Columbia, South Carolina, U.S.A.

Anlage 2

Küstenforscher aus dem Bereich der Bundesrepublik Deutschland, die als offizielle Kontaktpersonen zu bzw. als Mitarbeiter in internationalen Organisationseinheiten tätig sind:

- Prof. Dr. K.-E. BEHRE — mailing list of INQUA-subcommission on Shorelines of Northwestern Europe. — Niedersächsisches Landesinstitut für Marschen- und Wurtenforschung, Viktoriastraße 26/28, D-2940 Wilhelmshaven
- Prof. Dr. H. KLUG — corresponding member der INQUA-subcommission on Shorelines of Northwestern Europe. — Geographisches Institut der Universität Regensburg, Universitätsstraße 31, D-8400 Regensburg
- Prof. Dr. R. KÖSTER — corresponding member der INQUA-subcommission on Shorelines of Northwestern Europe. — Geol.-Paläontologisches Institut der Universität Kiel, Olshausenstraße 40—60, D-2300 Kiel
- Dr. H. STREIF — full member der INQUA-subcommission on Shorelines of Northwestern Europe. — Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51
- Dr. R. VINKEN — Mitglied des Executive Board und nationaler Projektleiter des IGCP Projects No. 61. — Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51.

Eiszeitalter u. Gegenwart	30	153—160	Hannover 1980
---------------------------	----	---------	---------------

Kriterien zu Meeresspiegel- und darauf bezogene Grundwasserabsenkungen

KARL-ERNST BEHRE & HANSJÖRG STREIF *)

Sea level, indicator, submergence, intertidal sedimentation, decomposition peat, soil genesis, marshland, human settlement, Holocene, critical review
North Sea, North West German Lowlands, Netherlands

Kurzfassung: Einleitend werden die zur Beschreibung von Meeresspiegelveränderungen gebräuchlichen Begriffe definiert und die bei der Rekonstruktion früherer Meeresspiegelstände auftretenden Probleme kurz umrissen.

Die im Küstenraum der südlichen Nordsee verwendbaren Seespiegelindikatoren — Torfe, Bodenbildungen, Torfzersetzungshorizonte, Sedimentstrukturen und Siedlungen — sind Hauptgegenstand der Studie. Die Meeresspiegelindikatoren werden im Hinblick auf ihre jeweilige Bedeutung und die abzuleitende Aussagegenauigkeit diskutiert. Ein sicherer Nachweis zeitweiliger Meeresspiegelabsenkungen ist danach in der Regel nur mit mehreren Indikatoren zu erzielen, die synchron und über größere Gebiete gleiche Tendenzen anzeigen.

[Criteria for Lowerings of Sea Level and Related Ground Water Level]

Abstract: The terms usually used for describing sea level changes are defined and the problems are outlined which arise in reconstruction of former sea levels.

The sea level indicators which can be used in the coastal zone of the southern North Sea — peats, soil formations, horizons of peat decomposition, sedimentary structures and human settlements — are the main object of the study. The sea level indicators are discussed in terms of their significance and the deducible accuracy. A reliable demonstration of a temporarily sinking sea level normally can be achieved only by several indicators which synchronously show the same tendencies over rather large areas.

1. Definitionen und Problematik

Bei der Beschreibung von Sedimentfolgen im Küstenraum und ihrer Deutung im Hinblick auf Meeresspiegelverschiebungen finden sich häufig Angaben über temporäre Meeresspiegelabsenkungen, die nicht selten bei der Konstruktion von Anstiegskurven auch quantitativ dargestellt werden. Im Gegensatz zum Nachweis von Meeresspiegel-Anstiegsbewegungen ist der sichere Beweis für ein zeitweises Absinken des Meeresspiegels jedoch erheblich schwieriger. Im folgenden soll versucht werden, die wichtigsten hierzu erforderlichen Kriterien festzulegen und deren Möglichkeiten und Grenzen aufzuzeigen.

Im Zusammenhang mit Meeresspiegelabsenkungen wird der Begriff „Regression“ oft unrichtig verwandt. „Regression“ taucht Ende des 19. Jh. in der Literatur auf und bezeichnet einen „Rückzug des Meeres aus vorher von ihm beherrschten Gebieten“ (MURAWSKI 1972: 172). Der Begriff „Transgression“ wird schon bei SUSS (1875) gebraucht, ist jedoch älter. Er bezeichnet ein „Vorrücken des Meeres in Landgebiete“ (MURAWSKI 1972: 215). Die genannten Begriffe decken sich also mit „negativer (seewärts gerichteter) Strandverschiebung“ bzw. mit „positiver (landwärts gerichteter) Strandverschiebung“. Beide Termini beschreiben horizontal ablaufende Vorgänge, die ihre Ursachen zwar oft in vertikalen Änderungen des Meeresspiegels haben, jedoch nicht immer und a priori von

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. K.-E. Behre, Niedersächsisches Landesinstitut für Marschen- und Wurtenforschung, Viktoriastr. 26/28, D-2940 Wilhelmshaven. — Dr. H. Streif, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51.

diesen abhängen. Zur Charakterisierung der vertikal verlaufenden Vorgänge sind deshalb die Begriffe Meeres- (bzw. Wasser-)spiegelhebung und -senkung zu benutzen.

Mit den Problemen der Definition eines „See-Spiegels“ und mit den Schwierigkeiten eines regionalen Vergleichs von Seespiegeldaten befaßten sich KIDSON & HEYWORTH (1979) eingehend. Die Seespiegelindikatoren behandelten VAN DE PLASSCHE (1977) und ein von der französischen Arbeitsgruppe NIVMER (1979) veranstaltetes Symposium. Dabei standen archäologische und historische, biologische und sedimentologische Seespiegelindikatoren im Vordergrund der Betrachtungen. Ferner spielten Rückschlüsse aus diagenetischen Befunden, Erosionsformen und ozeanographische sowie geophysikalische Methoden eine wesentliche Rolle.

Neben den von SINDOWSKI & STREIF (1974) zusammengestellten Erkenntnissen über epirogenetische, isostatische und halokinetische Bewegungen und Setzungserscheinungen, die im Bereich der deutschen Nordseeküste von Bedeutung sind, müssen neuerdings weitere Faktoren mit in Betracht gezogen werden. Dies sind Verformungen des Geoids in Zeit und Raum (MÖRNER 1976), Küstenmorphologie, Wellenklima und sog. „rare events“ (KIDSON & HEYWORTH 1979). LINKE (1979) befaßte sich eingehend mit der Problematik eines Wechsels sturmflutfreier und sturmflutaktiver Phasen im Verlauf des Holozän und deren Auswirkung auf die Höhenlage von Sedimentationsniveaus. Er gelangt damit zu interessanten Rückschlüssen über den Verlauf der Anstiegskurve für das Mitteltidehochwasser. Offen bleibt jedoch noch, ob das von LINKE entwickelte Konzept zur Erklärung der zyklischen Sedimentabfolgen des Holozän insgesamt herangezogen werden darf.

Da die Nordsee und die Unterläufe der in sie mündenden Flüsse tidebewegte Gewässer sind, kann als Bezugsniveau nur vom mittleren Tidehochwasser (MTHW) ausgegangen werden, denn dessen Höhe ist mit geologischen Methoden relativ am sichersten festzulegen. Damit tritt eine Reihe von Problemen auf, die die Vergleichbarkeit verschiedener Lokalitäten erheblich erschweren können. Schon ein regionaler Vergleich für die gesamte südliche Nordseeküste kann sich nur am mittleren Wasserstand (mittleres Tide-Mittelwasser, MTMW) orientieren, da der Tidenhub an den verschiedenen Küsten z. T. beträchtlich schwankt. Der mittlere Springtidenhub beträgt (DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT 1978: Kt. 6) am Ausgang des Ärmelkanals 6 m, fällt zur Rheinmündung rasch auf ca. 2 m ab und liegt auf der Küstenstrecke bis Texel unter 2 m. Von dort steigt der Tidenhub zum Innern der Deutschen Bucht auf 3,6 m (Pegel Wilhelmshaven), fällt dann bis Sylt wieder auf ca. 2 m und liegt auf der Höhe des Lim-Fjord bei 0,5 m.

Die heute im Küstenlängsverlauf anzutreffenden Tidenhübe dürfen jedoch nicht auf die gesamte Küstenentwicklung seit dem Spätglazial übertragen werden. Durch Veränderung der Küstenkonfiguration (wesentlich sind hier vor allem der Kanaldurchbruch, die Überflutung der Doggerbank und die wechselnden Verbindungen zur Ostsee) und Verschiebungen der Amphidromien sind auch in gleichen Küstenbereichen für verschiedene Zeitabschnitte unterschiedliche Tidenhübe zu erwarten.

Hinzu kommt, daß sich von der Küste landeinwärts beim Übergang vom marinen zum perimarinem Faziesbereich MTHW, MTMW und MTNW (mittleres Tide-Niedrigwasser) verändern, und zwar oft ungleichsinnig. Besonders LOUWE KOOLJMAN (1976) hat auf die verschiedenen Faktoren und deren Auswirkungen hingewiesen. Sie beruhen teilweise auf dem langsamen Gefälleanstieg ins Binnenland, vor allem aber auf dem Stau der Flutwelle, der früher — anders als bei den heute bedeihten und abgedämmten Flüssen — zu einer Kulmination im unmittelbaren Küstensaum führte, hinter dem dann der MTHW-Spiegel und noch stärker der Tidenhub nach binnenwärts sank (vgl. dazu auch BANTEL-MANN 1966: 29). Über Deformationen, die die Tidewellen in den Ästuaren durch die Vertiefung der Fahrwasserrinnen erfahren haben, berichtet HARTEN (1979).

2. Benutzbare Kriterien

Zur Beurteilung fossiler Wasserspiegelstände lassen sich verschiedene Seespiegelindikatoren heranziehen, von denen im folgenden vor allem die Torfe, Bodenbildungen, Torfzersetzungshorizonte, Sedimentstrukturen und Siedlungen behandelt werden sollen.

2.1. Torfe

Im Bereich des Marschrandmoores treten Torfe oft in großer Mächtigkeit auf. Von dort ausgehend schalten sie sich in seewärtiger Richtung häufig als sog. „schwimmende Torfe“ in klastische Sedimente ein. Sie ruhen dabei in „regressiver Überlagerung“ auf brackisch-marinen Ablagerungen und werden von diesen wiederum in „transgressiver Überlagerung“ abgedeckt. Häufig sind solche Torfe als Indikatoren für Meeresspiegelabsenkungen bewertet worden, was nicht in allen Fällen zulässig ist.

Da die natürliche Sukzession der verschieden stark vernästen torfbildenden Pflanzengesellschaften bekannt ist (Röhrichte bis Bruchwald), läßt sich mit Hilfe der Torfanalyse der jeweilige ökologisch wirksame lokale Wasserstand in den betreffenden Profilen abschätzen. Wesentlich ist die Entwicklungsrichtung (vgl. die allogenen und autogenen Serien nach MENKE 1968). Die Entwicklungstendenz wird zwar allgemein durch den Meeresspiegel und das darauf eingestellte Grundwasser gesteuert, wobei sich der mittlere Grundwasserstand auf das Mittelwasser einpendelt. Wo das Grundwasser tidenabhängig schwankt, liegt dessen Obergrenze in der Regel erheblich unter dem MTHW. Insbesondere in küstenfernen Lokalitäten spielen aber lokale Veränderungen der Vorflutverhältnisse oft eine wichtige Rolle und überformen diese Grundtendenzen.

Mit dem Moorwachstum geht immer eine Aufhöhung einher. Es kann daher im Küstenraum sehr wohl auch unter dem Einfluß steigenden Meeresspiegels vor sich gehen, solange die Moor-Wachstumsrate geringfügig größer ist als die zeitlich entsprechende Meeresspiegel-Anstiegsrate. Liegt die Geschwindigkeit eines Grundwasseranstiegs unter der des Torfzuwachses, so zeigt die Torfanalyse einen scheinbar sinkenden Wasserstand an, so wie er auch tatsächlich ökologisch wirkt. Wenn auch Torfe, die über Wattsedimenten angetroffen werden, durchaus auf eine Aussüßung hinweisen, so muß dies nicht immer eine Stagnation oder Absenkung des Wasserstandes bedeuten. In Abhängigkeit von Veränderungen der Küstengestalt kann eine Aussüßung und damit verbunden auch die Torfbildung vor allem in Lagunenbereichen auch bei langsam steigendem Wasserstand erfolgen.

Das wichtigste Kriterium bei der Bewertung von Torfen ist der Wechsel zwischen Nieder- und Hochmoortorf. Diesem Wechsel liegt zumindest eine Stagnation oder eine zeitweilige Grundwasserabsenkung zugrunde, da sich das Wachstum ombrotropher Moore nur oberhalb des (\pm eutrophen) Grundwassers abspielt. Vor allem, wenn der Hochmoortorf über Seggen- und Schilftorfe transgrediert, weist das darauf hin, daß der natürliche Verlandungszyklus abgebrochen wurde, weil der ökologisch wirksame Grundwasserstand sank. In den meisten Fällen setzt Hochmoorwachstum auf Bruchwaldtorf ein. Dann war an der betreffenden Lokalität die Verlandungssukzession abgelaufen. Besonders die großflächige Ausbildung von Bruchwäldern weist darauf hin, daß hier eine autogene Serie mit abnehmender Vernässung vorliegt. Wenn darauf eine ombrogene Torfbildung folgt, so zeigt das, daß in diesen Fällen zumindest in der Initialphase der Hochmoorbildung das Grundwasserniveau sich nicht gehoben hat, sondern stagnierte oder eventuell abgesunken ist. Hat der Hochmoortorf jedoch eine gewisse Höhe erreicht, so kann er einem erneut ansteigenden Grundwasserstand davonwachsen, solange er nicht überflutet wird. Das rezente Beispiel des Sehestedter Außendeichsmoores zeigt, daß sich ein Moor durch Aufspalten in seinem tieferen Teil und durch partielles Aufschwimmen bei extremen Wasserständen einer Überflutung entziehen kann (KÜNNEMANN 1941; BEHRE, MENKE & STREIF

1979). Dünne Schichten von sog. Klappklei in zahlreichen Bohrungen belegen, daß derartige Prozesse auch früher abgelaufen sind.

Entscheidend für den Wechsel Niedermoor-Hochmoor ist ebenso wie bei den allo- und autogenen Serien die jeweils ökologisch wirksame Hydrographie. Diese kann lokal und teils auch regional von der allgemeinen meeresspiegelabhängigen Tendenz abweichen. Brauchbar sind deshalb auch hier nur sicher zeitgleiche Tendenzwenden, die sich über ein größeres Gebiet verfolgen lassen.

Während die Abfolge der Niedermoorgesellschaften bei gleichbleibendem (oder sinkendem) Wasserstand in Richtung der Verlandungsreihe, also zum Bruchwald hin abläuft, kann andererseits bei steigendem Wasserspiegel die Sukzessionsreihe auch wieder zurücklaufen. Linienprofile durch vermoorte Flußniederungen im perimarinem Bereich (z. B. an der Niederweser, GROSSE-BRAUCKMANN 1962, der Eider, MENKE 1968 und der Ems, BEHRE 1970) zeigen manchmal einen mehrfachen Wechsel der Entwicklungsrichtung. Entscheidend für das Problem der Meeresspiegeländerungen ist hier jeweils der Zeitpunkt des großflächigen Tendenzwechsels, der sich datieren läßt, während die Höhenlage wegen der hier meist starken und unterschiedlichen Setzung kaum berücksichtigt werden kann.

Die genannten Befunde lassen sich weiter absichern durch Erkenntnisse über das Setzungsverhalten von Torf. BENNEMA, GEUZE, SMITS & WIGGERS (1954) fanden maximale Setzungsbeträge von 85 bis 90 % in Torf. Selbst wenn man nur eine durchschnittliche Setzung von 50 % annimmt, bedeutet dies, daß eine heute 1 m mächtige Torflage ursprünglich ein Moor war, das am Ende seiner Wachstumsperiode 2 m mächtig gewesen ist. Folglich muß vom Beginn der Torfbildung bis zum neuerlichen Einsetzen klastischer Sedimentation eine Anhebung des lokalen Seespiegels angenommen werden. Erst mit Beginn des transgressiven Überlagerns wird die Torfsetzung durch die wachsende Auflast der klastischen Sedimente beschleunigt. Es ist dabei nicht auszuschließen, daß im Verlauf dieses Anstieges kleinere Oszillationen stattgefunden haben mögen, die jedoch durch das Moorwachstum maskiert werden. Eine signifikante Absenkung des Wasserspiegels ist jedoch nicht zu erwarten, da diese nicht nur eine Verzögerung, sondern auch eine Unterbrechung des Moorwachstums verursacht hätte.

Bei einer zeitlichen Betrachtung wird deutlich, daß die Bildung „schwimmender Torfe“ nicht während des gesamten Holozän stattgefunden hat. In der frühen Phase raschen Meeresspiegelanstiegs zwischen 8500 und 6500 v.h. verlagerten sich die brackisch-marinen Fazieszonen einseitig in landwärtiger Richtung auf immer höher liegende terrestrische Gebiete, wobei rein klastische Sedimentfolgen abgesetzt worden sind. Erst ab 6500 v.h. haben gegenläufige Tendenzen eingesetzt, und es ist unter dem Einfluß des verlangsamten Meeresspiegelanstiegs zur Bildung der in klastische Sedimente eingeschalteten „schwimmenden Torfe“ gekommen.

Hier lassen sich regional gleichlaufende Tendenzen erkennen. Im Küstengebiet von Groningen, Niederlande, wird der älteste „schwimmende Torf“, das sogenannte „Holland I regressive interval“, nach ¹⁴C-Altersbestimmungen zeitlich zwischen 6450 und 6250 v.h. eingestuft (ROELEVELD 1974: Tab. 2). Auch die jüngeren regressiven Intervalle bis etwa 3000 v.h. werden dort jeweils durch Torfe angezeigt. Ab 2600 v.h. — „Holland VI regressive interval“ (ROELEVELD 1974: 105) — haben sich anstelle der Torflagen überwiegend Salzmarschen ausgebildet. Ähnliche Verhältnisse sind in Niedersachsen und Schleswig-Holstein anzutreffen. Dort hat die Entstehung „schwimmender Torfe“ in größerem Umfang ab 5500 v.h. eingesetzt und bis 2600 v.h. andauert (STREIF 1978; BEHRE, MENKE & STREIF 1979; STREIF 1979). Danach haben sie sich nur noch in geringem Umfang bis 1600 v.h. in tiefliegenden Feuchtgebieten gebildet, während auf trockeneren Standorten Bodenbildungsprozesse stattgefunden haben und vorwiegend Dwöge entstanden

sind. Offen bleibt die Ursache für die zurückgehenden Flächenanteile „schwimmender Torfe“ im Küstenholozän ab 2600 v.h.

2.2. Bodenbildungen

Bodenbildung kann weder unterhalb des Grundwasserspiegels noch unterhalb des Mitteltide-Hochwasserspiegels stattfinden. Folglich ist das Auftreten fossiler Böden z. B. von Dwögen über marinen und brackischen Ablagerungen ein Anzeiger sinkenden Wasserspiegels. Im gezeitenfreien Bereich ist dieses Spiegelniveau das Niveau des Grund- oder Oberflächenwassers. Im Gezeitenbereich ist es das Niveau des Mitteltidehochwassers. Unter Gezeitenbedingungen haben die Böden insofern eine beschränktere Aussagekraft für Meeresspiegelschwankungen, als ein abnehmender Tidenhub die gleichen pedogenetischen Prozesse in Gang setzt wie eine Absenkung des mittleren Meeresspiegels.

Gewisse Rückschlüsse über die Dauer der Bodenbildung lassen sich aus dem Grad und der Tiefe der Entkalkung und der Intensität der Oxydation ableiten. Weitere Anzeichen ergeben sich aus dem Gehalt an organischer Substanz im oberen Teil des Bodens und Wurzelgängen, Krümelgefüge sowie Trockenrissen im Unterboden. Diese Strukturen sind nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand am ehesten dazu geeignet, quantitative Abschätzungen über das Absinken des Wasserspiegels zu treffen.

Ein spezieller Typ von Sediment und/oder Bodenbildung sind die Grodenschichten, die am Außenrand der Marschen oberhalb des mittleren Tidehochwasser-Niveaus auftreten. Sie bestehen aus einer typischen Wechsellagerung von siltig-sandigem und tonig-sandig-siltigem Material mit wellig-knöcheligen Schichtgrenzen (VAN STRAATEN 1954; REINECK 1978). Der Absatz von Sedimenten erfolgt hier periodisch wiederkehrend auf bewachsenem Marschland (d. h. über MTHW). Da solche Wasserstände in der Regel bei Sturmfluten erreicht werden, ist für diese Bildungen auch der Ausdruck Sturmflutsedimente gebräuchlich.

Nicht selten liegen die Grodenschichten auf einer Abfolge von Wattsedimenten und können als recht präziser Indikator für die Position des mittleren Hochwassers herangezogen werden. Unter günstigen Bedingungen kann aus dieser Lagebeziehung auch auf eine vorübergehende Absenkung des MTHW geschlossen werden. Klar erkennbar sind Grodenschichten jedoch nur in Sedimentationsgebieten, in denen Sand und Ton vorhanden sind; dann ist eine deutliche Trennung, je nach der Transportkraft des Wassers, möglich. In reinem Ton sind Grodenschichten kaum erkennbar, dann ist es oft schwierig, zu entscheiden, ob die Sedimentation über oder unter MTHW stattfand. Hinweise gibt der höhere Humusanteil bei der Ablagerung über MTHW.

2.3. Torfzersetzungshorizonte

In manchen Niedermoor-Torfprofilen treten mehr oder weniger scharf begrenzte Zersetzungshorizonte auf, die später wieder von Torf überwachsen sind. Auch sie stellen eine Art von Bodenbildung dar, die auf einen zumindest lokal abgesenkten Grundwasserstand zurückzuführen ist. Dabei wird die organische Produktion an der Mooroberfläche reduziert, und gleichzeitig herrscht Oxydation von Torfsubstanz vor. Unter den heutigen klimatischen Bedingungen rechnet man nach EGGELSMANN (1960) in Niedermooren bei Grünlandwirtschaft mit einem oxydativen Torfverzehr von 1,9 bis ca. 3,5 cm/Jahr. Unter natürlichen Bedingungen dürfte der Betrag zwar niedriger sein, aber es gibt gute Gründe, diese Befunde auch auf die Niedermoorortorf-Lagen in den Küstenprofilen zu übertragen.

MENKE (1969) hat sich mit dem Problem der Torfzersetzung im Bereich der schleswig-holsteinischen Westküste befaßt. PREUSS (1979) beschreibt einen solchen Zersetzungshorizont aus dem Bereich der Unterweser und zeigt seine Stellung zu benachbarten Bodenbil-

dungen auf. Der auf 2800 v.h. datierte Zersetzungshorizont in Niedermoortorf wird als Beleg für eine temporäre Meeresspiegelabsenkung gewertet. Insgesamt sind diese Wasserpiegellindikatoren noch sehr wenig genutzt worden. In Zukunft sollte ihrem spezifischen Aussagewert, ihrer räumlichen Verbreitung und ihrer Altersstellung bei Untersuchungen zu Seespiegelschwankungen mehr Aufmerksamkeit gewidmet werden.

2.4. Sedimentstrukturen

Den Versuch, Sedimentstrukturen zur Bestimmung holozäner Meeresspiegelstände heranzuziehen, unternahmen ROEP *et al.* (1975). Sie untersuchten ausgedehnte Aufschlüsse im niederländischen Strandwallsystem. Dort haben sich bei IJmuiden um 2300 v.h. und bei Alkmaar um 3560 v.h. regressive Abfolgen von Strandbarrieren ausgebildet.

Ausgehend von der Höhenlage fossiler Spülsäume, dem höchsten Vorkommen von Wühlstrukturen des marin-litoralen Faziesbereichs und von den am tiefsten gelegenen Anzeichen äolischer Aktivität wurde versucht, die Position des ehemaligen MTHW einzugrenzen. Gleichzeitig wurden Abschätzungen über den früheren Tidenhub getroffen.

Derartig günstige Untersuchungsbedingungen sind selten gegeben. Jedoch konnte HANISCH (1980, in diesem Band) auch an Sedimentkernen, die mit dem Spül-Stechkasten (HANISCH & HUSEMANN 1979) entnommen worden sind, vergleichbare Studien im Bereich von Wangerooge treiben. Dabei haben die Sedimentkerne einen quadratischen Querschnitt von 10 x 10 cm.

2.5. Siedlungen

Prähistorische Siedlungen können ebenfalls ein gutes Kriterium für die Veränderungen des Wasserstandes sein. Dabei muß jedoch nach dem Geländebefund gesichert sein, daß es sich tatsächlich um Dauersiedlungsplätze, z. B. Häuser, handelt und nicht um Reste und Spuren anderer prähistorischer Tätigkeiten, deren Aussagekraft wesentlich geringer ist. Bei den Siedlungen sind grundsätzlich Flachsiedlungen von Wurtsiedlungen zu unterscheiden.

Die Anlage von Flachsiedlungen auf dem nicht erhöhten Marschboden zeigt an, daß die Wohnplätze außerhalb des Sturmflutbereichs gelegen sind. Da die umgebende Marsch meist nur wenig niedriger liegt, weisen Flachsiedlungen in der Regel auf größere sturmflutfreie Marschgebiete hin. Die Flachsiedlungsphase belegt einen Rückgang der Höhe der Sturmfluten, die vorher die Unterlage der Wohngebiete — oft Grodenschichten — geliefert haben. Allerdings kann zwischen dem Beginn der Sturmflutsicherheit und der Errichtung erster Flachsiedlungen eine Zeitlücke bestehen.

Die Wurtsiedlungen gehen oft aus Flachsiedlungen hervor, die wegen erneut einsetzender Sturmflutüberschwemmung künstlich aufgehöhht wurden (vgl. HAARNAGEL, zuletzt 1979). Andere Wurtsiedlungen beginnen sofort mit einer Aufhöhung ohne vorangehende Flachsiedlung. Im Wurtenkörper lassen sich Schichten eines systematischen Auftrags von antransportiertem Bodenmaterial aus der Marsch und Siedlungshorizonte, vielfach durch mächtige Mistschichten repräsentiert, unterscheiden.

Die oft zahlreichen Wohn-Niveaus in den Wurtten, die in der Regel archäologisch sehr genau zu datieren sind, geben die maximale Sturmfluthöhe der betr. Zeit an. Eine feste Relation zum MTHW bzw. zum Mittelwasser gibt es nicht. Bei größeren Wurtengrabungen finden sich jedoch gelegentlich Landungsstege u. ä. an Prielen sowie Brücken, aus deren Höhe auf das MTHW geschlossen werden kann (vgl. BRANDT 1980, in diesem Band).

Weitere Kenntnisse zur Entwicklung der Hydrographie im Umland der Wurtten können (wie auch bei Flachsiedlungen) durch eingehende botanische Mistuntersuchungen gewonnen werden.

Zu beachten ist vor allem bei Wurten auf tonigem Untergrund, daß sie mit jedem Auftrag tiefer einsinken, der Anstieg des Sturmflutspiegels also nicht allein nach der Höhe der Siedlungsschichten bestimmt werden kann. Auch die teilweise mächtigen Mistpackungen unterliegen einer gewissen Setzung.

Insgesamt läßt sich aus Siedlungsnachweisen im Küstenbereich folgendes ableiten: Die Ausdehnung ehemaliger Siedlungsgebiete liefert ebenso wie einzelne Siedlungspunkte gute Anhaltspunkte zu den Veränderungen des Sturmflutspiegels. Generell zeigt die Errichtung von Siedlungen in der Marsch eine Senkung des Sturmflutspiegels an, allerdings manchmal mit zeitlicher oder räumlicher Verzögerung. Andererseits belegen Wurtaufhöhungen (ohne nennenswerte Verzögerung) einen Anstieg des Sturmflutspiegels.

Rückschlüsse auf das MTHW und das MTMW können nur bei günstigen Grabungsbe- funden oder eingehender botanischer Bearbeitung gezogen werden (s. o.).

3. Schlußfolgerung

Die verschiedenen im vorangehenden genannten Kriterien für Wasserstandssenkungen beziehen sich auf unterschiedliche Wasserhöhen: MTHW, Mittelwasser und Sturmflutspiegel, deren Relation zueinander sich zwar meist, aber nicht immer gleichsinnig ändert. Jedes einzelne Kriterium weist zunächst einmal auf die lokalen bzw. ökologisch wirksamen Wasserstandsänderungen. Für den sicheren Nachweis echter Meeresspiegelabsenkungen ist erforderlich, daß verschiedene Kriterien — vor allem Bodenbildungen, Wechsel Niedermoor-/Hochmoortorf und Neubesiedlung der flachen Marsch — entweder gemeinsam oder sich vertretend über größere Gebiete synchron verfolgbar sind. Weitere Unterstützung liefern die Tendenzen von Sedimentation und Moorbildung sowie die Entwicklung der Rinnensysteme.

4. Schriftenverzeichnis

- BANTELMANN, A. (1966): Die Landschaftsentwicklung an der schleswig-holsteinischen Westküste, dargestellt am Beispiel Nordfriesland. — *Die Küste*, **14**, 2: 5—99, 51 Abb.; Heide i. Holst.
- BEHRE, K.-E. (1970): Die Entwicklungsgeschichte der natürlichen Vegetation im Gebiet der unteren Ems und ihre Abhängigkeit von den Bewegungen des Meeresspiegels. — *Probl. Küstenforsch.*, **9**: 13—47, 10 Abb., 6 Taf., 5 Tab.; Hildesheim.
- BEHRE, K.-E., MENKE, B. & STREIF, H. (1979): The Quaternary geological development of the German part of the North Sea. — In: OELE, E., SCHÜTTENHELM, R. T. E. & WIGGERS, A. J. (eds.) *The Quaternary History of the North Sea*. — *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annus Quingentesimum Celebrantis*, **2**: 85—113, 9 Abb.; Uppsala.
- BENNEMA, J., GEUZE, E. C. W. A., SMITS, H. & WIGGERS, A. J. (1954): Soil compaction in relation to Quaternary movements of sea-level and subsidence of the land, especially in the Netherlands. — *Geol. en Mijnb., N. S.*, **16**: 173—178; Delft.
- BRANDT, K. (1980): Die Höhenlage ur- und frühgeschichtlicher Wohnniveaus in nordwestdeutschen Marschgebieten als Höhenmarken ehemaliger Wasserstände. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **30**: 161—170, 2 Abb.; Hannover.
- DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT (1978): Gezeitentafeln für das Jahr 1979, Bd. I, Europäische Gewässer. — 222 S., Abb., 5 Taf., 6 Kt.; Hamburg.
- EGGELSMANN, R. (1960): Über die Höhenänderungen der Mooroberfläche infolge von Sackung und Humusverzehr sowie in Abhängigkeit von Azidität, „Atmung“ und anderen Einflüssen. — *Mitt. Staatl. Moor-Versuchsstation*, **8**: 99—132, 55 Abb., 43 Tab.; Hamburg-Berlin (Parey).
- GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1962): Moorstratigraphische Untersuchungen im Niederwesergebiet (über Moorbildungen am Geestrand und ihre Torfe). — *Veröff. Geobot. Inst. Eidg. Techn. Hochsch., Städt. Rüb. in Zürich*, **37**: 100—119; Bern.
- HAARNAGEL, W. (1979): Die Grabung Feddersen Wierde. Methode, Hausbau, Siedlungs- und Wirtschaftsformen sowie Sozialstruktur. — *Feddersen Wierde* **2**, Textb. X u. 364 S., 55 Abb., Tafelbd., 190 Taf., 31 Beil.; Wiesbaden (Steiner).

- HANISCH, J. (1980): Neue Meeresspiegeldaten aus dem Raum Wangerooze. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **30**: 221—228, 5 Abb.; Hannover.
- & HUSEMANN, H. (1979): Ein Spül-Stechkasten zur Entnahme ungestörter Sandkerne von 1,5 m Länge. — *Senckenbergiana marit.*, **11**, 1/2: 47—57, 2 Abb., 1 Taf.; Frankfurt.
- HARTEN, H. (1979): Ausbaumaßnahmen in Tideästuar der deutschen Nordseeküste und die Auswirkungen auf das Tidageschehen. — *Die Küste*, **34**: 150—158, 8 Abb.; Heide/Holst.
- KIDSON, C. & HEYWORTH, A. (1979): Sea "Level". — *Proc. "1978 Internat. Symp. on coastal evolution in the Quaternary"*: 1—28, 2 Abb., 2 Taf.; Sao Paulo.
- KÜNNEMANN, C. (1941): Das Sehestedter Moor und die Ursachen seiner Zerstörung. Ein Beitrag zur Geologie der Nordseemarsch. — *Probl. Küstenforsch.*, **2**: 37—58, 29 Abb.; Hildesheim.
- LINKE, G. (1979): Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Küstenbereich südlich Cuxhaven — Ein Beitrag zur Diskussion holozäner Fragen. — *Probl. Küstenforsch.*, **13**: 39—83, 18 Abb., 1 Tab.; Hildesheim.
- LOUWE KOOIJMANS, L. P. (1976): Prähistorische Besiedlung im Rhein-Maas-Deltagebiet und die Bestimmung ehemaliger Wasserhöhen. — *Probl. Küstenforsch.*, **11**: 119—143, 11 Abb.; Hildesheim.
- MENKE, B. (1968): Ein Beitrag zur pflanzensoziologischen Auswertung von Pollendiagrammen, zur Kenntnis früherer Pflanzengesellschaften in den Marschenrandgebieten der schleswig-holsteinischen Westküste und zur Anwendung auf die Frage der Küstenentwicklung. — *Mitt. Flor.-soziol. Arbeitsgemeinschaft N.F.*, **13**: 195—224, 3 Abb., 10 Tab.; Todenmann/Rinteln.
- (1969): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen zur holozänen Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **20**: 35—45, 3 Abb., 2 Taf.; Öhringen/Württ.
- MÖRNER, N. A. (1976): Eustasy and geoid changes. — *J. Geol.*, **84**, 2: 123—151, 17 Abb., 1 Tab.; Chicago.
- MURAWSKI, H. (1972): Geologisches Wörterbuch. — 260 S., 65 Abb., 1 Taf.; Stuttgart (Enke).
- NIVMER (1978): Les indicateurs de niveaux marins. — *Océanis*, **5**, Fasc. Hors-Série: 145—360, Abb.; Paris.
- PLASSCHE, O. VAN DE (1977): A manual for sample collection and evaluation of sea level data (draft, unfinished). — 55 S., Abb.; Amsterdam (Inst. Earth Sci., Freie Universität).
- PREUSS, H. (1979): Die holozäne Entwicklung der Nordseeküste im Gebiet der östlichen Wesermarsch. — *Geol. Jb.*, **A 53**: 3—85, 25 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- REINECK, H.-E., Hrsg., (1978): Das Watt — Ablagerungs- und Lebensraum. — 2. Aufl. 185 S., 88 Abb.; Frankfurt (Kramer).
- ROELEVELD, W. (1974): The Groningen coastal area: a study in Holocene geology and low-land physical geography. — *Ber. Rijksdienst Oudheidsk. Bodemonderzoek*, **24**: 7—132, 66 Abb., 28 Tab., 3 Taf., 1 Foto, 2 Kt.
- ROEP, T. B., BEETS, D. J. & RUEGG, G. H. J. (1975): Wavebuilt structures in subrecent beach barriers of the Netherlands. — *Proc. IXth. Internat. Congr. of Sedimentology*, **6**: 141—145, 1 Abb.; Nice.
- SINDOWSKI, K.-H. & STREIF, H. (1974): Die Geschichte der Nordsee am Ende der letzten Eiszeit und im Holozän. — In: WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter: 411—431, 2 Abb., 2 Tab.; Stuttgart (Koehler).
- STRAATEN, L. M. J. U. VAN (1954): Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands. — *Leidse Geol. Mededel.*, **XIX**: 1—110, 11 Taf., 26 Abb., 10 Tab.; Leiden.
- STREIF, H. (1978): Geologie des Untergrundes. — In: REINECK (Herausgeber) *Das Watt*. 2. Aufl.: 19—38, Abb. 12—14, 1 Tab.; Frankfurt a. M. (Kramer).
- (1979): Cyclic formation of coastal deposits and their indications of vertical sea-level changes. — *Oceanis*, **5**, Fasc. Hors-Série: 303—306; Paris.
- SUCESS, E. (1875): Die Entstehung der Alpen. — 168 S.; Wien (Braumüller).

Manuskript eingegangen am 11. 1. 1980.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	30	161—170 2 Abb.	<i>Hannover 1980</i>
----------------------------------	----	-------------------	----------------------

Die Höhenlage ur- und frühgeschichtlicher Wohnniveaus in nordwestdeutschen Marschengebieten als Höhenmarken ehemaliger Wasserstände

KLAUS BRANDT *)

Marshlands, prehistory, early history, habitation, height level, indicator, water level, river, Holocene,
North West German Lowlands (Ems and Elbe River)

Kurzfassung: In Form eines Zeit-Höhen-Diagramms werden die Höhenlagen ur- und frühgeschichtlicher Wohnniveaus in der Marsch zwischen Ems- und Elbemündung dargestellt. Es werden die Faktoren diskutiert, die bewirken, daß die gemessene Höhenlage der Wohnniveaus von der ursprünglichen Höhenlage abweicht. Die Wohnniveaus können als Marken für Höchstwasserstände gelten, und zwar sind die Wohnniveaus nur bestimmter Siedlungsschichten aussagekräftig, vor allem solcher, die einen Neubeginn der Besiedlung in einer Flachsiedlung oder auf einem Wurtauftrag markieren. Das Diagramm spiegelt die drei Siedlungsperioden in der nordwestdeutschen Marsch wider. Die Flachsiedlungen jeweils zu Beginn dieser Siedlungsperioden markieren einen Stillstand im Anstieg des Wasserspiegels. Die Wohnniveaus in gleichaltrigen Marschensiedlungen weichen in ihren Höhenlagen z. T. stark voneinander ab, da das Hochwasser in unbedeichter Marsch unterschiedlich hoch auflief, je nachdem, wie weit die Entfernung zum offenen Meer war.

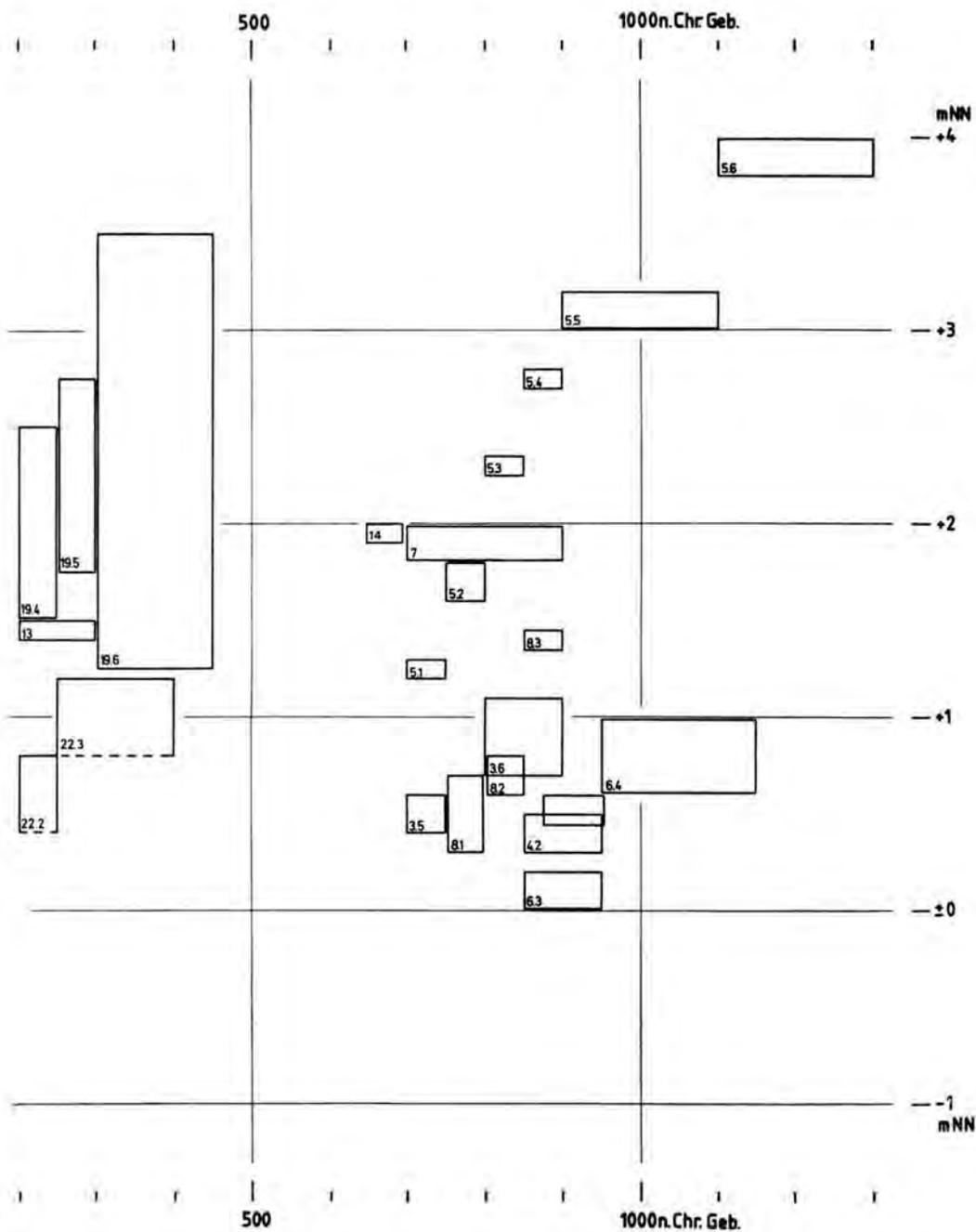
[The Elevation of Prehistoric and Early Historic Habitation in the Marshlands of Northwestern Germany as Height Indicators of Former Water Levels]

Abstract: The elevation of prehistoric and early historic habitation in the marshlands between the estuaries of the Ems and Elbe rivers are presented in a time-altitude graph. Reasons for the difference between the present and original elevations are discussed. Habitation levels may be regarded as index marks of the highest water level, but only those habitation levels, which mark the beginning of a settlement on that marshy ground or on a new layer of a dwelling mound. Three periods of settlement in the marshlands of northwestern Germany are shown by the graph. Settlements on flat ground mark a standstill during Holocene sea-level rise. Habitation levels of the same age often have different elevations, because in the undiked marshlands the tidal range varies according to the distance to the sea.

1. Einführung

In den vergangenen Jahren haben archäologische Grabungen in der nordwestdeutschen Marsch eine große Menge von neuen Beobachtungen geliefert, so daß es sinnvoll erscheint, die Höhenlagen archäologisch datierter Wohnniveaus in den Marschen zwischen Ems- und Elbemündung zusammenzustellen. Vor allem sind es Untersuchungen des Niedersächsischen Landesinstituts für Marsch- und Wurtenforschung, Wilhelmshaven, gewesen, die neues Material geliefert haben. Allen Kollegen und Mitarbeitern am Niedersächsischen Landesinstitut für Marschen- und Wurtenforschung danke ich für ihre vielfältige Hilfe. Von großem Nutzen war insbesondere das unveröffentlichte Manuskript eines Vortrages von W. HAARNAGEL „Die Besiedlung im nordwestdeutschen Küstengebiet in ihrer Abhängigkeit von Meeresspiegelschwankungen und Sturmfluten“ (1978). Die folgende Zusammenstellung ist ein erster Schritt auf dem Wege, die in Grabungen eingemessenen Höhenlagen von Siedlungsspuren auszuwerten im Hinblick auf die Frage der Bewegungen des Meeresspiegels während des Holozän.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. K. Brandt, Niedersächsisches Landesinstitut für Marschen- und Wurtenforschung, Viktoriastraße 26/28, D-2940 Wilhelmshaven.



2. Methodische Bemerkungen zur Darstellung und Auswertung der Höhenlagen ur- und frühgeschichtlicher Wohnniveaus

Die gemessene Höhenlage kann von der ursprünglichen Höhenlage mehr oder weniger stark abweichen. Die Ursachen für solche Unterschiede sind in Setzung, Tektonik und Isostasie zu suchen (SINDOWSKI & STREIF 1974; LOUWE-KOOIJMANS 1976). Die Auswirkungen von tektonischer und isostatischer Senkung sind schwer zu bestimmen. Es wird im Nordseeküstengebiet mit Werten zwischen 1,7 und 5 cm/Jh. gerechnet. Jedoch stellen die genannten Senkungsbeträge Durchschnittswerte für den Zeitraum seit dem Holstein- bzw. Eem-Interglazial dar. Genauere Angaben darüber, wann die Senkung innerhalb des genannten Zeitraumes erfolgte, lassen sich nicht machen, so daß für den hier diskutierten Zeitraum der letzten 3000 Jahre zwar grundsätzlich mit tektonischer und isostatischer Senkung zu rechnen ist, genaue Werte aber nicht zur Verfügung stehen.

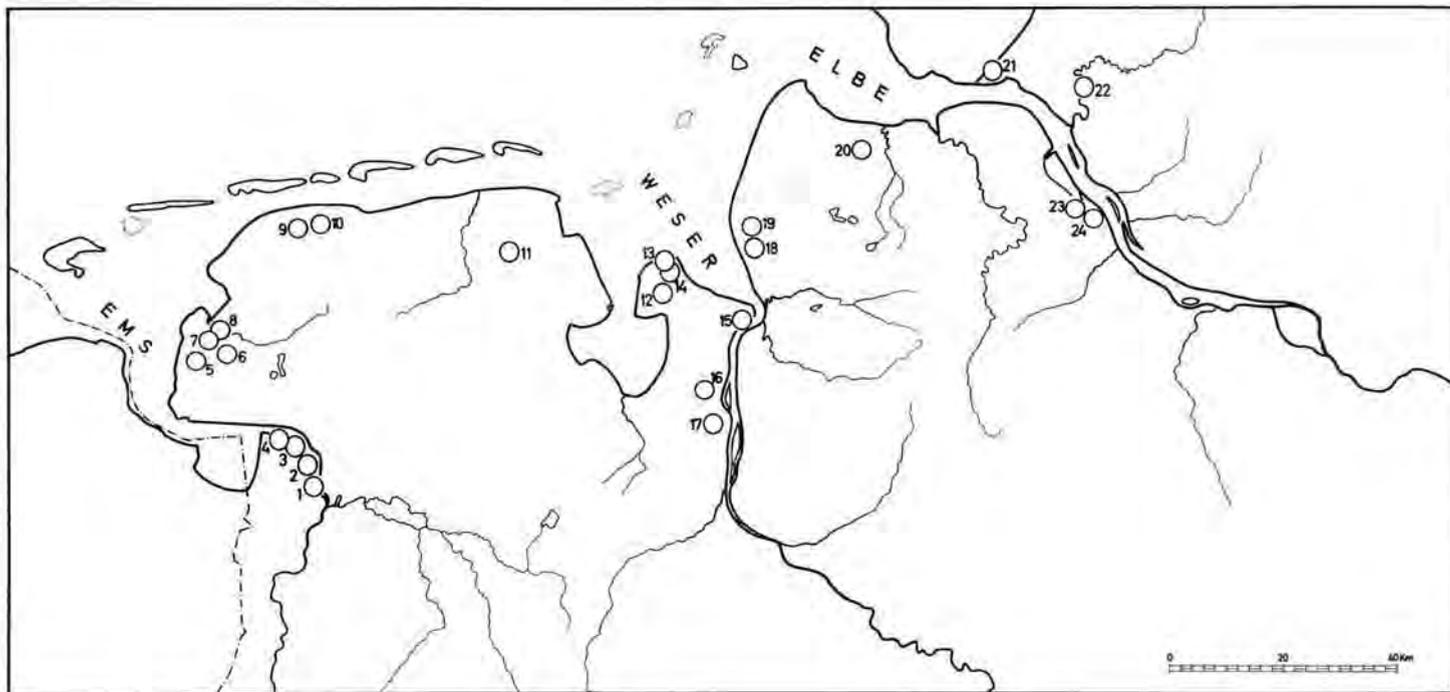
Außer Tektonik können auch Setzungsvorgänge bewirken, daß die gemessene Höhenlage nicht der ursprünglichen entspricht. Im Prinzip unterliegen alle jungen Sedimente der Setzung, vor allem Torfe und in geringerem Maße frischer Klei; bei Sand ist der Setzungsbetrag so unerheblich, daß er vernachlässigt werden kann. Aus diesem Grunde sind alle jene ur- und frühgeschichtlichen Siedlungen nicht berücksichtigt worden, wo im Untergrund mächtigere Torfschichten vorhanden sind. Die im folgenden ausgewerteten Wohnniveaus liegen auf Strand- oder Uferwällen, die aus schluffigen bis sandigen Tonen aufgebaut sind. Da zwischen der Ablagerung dieser Sedimente und ihrer Besiedlung eine gewisse Zeit verstrichen ist, können in der Zeit nach der Besiedlung stärkere Setzungen ausgeschlossen werden.

Es kann hier nicht diskutiert werden, inwieweit im Einzelfall Tektonik und Setzung sich auf die heutige Höhenlage der ur- und frühgeschichtlichen Wohnniveaus ausgewirkt haben. Jedoch zeigen die unterschiedlich hohen Wohnniveaus mittelalterlicher Siedlungen in der Krummhörn (vgl. Abb. 1: Grootshusen (5) und Visquard (7) mit Alt-Damhusen (6.3—6.4) und Middelstewehr (8)), daß dort Sackung und vielleicht auch Tektonik eine Rolle spielen (WILDVANG 1938; STREIF 1971; SINDOWSKI & STREIF 1974).

Die Wohnniveaus innerhalb ur- und frühgeschichtlicher Siedlungen stellen eine klar definierte Höhenlage in Bezug auf die jeweils herrschenden Wasserstände dar. Bei den Höhenangaben der Wohnniveaus wurden nur die Teile einer Siedlung berücksichtigt, in denen Häuser gestanden haben. Die Gohniveaus in den Häusern dürften so hoch gelegen haben, daß sie vor Überflutung sicher waren. Da diese Häuser ganz überwiegend in bäuerlichen Siedlungen lagen, wurden im Hinblick auf die Sicherheit vor Überflutungen überall dieselben Anforderungen an die Höhenlage gestellt. Ausnahmen könnten Siedlungen gebildet haben, wo Bewohner sich aus wirtschaftlichen Gründen in ungünstigeren Lagen ansiedelten, z. B. an Schiffslandeplätzen, wo sich ein guter Zugang zum schiffbaren Gewässer bot und deshalb häufigere Überflutungen als sonst in Kauf genommen wurden.

In der Siedlung Bentumersiel (1.3), einem Warenumsschlagplatz der Zeit um Chr. Geb., könnten diese Gesichtspunkte eine Rolle gespielt haben (BRANDT 1977), so daß sich das tiefegelegene Wohnniveau der Häuser von Bentumersiel dadurch erklären ließe. Bei den Schiffsanlegern der Siedlungen Boomborg (3,4) und Feddersen Wierde (19. 7) ergibt sich die niedrige Lage aus der Funktion der Anlagen.

Bei der Durchsicht der verwertbaren Befunde von größeren Siedlungsgrabungen in der Marsch zeigte sich sehr bald, daß in Wurtsiedlungen gleichaltrige Häuser verschieden hoch lagen. Am aussagekräftigsten ist die Höhenlage des am niedrigsten gelegenen Hauses. Es werden in diesen Fällen aber die Wohnniveaus aller Häuser berücksichtigt. Denn sonst ergäben sich Schwierigkeiten, wenn Befunde aus größeren Grabungen mit denen aus kleineren Grabungen verglichen würden. Bei Suchgräben oder Grabungsflächen geringer Ausdehnung in einer größeren Siedlung ist in der Regel schwer zu entscheiden, ob die auf-



1 Bentumersiel, Jemgumerkloster
 2 Jemgum lu. III, Eppingaweher
 3 Boomborg, Hatzum
 4 Klunderborg, Fuchsgatt
 5 Groothusen
 6 Damhusen, Uttumer Escher

7 Visquard
 8 Middelsteweher
 9 Westdorf
 10 Nesse
 11 Zissenhausen, Förriesdorf
 12 Seeverns

13 Langwarden
 14 Niens
 15 Einswarden
 16 Hahnenknooper Mühle
 17 Golzwarderwurp
 18 Barward, Fallward

19 Feddersen Wierde
 20 Seewurt
 21 Ostermoor
 22 Hodorf
 23 Ritsch
 24 Barnkrug

Abb. 2: Ur- und frühgeschichtliche Siedlungen in der Marsch zwischen Ems- und Elbemündung, in denen die Höhenlage von Wohnniveaus bekannt ist.

gedeckten Häuser im Verhältnis zu anderen gleichaltrigen Häusern hoch oder niedrig lagen.

Kommen in einer ur- und frühgeschichtlichen Siedlung mehrere Siedlungshorizonte übereinander vor, dann sind für die hier anstehenden Fragen nur diejenigen Horizonte von Belang, die einen Neubeginn der Besiedlung markierten, also darüber etwas aussagen, wie hoch ein Gelände liegen mußte, damit es zu besiedeln war. In einer Flachsiedlung ist das die älteste Siedlungsschicht. Die jüngeren Häuser wurden oft dort errichtet, wo vorher bereits auch Gebäude gestanden hatten und das Wohnniveau durch Siedlungsabfall und Abbruchmaterial der Vorgängerbauten etwas angehoben war. Infolgedessen bleibt in diesen Fällen unklar, ob sich in dem höheren Wohnniveau ein Anstieg des Wasserstandes widerspiegelt. Deshalb bleiben die Wohnniveaus der jüngeren Stadien von Flachsiedlungen hier außer Betracht. In Wurtsiedlungen werden nur die Wohnniveaus berücksichtigt, die einer Wurtauftragungsschicht unmittelbar aufliegen. In einem Diagramm (Abb. 1) wurden die Höhenlagen der ur- und frühgeschichtlichen Wohnniveaus eingetragen, so daß die Höhenlage der Wohnniveaus zu m NN (auf der senkrechten Achse) und die Dauer der Besiedlung (auf der waagerechten Achse) ablesbar sind. In einigen Fällen (z. B. 16 oder 2.2) könnte die Darstellung zu der Annahme führen, daß eine Siedlung mehrere Jahrhunderte lang bestand und immer in ein und demselben Niveau gesiedelt wurde. In Wirklichkeit aber bestanden die Siedlungen nicht so lange, es ist aufgrund der vorliegenden Datierungen aber nicht möglich, die Siedlungsdauer genauer einzugrenzen. Bei der Datierung der Siedlungen der älteren Eisenzeit, wurden die neueren Arbeiten zur Chronologie dieser Periode berücksichtigt (vor allem WATERBOLK & BOERSMA 1976 und LÖBERT).

Die Wohnniveaus sind mit Zahlen bezeichnet, und zwar in der Reihenfolge von Westen nach Osten wie die Siedlungsplätze im Küstengebiet sich aneinander reihen, ohne Rücksicht auf das Alter der Siedlung. Um die Karte der Fundplätze (Abb. 2) übersichtlich zu halten, wurden eng benachbarte Siedlungen unter einer Zahl zusammengefaßt und die einzelnen Siedlungsplätze und ihre verschiedenen Wohnniveaus durch eine zweite Zahl gekennzeichnet (vgl. Verzeichnis der Wohnniveaus in ur- und frühgeschichtlichen Siedlungen in der Marsch zwischen Ems- und Elbemündung).

3. Ergebnisse der Auswertung

Das Diagramm zeigt zunächst einmal, daß im Marschengebiet zwischen Ems- und Elbemündung während der vergangenen 3000 Jahre Zeiträume dichter Besiedlung abwechselten mit Zeitabschnitten sehr schwacher Besiedlung, wenn nicht sogar völliger Entsiedlung. Allerdings ist zu berücksichtigen, daß bei weitem nicht alle ur- und frühgeschichtlichen Siedlungen in das Diagramm aufgenommen wurden, sondern nur diejenigen, aus denen genau eingemessene Wohnniveaus bekannt sind. Deshalb kann hier die Frage der Siedlungskontinuität nicht erörtert werden. Doch zeichnen sich auch in dem Diagramm die drei Zeitabschnitte mit dichter Besiedlung deutlich ab, erstens die jüngere Bronzezeit und ältere vorrömische Eisenzeit bis zum 3. Jh. v. Chr. Geb., zweitens der Zeitraum von der Spätlatènezeit bis zur frühen Völkerwanderungszeit (etwa 100 v. Chr. Geb. bis Mitte 5. Jh. n. Chr. Geb.) und drittens die mit dem 7./8. Jh. n. Chr. Geb. einsetzende Siedlungsperiode. Während der ältesten Siedlungsperiode und jeweils zu Beginn der beiden jüngeren Perioden konnte in der Marsch zu ebener Erde gesiedelt werden, waren also die höher aufgelandeten Teile der Marsch vor Überflutungen im großen und ganzen sicher.

Diese Flachsiedlungen markieren Zeiten niedriger Höchstwasserstände; vorausgegangen waren jeweils Zeitabschnitte mit höher auflaufendem Wasser, vor allem höheren Sturmfluten, durch die in den später besiedelten Gebieten Sedimente abgelagert wurden. Die Flachsiedlungen zeigen zwar einen Stillstand im Anstieg des Wasserspiegels an, geben aber nicht den Beginn der Stillstandsphasen an. Vielmehr ist davon auszugehen, daß die

Besiedlung der Marsch erst erfolgte, nachdem sich die frisch sedimentierten Ablagerungen zu wirtschaftlich nutzbarer Marsch entwickelt hatten.

Der Wiederbeginn der Besiedlung in der Zeit um Chr. Geb. vollzog sich in der nordwestdeutschen Marsch durchaus nicht überall gleichzeitig. Die zeitliche Staffelung über einen Zeitraum von etwa zwei Jahrhunderten ist durch die Ergebnisse umfangreicher Grabungen gesichert. Die älteste Gruppe unter diesen Siedlungen bilden die Flachsiedlungshorizonte von Jemgumkloster (1.4), Einswarden (15.1) und Golzwarderwurf (17), die um 100 v. Chr. Geb. besiedelt wurden. Die jüngsten sind die Siedlungen von Ostermoor (21) und Hodorf (22.1). Die ältesten Siedlungen dieser Gruppe liegen im Gebiet westlich der Weser, die jüngsten im Elbegebiet. Daß dies nicht Zufall ist, zeigt ein Blick auf die Marschen der niederländischen Provinzen Groningen und Friesland. Dort gibt es Siedlungen, die vom 6./5. Jh. v. Chr. Geb. durchgehend bis in die ersten Jahrhunderte n. Chr. Geb. bewohnt waren (WATERBOLK & BOERSMA 1976). Es ist zu vermuten, daß die zeitliche Staffelung der Wiederbesiedlung um Chr. Geb. mit einer regionalen und zeitlichen Differenzierung in der natürlichen Entwicklung des nordwestdeutschen Küstengebiets zusammenhängt.

Im Verlauf der zweiten und dritten Siedlungsperiode wurden einige Siedlungen aufgegeben, viele Siedlungsplätze aber wurden zu Wurten aufgehöhht. In den immer stärker angehobenen Wohnniveaus der Wurtsiedlungen dokumentiert sich der erneute Anstieg der Wasserstände nach der Stillstandsphase.

So klar das Diagramm die drei Perioden in der Siedlungsentwicklung des Marschengebietes zwischen Ems- und Elbemündung widerspiegelt, ergibt sich im einzelnen doch ein sehr differenziertes Bild. Zur selben Zeit bewohnte Siedlungen lagen in unterschiedlich hohen Niveaus. Es kommen Höhenunterschiede von über 1 m vor. Es liegt auf der Hand, daß dabei nicht nur Tektonik und Setzung im Spiel sind, sondern daß das Wasser in den einzelnen Teilgebieten der Marsch verschieden hoch auflief. Welche Faktoren dabei mitwirkten, kann nur durch intensive Erforschung begrenzter Siedlungsräume geklärt werden. Die vieljährigen Untersuchungen des Niedersächsischen Landesinstituts für Marschen- und Wurtenforschung, z. B. im Lande Wursten und in der Marsch der unteren Ems, lieferten Befunde von vielen Siedlungsplätzen innerhalb kleiner Siedelräume, und durch geologische und paläobotanische Untersuchungen war es möglich, die natürliche Landschaft in der Umgebung der Siedlungen zu rekonstruieren.

Die Flachsiedlungen der älteren vorrömischen Eisenzeit in der Flußmarsch links der unteren Ems liegen alle auf dem aus schluffigen Tonen aufgebautem Uferwall der Ems (BEHRE 1970; vgl. BRANDT 1972; Abb. 1). Die unterschiedliche Höhenlage der Wohnniveaus dürfte nicht auf Setzung oder Tektonik zurückzuführen sein, sondern auf die Lage der Siedlungen innerhalb der natürlichen Landschaft. Die beiden Siedlungen Hatzumburgstätte (3.3) und Oldendorp-Fuchsgatt (4.1) lagen unmittelbar an der Ems, also in dem Bereich stärkster Sedimentation, wo aber bei Überflutungen auch die höchsten Wasserstände auftraten (LOUWE-KOOIJMANS 1976: 126 f.). Die Wohnniveaus dort liegen heute bei $-0,20/+0,06$ m NN. Tiefere Wohnniveaus fanden sich in der Siedlung Boomborg nahe Hatzum (3.1: $-0,90/-0,40$ m NN), die ca. 500 m vom damaligen Emsufer entfernt auf dem Uferwall eines Prieles angelegt worden war, und in der Siedlung Jemgumkloster (1.1: $-0,86/-0,54$ m NN), die etwa 8 km weiter flussaufwärts an der Ems lag. Bei beiden Siedlungsplätzen dürfte sich die Erscheinung ausgewirkt haben, daß in unbedeichteter Marsch die Gezeiten zum Landesinneren hin abgeschwächt werden. Diese Interpretation wird gestützt durch die Befunde aus den beiden Siedlungen Jemgum I und Jemgum III (2.1, 2.2). Mit Wohnniveaus in der Höhe von $-0,50/-0,30$ m NN liegen sie zwischen den Werten von Hatzum-Burgstätte und Oldendorp-Fuchsgatt einerseits und Boomborg und Jemgumkloster andererseits. Das entspricht ihrer Lage am Ufer eines sehr

breiten Prieles, der bei dem heutigen Ort Jemgum (ca. 6 km flußaufwärts von Hatzum) in die Ems mündete.

Die beiden Phänomene, Stau der Flutwelle nahe der Mündung und Abschwächung der Gezeiten zum Binnenland hin, werden sich auch in anderen Teilen der nordwestdeutschen Marsch in der Weise ausgewirkt haben, daß Siedlungen zur gleichen Zeit in unterschiedlichen Niveaus angelegt wurden.

In zwei frühgeschichtlichen Siedlungen, in Boomborg und Feddersen Wierde, wurden am Ufer eines Prieles Bootslandestege aufgedeckt. Solche Stege waren in etwa auf das Niveau des Mittleren Tidehochwassers eingestellt. Der im Jahre 1969 entdeckte Bootslandesteg in Boomborg (Abb. 2: 3.4), der in die Zeit um Chr. Geb. zu datieren ist, endete am Priel in Höhe von $-0,70/-0,55$ m NN. Wie hoch die gleichzeitig errichteten Häuser lagen, war infolge jüngerer Störungen nicht genau festzustellen, schätzungsweise bei $+0,30/+0,40$ m NN (HAARNAGEL 1969: 92). Der Bootslandesteg der Siedlungsschicht 1 c der Feddersen Wierde (Abb. 2: 19.7), der in der 2. Hälfte des 1. Jh. n. Chr. Geb. gebaut wurde, reichte bis $-0,15$ m NN hinab (HAARNAGEL 1979: 176). Die Wohnniveaus der zugehörigen Häuser lagen bei $+0,50/+1,25$ m NN (Abb. 2: 19.2). Geht man davon aus, daß die Landestege in Höhe des Mittleren Tidehochwassers und die Wohnniveaus knapp über den Sturmflutpegeln lagen, dann ergibt sich für Boomborg ein Höhenunterschied von 90—100 cm und für Feddersen Wierde ein Wert von 65—140 cm. Bei der Interpretation dieser Zahlen ist zu berücksichtigen, daß eine in der Flußmarsch gelegene Siedlung wie Boomborg unter extrem hohen Wasserständen länger zu leiden hatte als die unmittelbar an der Meeresküste gelegene Feddersen Wierde, wo das Wasser schneller wieder abfloß als in der Flußmarsch bei Boomborg (vgl. Abb. 2). Aus den Beobachtungen in Boomborg und Feddersen Wierde läßt sich ableiten, daß um Chr. Geb. und im 1. Jh. n. Chr. Geb. die höchsten Fluten dort nicht mehr als etwa 1 m höher aufliefen als das Mittlere Tidehochwasser.

Abschließend ist festzustellen, daß das Diagramm der ur- und frühgeschichtlichen Wohnniveaus in der Marsch zwischen Ems- und Elbemündung ein sehr differenziertes Bild ergeben hat und neue Fragen aufwirft, die zu beantworten, Aufgabe weiterer Untersuchungen ist.

Verzeichnis der Wohnniveaus in ur- und frühgeschichtlichen Siedlungen in der Marsch zwischen Ems- und Elbemündung

- 1.1 Jemgumkloster, Siedlungsschicht 1 (BRANDT 1972)
- 1.2 Jemgumkloster, Siedlungsschicht 2 (BRANDT 1972)
- 1.3 Bentumersiel, Siedlungsschicht 1 (BRANDT 1977)
- 1.4 Jemgumkloster, Siedlungsschicht 3 (BRANDT 1972)
- 1.5 Jemgumkloster, Siedlungsschicht 4—6 (BRANDT 1972)
- 1.6 Jemgumkloster, Siedlungsschicht 7 (BRANDT 1972)
- 2.1 Jemgum I (HAARNAGEL 1957)
- 2.2 Jemgum III, Siedlungsschicht 1, (Grabungsakten, Nds. Landesinst. f. Marschen- u. Wurtenforschung, Wilhelmshaven)
- 2.3 Eppingaweher (SCHROLLER 1933; ZYLMANN 1933: 114 u. 144 f.)
- 3.1 Boomborg, Siedlungsschicht 1 A (HAARNAGEL 1969)
- 3.2 Boomborg, Siedlungsschicht 5 (HAARNAGEL 1969)
- 3.3 Hatzum-Burgstätte (Ältere Eisenzeit) (Grabungsakten, Nds. Landesinst. f. Marschen- u. Wurtenforschung, Wilhelmshaven)
- 3.4 Boomborg, Siedlungsschicht 6 — Landungssteg (Grabungsakten, Nds. Landesinst. f. Marschen- u. Wurtenforschung, Wilhelmshaven)
- 3.5 Hatzum-Langwurt (BRANDT 1979)
- 3.6 Hatzum-Burgstätte (Mittelalter) (BRANDT 1979)
- 3.7 Alte Boomborg (Grabungsakten, Nds. Landesinst. f. Marschen- u. Wurtenforschung, Wilhelmshaven)
- 4.1 Oldendorp. Vor dem Fuchsgatt (BRANDT & BEHRE 1977)
- 4.2 Klunderborg (Grabungsakten, Nds. Landesinst. f. Marschen- u. Wurtenforschung, Wilhelmshaven)

- 5.1 Groothusen, Siedlungsschicht II }
 5.2 Groothusen, Siedlungsschicht III }
 5.3 Groothusen, Siedlungsschicht IV } (REINHARDT 1965 a: 122—132)
 5.4 Groothusen, Siedlungsschicht V }
 5.5 Groothusen, Siedlungsschicht VI }
 5.6 Groothusen, Siedlungsschicht VII }
 6.1 Uttumer Escher, Siedlungsschicht I }
 6.2 Uttumer Escher, Siedlungsschicht 2 } (REINHARDT 1965 b: 412 f.)
 6.3 Alt-Damhusen, Siedlungsschicht I }
 6.4 Alt-Damhusen, Siedlungsschicht II } (REINHARDT 1965 a: 132 f.)
 7 Visquard (REINHARDT 1965 b: 412 f. u. Grabungsakten, Nds. Landesinst. f. Marschen- u. Wurtenforschung, Wilhelmshaven)
 8.1 Mittelstewehr, Siedlungsschicht I }
 8.2 Mittelstewehr, Siedlungsschicht II } (REINHARDT 1965 a: 134—137)
 8.3 Mittelstewehr, Siedlungsschicht III }
 9 Westdorf (REINHARDT 1965 b: 410—412)
 10 Nesse (REINHARDT 1965 b: 410—412)
 11 Förriesdorf und Zissenhausen (SCHROLLER 1934; SCHÜTTE 1934: 133—136; SCHMID 1965: 35)
 12 Seeverns (SCHÜTTE 1932; RINK 1932)
 13 Langwarden (Grabung 1978, Grabungsakten, Nds. Landesinst. f. Marschen- u. Wurtenforschung, Wilhelmshaven)
 14 Niens (Grabung 1979, Grabungsakten, Nds. Landesinst. f. Marschen- u. Wurtenforschung, Wilhelmshaven)
 15.1 Einswarden, Flachsiedlung }
 15.2 Einswarden, I. Wurttauftragung } (SCHMID 1957: 50—53)
 16 Rodenkirchen, Hahnenknooper Mühle (HAYEN 1972; Grabungsakten, Nds. Landesinst. f. Marschen- u. Wurtenforschung, Wilhelmshaven)
 17 Golzwarderwarp (SCHÜTTE & RINK 1935; SCHMID 1957: 72)
 18.1 Barward, Siedlungsschicht I (GENRICH 1941; SCHMID 1957: 53 f.; 1965: 31)
 18.2 Fallward, Siedlungsschicht I (STRÜTZ & WALLER 1935; SCHMID 1957: 54 f.; 1965: 31)
 19.1 Feddersen Wierde, Siedlungshorizont 1 a }
 19.2 Feddersen Wierde, Siedlungshorizont 1 c }
 19.3 Feddersen Wierde, Siedlungshorizont 2 }
 19.4 Feddersen Wierde, Siedlungshorizont 5 } (HAARNAGEL 1979)
 19.5 Feddersen Wierde, Siedlungshorizont 6 }
 19.6 Feddersen Wierde, Siedlungshorizont 7+8 }
 19.7 Feddersen Wierde, Landungssteg im Siedlungshorizont 1 c }
 20.1 Lüdingworth, Seewurt Osterende (Grabungsakten, Nds. Landesinst. f. Marschen- u. Wurtenforschung, Wilhelmshaven)
 20.2 Lüdingworth, Seewurt Wetcke (WALLER 1934)
 21 Ostermoor (BANTELMANN 1960)
 22.1 Hodorf, Siedlungsschicht I }
 22.2 Hodorf, Siedlungsschicht Ia } (HAARNAGEL 1937a; SCHMID 1965: 25 ff.)
 22.3 Hodorf, Siedlungsschicht IIa/III }
 23 Ritsch (HAARNAGEL 1940: 92—95; SCHMID 1965: 28 f.)
 24 Barnkrug (HAARNAGEL 1937 b; 1940: 92—95; SCHMID 1965: 29—31)

Schriftenverzeichnis

- ASMUS, W.-D. (1949): Neuere Ausgrabungen in der eisenzeitlichen Dorfsiedlung auf der Barward bei Dingen, Kr. Wesermünde. — *Hammaburg*, **2**: 116—130; Hamburg.
- BANTELMANN, A. (1960): Die kaiserzeitliche Marschensiedlung von Ostermoor bei Brunsbüttelkoog. — *Offa*, **16**, 1957/58: 53—79; Neumünster.
- BEHRE, K.-E. (1970): Die Entwicklungsgeschichte der natürlichen Vegetation im Gebiet der unteren Ems und ihre Abhängigkeit von den Bewegungen des Meeresspiegels. — *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet*, **9**: 13—47; Hildesheim.
- BRANDT, K. (1972) Untersuchungen zur kaiserzeitlichen Besiedlung bei Jemgumkloster und Bentumersiel (Gem. Holtgaste, Kreis Leer) im Jahre 1970. — *Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen*, **7**: 145—163; Hildesheim.
- (1977): Die Ergebnisse der Grabung in der Marschsiedlung Bentumersiel/Unterems in den Jahren 1971—1973. — *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet*, **12**: 1—31; Hildesheim.

- (1979): Siedlung und Wirtschaft in der Emsmarsch während des frühen und hohen Mittelalters — Historisch-archäologische Untersuchungen. — Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **13**: 155—185; Hildesheim.
- & BEHRE, K.-E. (1977): Eine Siedlung der älteren vorrömischen Eisenzeit bei Oldendorf (Unterems) mit Aussagen zu Umwelt, Ackerbau und Sedimentationsgeschehen. — Nachrichten aus Niedersachsens Urgeschichte, **45**: 447—458; Hildesheim.
- GENRICH, A. (1941): Bericht über die Untersuchungen auf der Barward (Gemarkung Imsum, Krs. Wesermünde) — Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **2**: 157—170; Hildesheim.
- HAARNAGEL, W. (1937 a): Die frühgeschichtlichen Siedlungen in der schleswig-holsteinischen Elb- und Störmarsch, insbesondere die Siedlung Hodorf. — *Offa*, **2**: 31—78, 9 Taf.; Neumünster.
- (1937 b): Bericht von der Grabung in Barnkrug. — *Die Kunde*, **5**, 5: 91—96; Hannover.
- (1940): Die Marschsiedlungen in Schleswig-Holstein und im linkselbischen Küstengebiet. — Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **1**: 87—98; Hildesheim.
- (1957): Die spätbronze-, früheisenzeitliche Gehöftsiedlung Jemgum b. Leer auf dem linken Ufer der Ems. — *Die Kunde*, N.F., **8**, 1—2: 1—44; Hannover.
- (1969): Die Ergebnisse der Grabung auf der ältereisenzeitlichen Siedlung Boomborg/Hatzum, Kreis Leer, in den Jahren 1965 bis 1967. — Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen, **4**, 58—97; Hildesheim.
- (1979): Die Grabung Feddersen Wierde. Methode, Hausbau, Siedlungs- und Wirtschaftsformen sowie Sozialstruktur. — Feddersen Wierde II, 2 Bde.; Wiesbaden.
- HAYEN, H. (1972): Siedlung der späten Bronzezeit und frühen Eisenzeit in der Marsch bei Rodenkirchen, Kr. Wesermarsch. — Nachrichten aus Niedersachsens Urgeschichte, **41**: 261 f.; Hildesheim.
- LOUWE-KOOIJMANS, L. P. (1976): Prähistorische Besiedlung im Rhein-Maas-Deltagebiet und die Bestimmung ehemaliger Wasserhöhen. — Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **11**: 119—143; Hildesheim.
- LÖBERT, H. W.: Die eisenzeitliche Keramik von Hatzum/Boomborg. — Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **14**; Hildesheim (im Druck).
- REINHARDT, W. (1965 a): Studien zur Entwicklung des ländlichen Siedlungsgebildes in den Seemarschen der ostfriesischen Westküste. — Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **8**: 73—148; Hildesheim.
- (1965 b): Wurtengrabungen in Ostfriesland. — *Germania*, **43**: 410—413; Berlin.
- RINK, O. (1932): Untersuchungen an der Wurt bei Seevers in Butjadingen. — Unveröff. Mskr. Nds. Landesinst. f. Marschen- u. Wurtenforschung, Wilhelmshaven.
- SCHMID, P. (1957): Die vorrömische Eisenzeit im nordwestdeutschen Küstengebiet. — Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **6**: 49—120; Hildesheim.
- (1965): Die Keramik des 1. bis 3. Jahrhunderts n. Chr. im Küstengebiet der südlichen Nordsee, **8**: 9—46, 25 Taf.; Hildesheim.
- SCHROLLER, H. (1933): Eine Siedlungsgrabung bei Eppingaweher, Gemeinde Midlum, Kr. Leer. — *Die Kunde*, Nr. **1**, 3/4: 9—10; Hannover.
- (1934): Die Marschenbesiedlung des Jever- und Harlingerlandes. Ein Beitrag zur Küstensenkungsfrage. — *Oldenburger Jahrbuch*, **37/1933**: 160—187; Oldenburg.
- SCHÜTTE, H. (1932): Geologische Auswertung der Wurtuntersuchung in Seevers. — Unveröff. Mskr. Nds. Landesinst. f. Marschen- u. Wurtenforschung, Wilhelmshaven.
- (1934): Der geologische Aufbau des Jever- und Harlingerlandes und die erste Marschbesiedlung. — *Oldenburger Jahrbuch*, **37/1933**: 121—159; Oldenburg.
- & RINK, O. (1935): Warften über einer Flachsiedlung in Golzwarderwarp. — *Oldenburger Jahrbuch*, **38/1934**: 141—179; Oldenburg.
- SINDOWSKI, K.-H. & STREIF, H. (1974): Die Geschichte der Nordsee am Ende der letzten Eiszeit und im Holozän. — In: WOLDSTEDT, P./DUPHORN, K.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 3. Aufl., 411—431; Stuttgart.
- STREIF, H. (1971): Stratigraphie und Faziesentwicklung im Küstengebiet von Woltzeten in Ostfriesland. — Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, **119**, 59 S.; Hannover.
- STÜRTZ, E. & WALLER, K. (1935): Die Fallward. Ergebnisse einer Ausgrabung auf einer Wurt im Lande Wursten. — *Mannus*, **27**: 223—238; Leipzig.
- WALLER, K. (1934): Eine Wurtuntersuchung im Lande Hadeln. — *Jb. Männer vom Morgenstern*, **26**: 97—110; Bremerhaven.
- WATERBOLK, H. T. & BOERSMA, J. W. (1976): Bewoning in voor- en vroeghistorische tijd. — In: FORMSMA, W. J. et al.: *Historie van Groningen. Stad en Land*: 11—74; Groningen.
- WILDVANG, D. (1938): Die Geologie Ostfrieslands. — *Abhandlungen des Preußischen Geologischen Landesamtes*, N.F., H. **181**, 211 S.; Berlin.
- ZYLMANN, P. (1933): Ostfriesische Urgeschichte. — *Darstellungen aus Niedersachsens Urgeschichte*, **2**: 187 S.; Hildesheim/Leipzig.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	30	171—181 8 fig.	<i>Hannover 1980</i>
----------------------------------	----	-------------------	----------------------

Compaction and Other Sources of Error in Obtaining Sea-Level Data: Some Results and Consequences

ORSON VAN DE PLASSCHE *)

C-14-dating, sea level, data processing, peat, compaction, contamination, section, Pleistocene North Sea, Netherlands (Hillegersberg, Rijkswegdonk)

Abstract: This paper describes observations and results of radiocarbon assays relating to the effect of several sources of error on the time/depth position of data-points. It is shown (a.o.), that the comparability of compaction-free, time/depth data-points from the base of peat beds, representing the onset of peat growth at different levels, can be negatively influenced by compaction of the sampled peat, root contamination, and contamination by older material.

[Kompaktion und andere Fehlerquellen bei der Gewinnung von Seespiegeldaten: einige Ergebnisse und Folgerungen]

Kurzfassung: Diese Arbeit beschreibt Beobachtungen und Ergebnisse zu Radiocarbon-Altersbestimmungen, die mit der Auswirkung verschiedener Fehlerquellen auf die Zeit/Tiefenposition von Datenpunkten zusammenhängen. Es wird (u.a.) gezeigt, daß die Vergleichbarkeit setzungsfreier Zeit/Tiefen-Datenpunkte von der Unterfläche von Torflagen, die das Einsetzen von Moorwachstum in verschiedenen Höhenlagen anzeigen, durch Setzung des beprobten Torfes, durch Wurzelkontamination und durch Kontamination mit älterem Material negativ beeinflusst werden kann.

1. Introduction

As a contribution to Project 61 of the I.G.C.P., a large number of new time/depth data-points have been obtained from the mid-western Dutch coastal plain. Of the total of 85 samples, all but one from peat beds, 40 derive from 2 early-holocene river dunes (so-called donken) near Rotterdam: the donk of Hillegersberg and the Rijkswegdonk; 19 from the base of the Lower Peat on the Mid-Netherlands Plateau between Utrecht and The Hague; and 26, including 1 sample of bivalved shells, from the coastal barrier area between The Hague and the former estuary of the Older Rhine (VAN DE PLASSCHE 1979 b). The position of the sampling areas is indicated in figure 1.

The ultimate aim of the investigation has been to establish a representative relative sea-level curve for the (mid-)western Netherlands. In order to refine and/or to provide an explanation for differences between and with existing sea-level graphs (BENNEMA 1954; VAN STRAATEN 1954; JELGERSMA 1961, 1966; LOUWE KOOIJMANS 1974, 1976; ROELEVELD 1974) much attention has been paid to the accuracy and reliability of the data; either by avoiding or reducing as much as possible the effect of several sources of error, or, in certain cases, by codating suspected or contaminated samples to obtain an idea of the order of magnitude of the error involved. Some of the observations and results made and obtained in this respect are the subject of this paper.

*) Address of the author: Drs. O. van de Plassche, Instituut voor Aardwetenschappen, Vrije Universiteit, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, Netherlands.

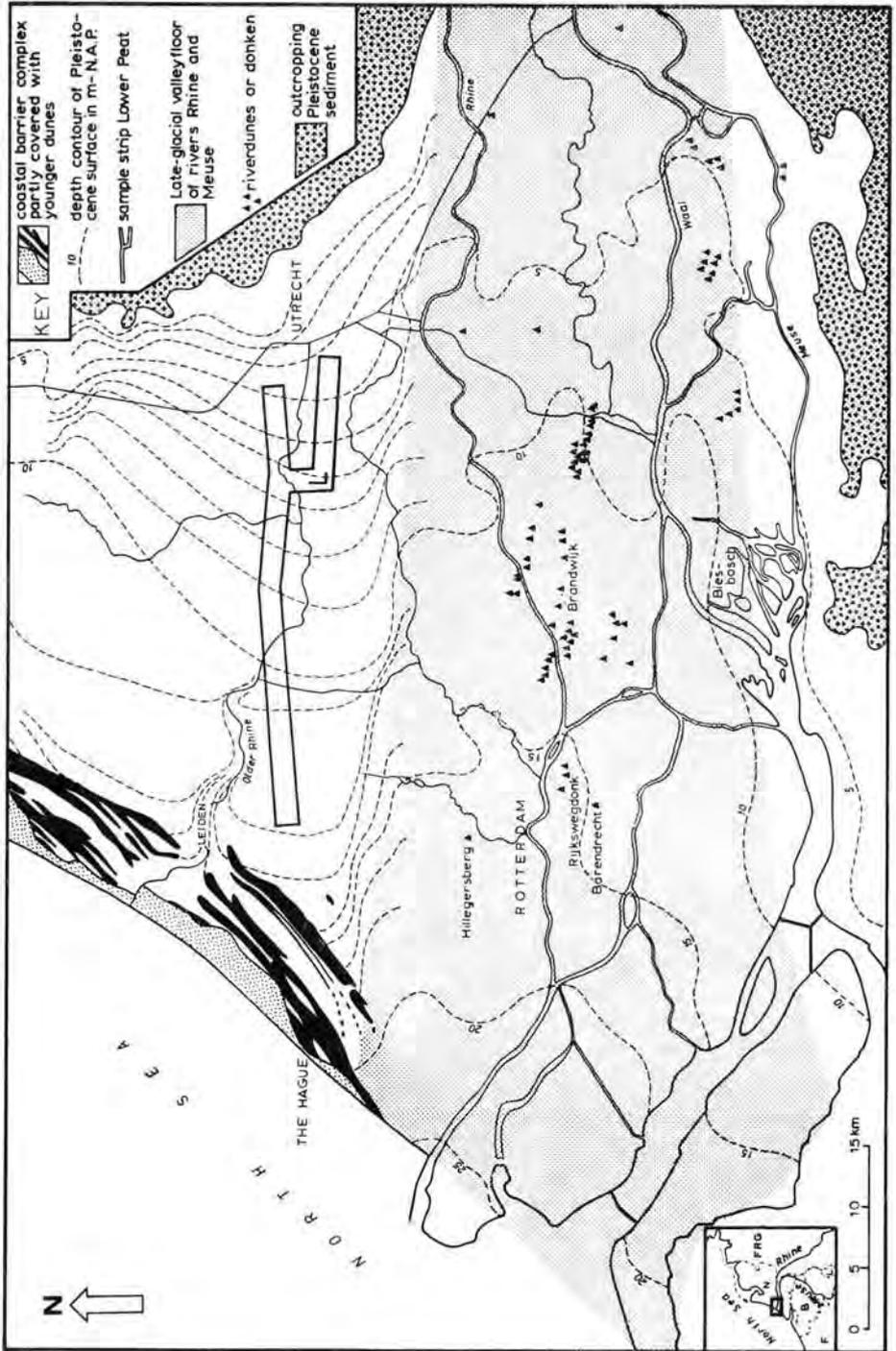


Fig. 1: Map showing the position of the sampling areas mentioned in the text, in relation to their general geological/geomorphological context. [Based on maps from HAGEMAN (1969), JELGERSMA et al. (1970), PONS & BENNEMA (1958), and VERBRAECK (1974)].

2. Sources of error

Of the many possible causes for obtaining an inaccurate or unreliable value for the altitude and, in particular, for the age of a sample, only the following will be discussed:

1. Diachronous boundaries
2. Compaction of the sampled peat
3. Root contamination
4. Contamination by older material
5. Compaction of underlying deposits

2.1. Diachronous boundaries

In sea-level studies it is not uncommon to make use of radiocarbon dates, which originally have been obtained for stratigraphical purposes only. For instance, the age of a sample from the base of a peat bed that has been lowered by compaction of underlying deposits, can be connected to the altitude of the bed where it is found to rest on non — or much less compactable sediments. Inherent in this procedure is the assumption that the base of the peat bed is isochronous. As is indicated below, this assumption, if not supported by evidence, may lead to considerable errors.

For example: peat growth following a period of sediment deposition can begin (much) later on relatively high and well aerated features such as natural levees when compared to nearby backswamps; when the deposition of a clay bed around a donk is followed by a temporary lowering of the (local) water level, peat formation is most likely to begin at some distance from the dune where compaction of the (thicker) underlying deposits can be expected to reach the highest values. Accumulation of peat on the dune slope does not occur until the water level has risen again. This sequence of events has been depicted schematically in figure 2. A final example may be given. The base of an oligotrophic peat layer, embedded in a body of eu-/mesotrophic peat (fig. 3), has been dated 4400 ± 60 BP

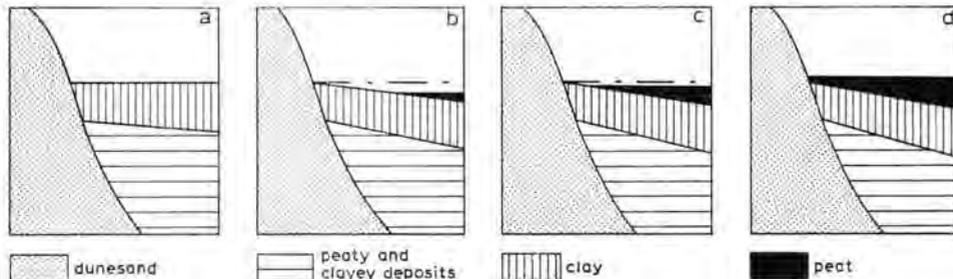


Fig. 2: Schematic representation of events resulting in a diachronic lower boundary of a peat layer (for explanation see text).

(GrN 8924). It reaches the donk surface at an extrapolated height of -1.8 ± 0.1 m NAP (Dutch Ordnance Datum). A sample from the underlying *Phragmites-Carex* peat, taken at the peat/dunesand interface at a depth of -3.10 m NAP, gave an age of 4390 ± 50 BP (GrN 7832). These datings prove the base of the oligotrophic peat to be diachronous. The error for the altitude of the time/depth data-point, had the age of 4400 BP been coupled to the value of -1.8 ± 0.1 m NAP, would have been 1.3 ± 0.1 m (too high), and would also have led to an erroneous computation of the lowering of the base of the oligotrophic peat bed, and from it the degree of compaction of the underlying column of peat and clay.

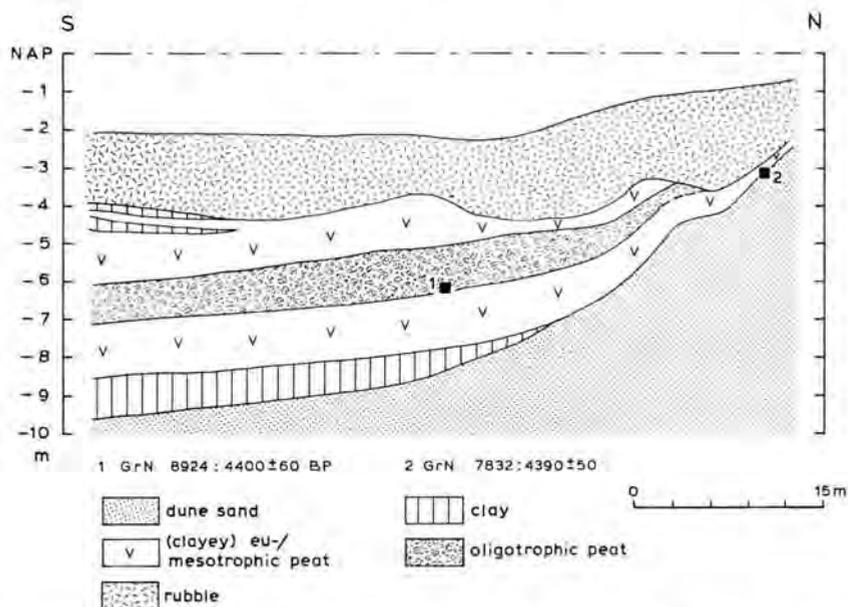


Fig. 3: Section perpendicular to the southern slope of the donk of Hillegersberg, showing the diachronous character of the lower boundary of the oligotrophic peat layer.

The simultaneous growth of eu-/mesotrophic vegetation at and close to the donk, and of a surrounding girdle of oligotrophic plants (*Ericaceae*, *Eriophorum* sp.), will have to be taken into consideration when evaluating the height relationship of the level of peat growth (i.e. the ground-water level) at the donk to the water level in the wider surrounding. The oligotrophic vegetation, when in an advanced state of development, will have formed a slightly raised dome, and in between the dune and this low cushion the ground-water level may well have been raised a little relative to the water level outside the oligotrophic peat body.

2.2. Compaction of peat, sample position and thickness

The peat on the donk of Hillegersberg and below a depth of ca 8 m below surface on the Rijkswegdonk, has been subject to considerable compaction due to the weight of the overlying deposits and artificial drainage of the surroundings. This is apparent from the dry and compact nature of the peat and the difficulty of penetrating it with a pointed open tube borer.

In order to determine the rejuvenating effect of compaction on the age of a sample in relation to its thickness, a sample pair from the base of the peat (see core 1 in fig. 4) has been dated. From the very insignificant age difference between sample 1.1 and 1.2 it is concluded that the age-reducing effect of about 88% compaction (see below) on the age of a sample 1.1+1.2 would have been entirely negligible. The explanation for this, rather surprising, result is not to be found in a misdating of one of the two peat samples, but, as will be argued below, in the high rate of peat accumulation that occurred at the time/depth interval concerned.

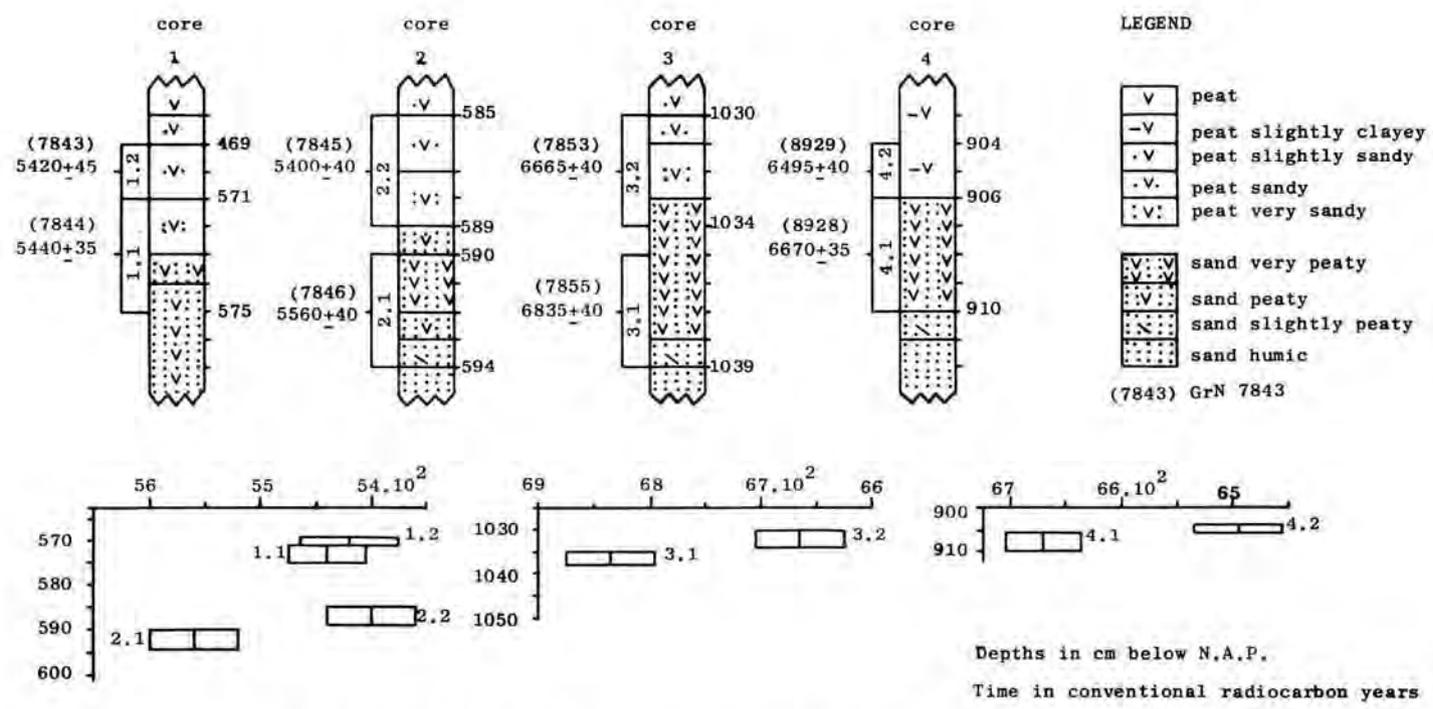


Fig. 4: Time/depth plot of sample pairs from cores taken at the donk of Hillegersberg (cores 1, 2, and 3) and at the Rijkswegdonk (core 4).

In 3 cores from the donken (no. 2, 3, and 4 in fig. 4) the transition from the peat, via (very) sandy peat and (very) peaty sand, to sand, was too gradual to ignore the possibility that the very peaty sand in fact represented the event we wished to date, namely the onset of peat growth on the original dune slope at that spot. In view of the high degree of compaction of the peat, the very peaty sand may originally have been very sandy peat, in which case one would sample too high if the boundary between the very peaty sand and the very sandy peat in the core is taken to represent the former dune surface. While this would not seriously effect the altitude of the data-point, it might have a noticeable influence on the age of it. In each of these three cases, therefore, two samples, immediately above each other (or very nearly so), have been radiometrically dated. The results of the age determinations are given in figure 4.

The age differences for the sample pairs of core 2, 3, and 4 are 160, 170, and 175 radiocarbon years respectively. Although these age differences are not significant at the 99.7% confidence level, the remarkable internal consistency, together with the low 1-sigma values for the very peaty sand samples (indicating high carbon content), suggest the age difference between the samples of each pair to be quite meaningful. Thus, in case of a high degree of compaction and a transitional peat-sand boundary, the effect of the compaction should be fully taken into account when determining the vertical position of the sample and the width of the sample interval. In case of doubt, it is advisable to have a pair of samples dated.

Combining the dating results of core 1 and core 2, which have been taken only 1 m apart, the following reconstruction can be made. Given the same age for the samples 2.2 and 1.2, and assuming a (sub-)horizontal surface of the peat around the donk of Hillegersberg at that time, the present ("compacted") time/depth position of the samples (see fig. 5) can be explained by a reduction of the peat to about 1/8th of its original thickness (ca 88% compaction). In figure 5 this value has been applied in reconstructing the original altitude of the top of the samples. A curve connecting the four time/depth boxes

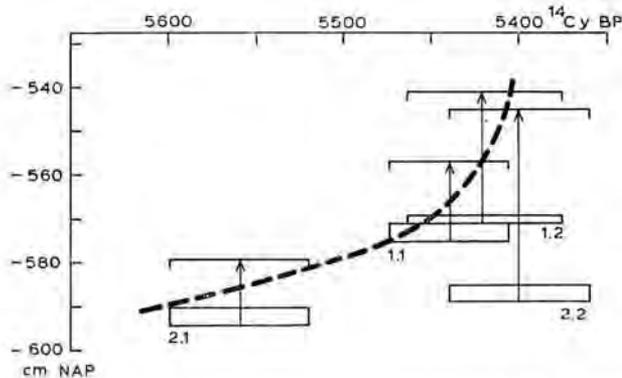


Fig. 5: Time/depth graph showing a distinct increase in the rate of the water level rise (at Hillegersberg). The increase represents the beginning of a Calais II-B transgression sub-phase.

shows that between 5475 and 5400 BP the water level rose much faster than in the period between 5600 and 5475 BP. This sudden increase in the rate of the water level rise represents the onset of a Calais II-B transgression sub-phase. The rapid rise in water level has been accompanied by a high rate of peat accumulation, and this explains why, despite the high degree of compaction (possible because of the high pore space and water

content), the age difference between sample 1.1 and 1.2 is so small. While it is evident that in the case of a highly compacted, but rapidly accumulated peat the width of the sample interval has little effect on the age, it does have a relatively strong effect on the height range of the data-point.

2.3. Root contamination

In following the fractionation experiment by SREIF (1971), all Hillegersberg samples have been carefully separated into a root- and a restfraction with the help of a binocular microscope. As it proved to be very time-consuming to remove all recognizable rootlets, it was decided to subject most of the other samples to a slightly less rigorous pretreatment. From these, without using the binocular microscope, loose bits of wood, all or all larger woody roots and rootlets, *Phragmites* rhizomes, and (sub-)vertically positioned roots and stems have been removed. The importance of this micro- or macroscopic pretreatment, particularly when dealing with slowly accumulated peat, has been stressed by the author (VAN DE PLASSCHE 1979a), and is well illustrated in the following example.

Most of the samples in the coastal barrier sampling area have been collected close to the former estuary of the Older Rhine (i.e. in the northern part of the beach-plains), as there the levels of sedimentation and peat growth will have been most directly determined by the water levels in the estuary itself. To examine the effect of the factor distance to estuary on the level of peat formation in a beach-plain, samples have been collected along the slope of a dune ridge 5 km to the south-west of the northern tip of the easternmost beachplain (fig. 6 a, b). The uppermost sample, the position of which is indicated in figure 6 b, appeared to be heavily penetrated by roots from the overlying few decimeters of humified peat. All roots and rootlets, recognizable under the binocular microscope, have been removed from the sample. No living rootlets were observed. In order to determine the rejuvenating effect of this root contamination, a second sample, taken at the same depth and 10 cm to the side of the other sample, has been dated without having been pretreated manually. A check on the presence of living rootlets also was negative. The results of the datings are presented in figure 6 c, together with an estimate (based on data to be published) of the level of peat growth at around 3850 and 3350 BP in the northern tip of the beach-plain. From the time/depth position of the data-points it is apparent that, at least between 3900 and 3800 BP, the surface of the peat in the beach-plain must have possessed a gentle slope towards the estuary. This phenomenon, which can be explained as the result of a hampered drainage in the central parts of the beach-plain (friction caused by the peat), would have been left unnoticed had the sample (GrN 8865) not been carefully cleared from all recognizable roots and rootlets.

A similar slope of the surface of the peat will have existed towards the estuary of the rivers Rhine and Meuse in the south. On the (inferred) drainage divide of the beach-plain peat, about 2 km south-west of the sampling site (fig. 6 a), remains of *Sphagnum* and *Eriophorum* have been encountered in the upper part of the peat. This agrees with the decrease in nutrient supply to be expected there.

2.4. Contamination by older material

In quite a number of borings the Lower Peat appeared to be separated from the (podzolised) sand below by a thin layer (1—4 cm) of black, greasy-like, organic material. As the origin of this material predates the onset of continuous peat accumulation — it has probably been formed in an environment of alternating wet and dry conditions — it would be interesting to know the age difference between a sample of this black, structureless, organic deposit and a sample from the base of the overlying peat.

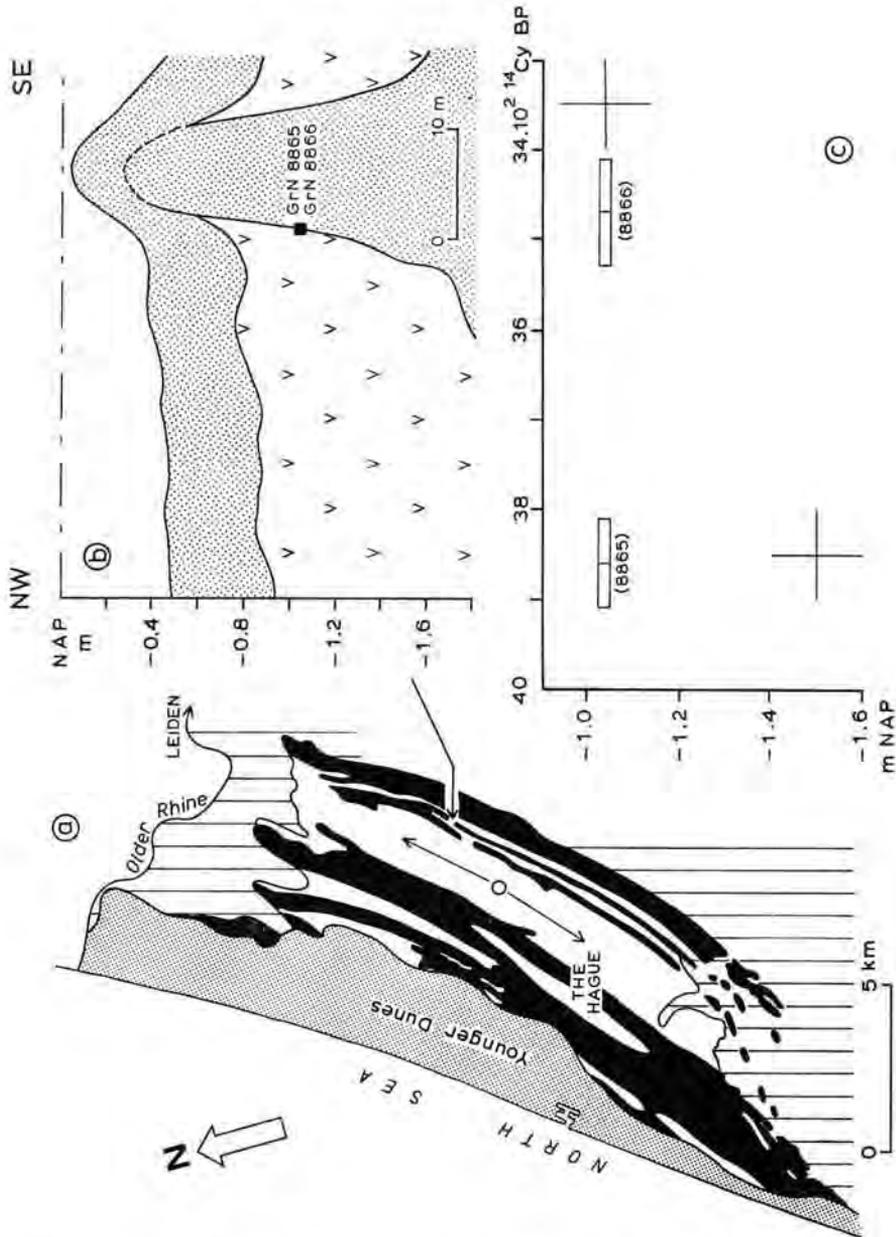


Fig. 6: 6a: Geological map of the coastal barrier complex immediately north and south of The Hague; black: coastal barriers covered by Older Dunes; white: beach-plain peat; vertical hatching: clay of Dunkirk deposits (after JELGERSMA et al. 1970), O: Locality where remains of oligotrophic plants have been encountered in the upper part of the peat; arrows: indicate the direction of the palaeo slope of the beach-plain peat surface.

6b and 6c: Position and time/depth plot of a sample pair of beach-plain peat (fractionized versus non-fractionized). Crosses in the time/depth diagram represent estimated levels of peat growth in the northern tip of the easternmost beach-plain.

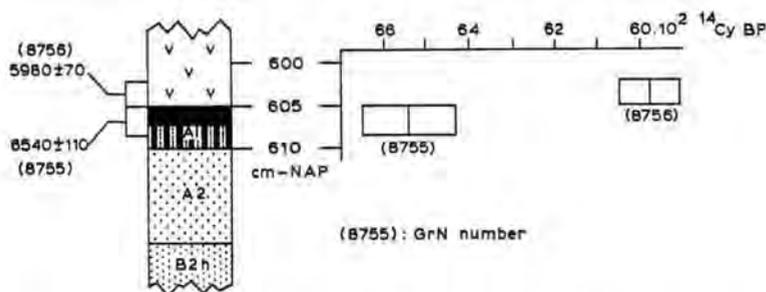


Fig. 7: Time/depth plot of a sample pair, taken in the vicinity of Linschoten, from the base of the Lower Peat and a thin layer of black, structureless, organic material, separating the Lower Peat from the podzolised sand below.

Figure 7 shows the position of such a sample pair in a core from the vicinity of Linschoten (for location see L in fig. 1). The sample of the black organic layer first had to be carefully cleared from the many roots and rootlets that descended from the peat above. A complete elimination of the smallest rootlets could, however, not be achieved.

From the significant age difference between the two samples, a difference that would even have been larger if all younger rootlets could have been removed, it is apparent that the age of a sample from the base of the Lower Peat will be too old if the sample contains (part of) the black organic material.

2.5. Compaction of deeper lying sediments

In the coastal barrier sampling area, the presence of lagoonal clay and peat below the (two) easternmost barrier(s), and of clay(ey) beds intercalated at varying depths in the shallow marine sands (VAN STRAATEN 1965; pers. observations), requires that borings, to determine the presence or absence of compactable layers at potential sampling sites, reach to sufficient depth. (In this respect the suitability of the hand-boring equipment to penetrate sandy deposits and the available manpower are important limiting factors.) The following example may serve to illustrate the point.

A 4 m deep boring through the top of a small, peat-covered, dune in the centre of the (northern part of the) easternmost beach-plain, showed the sediments to consist only of (shell-bearing) sand. The site was accepted for sampling, until further, less deep borings in the surrounding revealed the presence of a thin band of clay, the variation in height of which strongly suggested the dune to have been lowered (fig. 8), apparently by compaction of deeper occurring sediments. A boring to a depth of 6 m proved that from 3.75 m onward the sediment is made up of clayey sand, very sandy clay, and many cm's thick clay beds. The amount of lowering of the dune top has been estimated to be at least 0.6 m. This locality has been rejected for taking samples.

3. Acknowledgements

I am grateful to Mr. R. Hoogendoorn and his staff of the Boor Technische Dienst (Geological Survey Netherlands, Haarlem) for providing the excellent cores; Dr. W. G. Mook of the Groningen radiocarbon laboratory for dating the samples; Dr. H. Colley for correcting the English text; Mr. H. Sion for drawing the figures and Mr. C. van der Blik for his photographic assistance. The data presented in this paper form part of an investigation made possible by the Netherlands Organization for the Advancement of Pure Scientific Research (full grant 075-95).

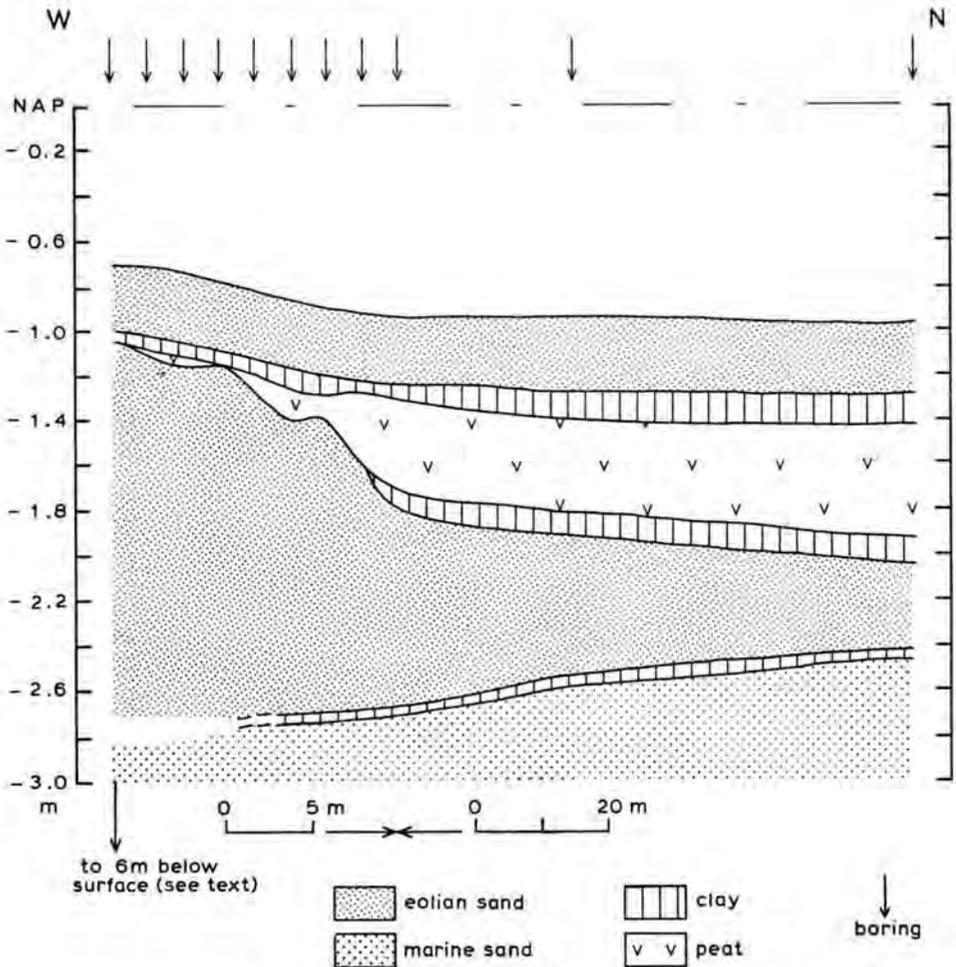


Fig. 8: Section across the northern slope of a small dune in the centre of the (northern part of the) easternmost beach-plain. The dune and its surroundings have been lowered by compaction of deeper lying sediments.

4. References

- BENNEMA, J. (1954): Bodem- en zeespiegelbewegingen in het Nederlandse kustgebied. — Diss.: 85 p., 17 fig.; Wageningen.
- HAGEMAN, B. P. (1969): The Western part of the Netherlands during the Holocene. — *Geologie en Mijnbouw*, **48** (4): 373—388, 9 fig.; Rotterdam.
- JELGERSMA, S. (1961): Holocene sea-level changes in the Netherlands. — *Meded. Geol. Sticht.*, Serie C-IV, **7**: 100 p., 50 fig., 3 tab.; Maastricht.
- (1966): Sea-level changes during the last 10.000 years. — In: SAWYER, J. S., ed., *World Climate 8000 to 0 B.C.*; Proc. Intern. Symp. 18—19 April, 1966; London: 54—71, 10 fig.; London.

- , DE JONG, J., ZAGWIJN, W. H. & VAN REGTEREN ALTENA, J. F. (1970): The coastal dunes of the western Netherlands; geology, vegetational history, and archaeology. — Meded. Rijks Geol. Dienst, Nw. Serie, **21**: 94—167, 39 fig., 10 pt.; Maastricht.
- LOUWE KOOIJMANS, L. P. (1974): The Rhine/Meuse Delta; four studies on its prehistoric occupation and Holocene geology. — Diss.: 421 p., 124 fig., 27 tab., 16 pt.; Leiden.
- (1976): Prähistorische Besiedlung im Rhein-Maas Deltagebiet und Bestimmung ehemaliger Wasserhöhen. — Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **11**: 119—143, 11 fig.; Hildesheim.
- PLASSCHE, O. VAN DE (1979a): Reducing the effect of root contamination of peat samples. — Oceanis, Fasc. Hors-Séries, **5**: 215—218, 3 fig.; Paris.
- (1979b): Sea-level research in the Province of South-Holland, Netherlands. — In SUGUIO, K., FAIRCHILD, T. R., MARTIN, L., & FLEXOR, J.-M., Ed's., Proc. 1978 Intern. Symp. on coastal evolution in the Quaternary: 534—551, 10 fig.; Sao Paolo.
- PONS, L. J. & BENNEMA, J. (1958): De morfologie van het Pleistocene oppervlak in westelijk midden-Nederland, voor zover gelegen beneden gemiddeld zeeniveau (N.A.P.). — Tijds. K.N.A.G., **LXXV** (2): 120—139, 7 fig., 1 map.; Leiden.
- ROELEVELD, W. (1974): The Groningen coastal district. A study in holocene geology and lowland physical geography. — Diss.: 252 p., 66 fig., 26 tab.; Amsterdam.
- STRAATEN, L. M. J. U. VAN (1954): Radiocarbon datings and changes of sea-level at Velzen (Netherlands). — Geologie en Mijnbouw, Nw. Serie, **16**: 247—253, 4 fig.; 's-Gravenhage.
- (1965): Coastal barrier deposits in South- and North-Holland, in particular in the areas around Scheveningen and IJmuiden. — Meded. Geol. Sticht., Nw. Serie, **17**: 41—75, 26 fig., 4 tab., 14 pt.; Maastricht.
- STREIF, H. (1971): Stratigraphie und Faziesentwicklung im Küstengebiet von Woltzeten in Ostfriesland. — Beihefte Geol. Jahrb., **119**: 59 S., 10 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- VEHBRAECK, A. in coop. with KOK, H. & VAN MEERKERK, M. (1974): The genesis and age of the riverdunes (donken) in the Ablasserwaard. — Meded. Rijks Geol. Dienst, Nw. Serie, **25** (1): 1—8, 12 fig., 2 pt.; Maastricht.

Manuscript received on 18. 12. 1979.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	30	183—201 11 Abb.	<i>Hannover 1980</i>
----------------------------------	----	--------------------	----------------------

Computerauswertung von Seespiegeldaten für das IGCP-Projekt Nr. 61

HORST PREUSS *)

Sea level, data processing, computer, radiometric dating, Holocene
Northsea, North West German Lowlands

Kurzfassung: Ein Teil des deutschen Beitrages zum IGCP Sea Level Project war die Computerauswertung von Seespiegeldaten. Dies umfaßte den Entwurf eines Formblattes für die Datenerfassung sowie die Entwicklung eines Computerprogrammsystems zur Auswertung und Verarbeitung der Daten bis zu graphischen Zeit-/Tiefen-Diagrammen für verschiedene Meeresspiegelstände innerhalb der letzten 10 000 Jahre.

Zur Verarbeitung vorgesehen sind alle Daten, die einen Zeit-/Tiefen-Bezug zum Meeresspiegel haben, vorwiegend jedoch solche von radiometrisch datierten Meeresspiegel-Indikatoren. Besonders hervorgehoben wird die Möglichkeit der Umrechnung der zumeist unterschiedlichen Basisdaten auf eine einheitliche Bewertungsgrundlage, so daß direkte Vergleiche zwischen den einzelnen Zeit-/Tiefen-Diagrammen von verschiedenen Küstenregionen und gegründet auf Daten der verschiedensten Labors erlaubt sind. Mehrere Beispiele von Umrechnungen und Darstellungen in Form von Diagrammen sind dieser Publikation beigegeben.

[Computer Evaluation of Sea Level Data for IGCP-Project No. 61]

Abstract: Part of the German contribution to the IGCP Sea Level Project was the computer evaluation of sea level data. This included the development of a form for the data collection as well as the development of a set of computer programs for evaluating and retrieving data for display in time/depth graphs for various positions of the sea level within the last 10.000 years.

It is planned to evaluate all data which have a time/depth relation to sea level, but especially those of radiometrically dated sea level indicators. The possibility for converting the basic data into a homogeneous form to permit direct comparison of individual time/depth graphs of various coastal regions and data from different laboratories is especially emphasised. Several examples for transformations and representations in graphs are included in this publication.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Konzeption eines Computerprogrammsystems
3. Datenerfassung und Formblattentwicklung
4. Datenverarbeitung mit Listen- und Plotterausgang
5. Schriftenverzeichnis

1. Einleitung

Das Projekt Nr. 61 des Internationalen Geologischen Korrelationsprogrammes (IGCP) mit dem Titel „Sea Level Changes During the last Deglacial Hemicycle“ wird auf nationaler Ebene seit 1975 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) gefördert.

Ein deutscher Beitrag zu dem internationalen Projekt war dabei der Versuch, Seespiegeldaten mit Hilfe der Computerverarbeitung (Arbeitsgruppe PREUSS, STREIF, VINKEN, NLFb Hannover) auszuwerten.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. Preuss, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51.

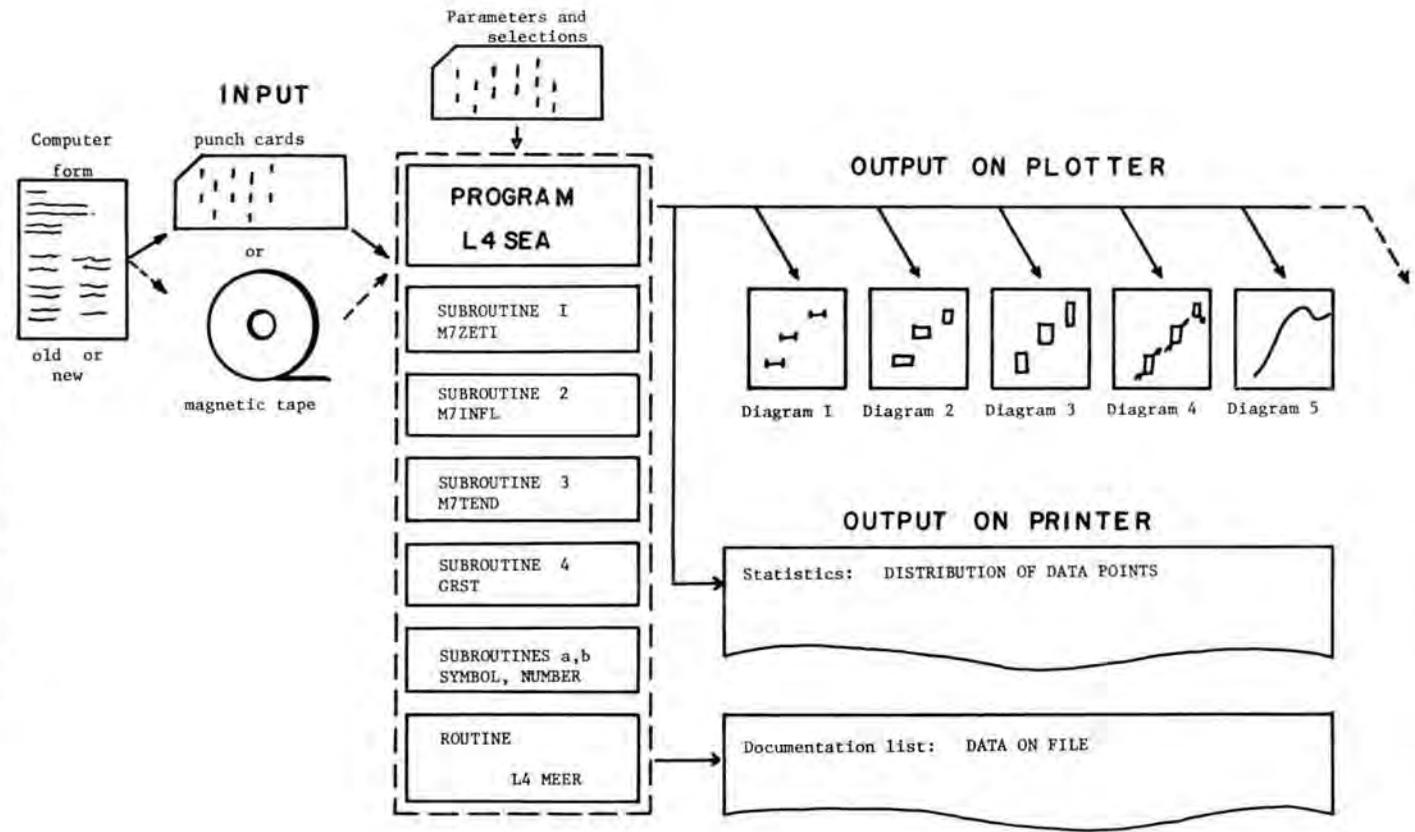


Abb. 1: Computer evaluation scheme for sea-level data.

Der Ansatz hierzu wurde erstmals während eines Treffens einer Gruppe von Teilnehmern am IGCP-Projekt Nr. 61 in Haarlem (Niederlande) im Jahre 1975 diskutiert. Die Teilnehmer waren sich der großen Mengen von global gesammelten Meeresspiegeldaten bewußt und erkannten die Probleme, die in der Heterogenität der Daten liegen. An eine Computerverarbeitung dieser Daten wurden damals die Hoffnungen geknüpft, die zwingende Einheitlichkeit bei der Auswertung und Darstellung zu erreichen und dadurch direkte Vergleiche zu ermöglichen.

Viele der publizierten Meeresspiegelanstiegskurven von verschiedenen Küstenbereichen zeigen große Unterschiede im Inhalt und in der Konstruktion. Die Anwendung eines Computerprogramms zur Auswertung der Basisdaten erscheint sinnvoll, um individuelle Konstruktions-Eigenheiten zu vermeiden. Außerdem wird die testweise Anwendung verschiedener Modelle oder Modellvorstellungen zum Meeresspiegelanstieg und seinen steuernden Faktoren ermöglicht. Hier sind Geschwindigkeit und die Wiederholbarkeit der Rechenvorgänge mit veränderten Parametern von entscheidender Bedeutung.

Das Ziel, eine eustatische Meeresspiegelanstiegskurve von globaler Aussagekraft zu gewinnen, schien durch Faktoranalyse und Vergleiche der Regionalkurven erreichbar, so daß der Aufwand der Erfassung von Basisdaten in computerverarbeitbarer Form als lohnend betrachtet werden kann. Die einzelnen Schritte von der Konzeption eines Computerprogrammsystems, der Erfassung von Basisdaten, ihre Aufbereitung und Verarbeitung sowie ihre Ausgabe und graphische Darstellung sollen im folgenden nachgezeichnet werden.

2. Konzeption eines Computerprogrammsystems

Ausgehend von den oben beschriebenen Aufgabenstellungen wurde die Konzeption eines Programmsystems mit der Kurzbezeichnung L4 SEA entwickelt. Dieses Konzept umfaßt die Daten-Erfassung, -Verarbeitung und -Ausgabe (vgl. Abb. 1).

Die Eingabe sollte so variabel gehalten sein, daß sowohl Lochkartenstanzer als auch Bildschirmterminals als Datenerfassungsgeräte dienen können. Die Verarbeitung beinhaltet verschiedene Routinen zur Datenprüfung, -Angleichung, Fehlerberechnung, Umkodierung, Umrechnung, Modellberechnung, Datenauswahl und Steuerung der Ausgabe. Die Datenausgabe umfaßt sowohl die Druckerausgabe von Texten als auch die Plotterausgabe für graphische Darstellungen von Zeit/Tiefen-Diagrammen.

3. Datenerfassung und Formblattentwicklung

Um Klarheit darüber zu gewinnen, welche Informationen als Basisdaten dem Computerprogramm zu übergeben sind, mußten zunächst die Darstellungswünsche analysiert werden. Die hieraus entwickelten Vorschläge wurden mehrfach in internationalen Gesprächsrunden diskutiert, umgestellt und erweitert. Als erstes Ergebnis erschien Ende 1976 ein Computer-Formblatt zur Aufnahme aller derjenigen Daten, die sich auf einen Probenentnahmepunkt und die Beschreibung der dazugehörigen analysierten und datierten Probe beziehen.

Dies sind im einzelnen:

- Geographische Lokalität des Probenentnahmepunktes,
- gemessene Position der Probe,
- geotektonische Einflüsse auf den Probenentnahmepunkt (soweit bestimmbar),
- Probenmaterial, Beprobungsmethode,
- ¹⁴C-Datierung oder eine andere Datierung mit Ergebnis,
- mögliche Kontamination, Beziehung der Probe zu einem fossilen Seespiegel,
- paläogeographische Situation, einige aktuelle Meeresspiegeldaten.

<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">33</td> <td style="text-align: center;">•</td> <td style="text-align: center;">36</td> <td></td> </tr> </table>					33	•	36		thickness of sampled interval (metres)																			
33	•	36																										
3. Secondary influences on altitude of data point since sampled material was formed	geotectonic influences 1. strong uplift 2. slight uplift 3. slight subsidence 4. strong subsidence 5. area can be looked upon as stable 6. absolutely no information	Consolidation, compaction of underlying sediments (from comparing the geology of neighboring data points or from determination of underlying material):	amount in metres estimated error																									
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">45</td> <td style="text-align: center;">•</td> <td style="text-align: center;">48</td> <td></td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">+</td> <td style="text-align: center;">•</td> <td style="text-align: center;">53</td> <td></td> </tr> </table>					45	•	48		+	•	53		regional factors: epeirogenic movements others: glacio-isostasy hydro-isostasy 	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">58</td> <td style="text-align: center;">•</td> <td style="text-align: center;">62</td> <td></td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">+</td> <td style="text-align: center;">•</td> <td style="text-align: center;">65</td> <td></td> </tr> </table>					58	•	62		+	•	65		total amount of regional m. (give estimation, if possible)	
45	•	48																										
+	•	53																										
58	•	62																										
+	•	65																										
local factors: local faulting halokinetic movements	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">38</td> <td style="text-align: center;">•</td> <td style="text-align: center;">34</td> <td></td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">+</td> <td style="text-align: center;">•</td> <td style="text-align: center;">40</td> <td></td> </tr> </table>					38	•	34		+	•	40		total amount of local m. (fill in, if possible)														
38	•	34																										
+	•	40																										
4. Relation of sample/indicator to an ancient water level	thickness of interval within which the fossil water level occurred = indicative range (metres). vertical distance of midpoint of indicative range to top of indicator in metres above (+) or below (-) top. minimum value for which the ancient water level was higher(+) or lower(-) than top of sample (metres).	specify the water level, which is represented by the indicator: 1. groundwater table 2. mean high tide level 3. mean sea level 4. mean low tide level 5. mean high spring tide 6. mean low spring tide 7. mean high neap tide 8. mean low neap tide 9. storm flood levels 0. unspecified sea level	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">64</td> <td style="text-align: center;">•</td> <td style="text-align: center;">68</td> <td></td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">+</td> <td style="text-align: center;">•</td> <td style="text-align: center;">72</td> <td></td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">+</td> <td style="text-align: center;">•</td> <td style="text-align: center;">78</td> <td></td> </tr> </table>					64	•	68		+	•	72		+	•	78		<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> <td style="width: 25%;"></td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">72</td> <td style="text-align: center;">•</td> <td style="text-align: center;">78</td> <td></td> </tr> </table>					72	•	78	
64	•	68																										
+	•	72																										
+	•	78																										
72	•	78																										

Arbeitstagung in Birmingham (England) vom 14.—24. August 1977 waren. Der Auftrag zur Neuentwicklung erging an die Hannoversche Arbeitsgruppe, die Unterstützung von der holländischen Arbeitsgruppe (Dr. O. v. D. PLASSCHE) erhielt.

Die Erläuterungen zum Formblatt, die sog. „Explanatory Guidelines“, sind in mehreren Arbeitssitzungen in Hannover zusammen mit der niederländischen Arbeitsgruppe entwickelt worden. Sie sollen dem Formblattbenutzer das Ausfüllen erleichtern, indem

NO.	COUNTRY - STATE	GEOGRAPHIC REGION	LONGITUDE	LATITUDE	RIGHT	UP	NATIONAL GRID CODE
1001	BRD NIEDERSACHSEN	WESERMUENDUNG	0	0	3467645	5925600	
ALTITUDE OF SAMPLE TO ZERO DATUM: -8.19 M 1-ALTITUDE MEASURED, 2=DEDUCED FROM MAP: 2 ESTIMATED ERROR OF ALTITUDE: 0.20 M ALTITUDE OF ZERO DATUM TO MSL: 1.57 M IDENTIFICATION ERROR FOR MSL-MARK: 0.00 M DEPTH OF SAMPLE BELOW SURFACE: 9.69 M THICKNESS OF SAMPLED INTERVAL: 0.05 M			INFLUENCES ON ALTITUDE OF DATA POINT GEOTECTONIC INFLUENCES: 3 1=STRONG UPLIFT 2=SLIGHT UPLIFT 3=SLIGHT SUBSIDENCE 4=STRONG SUBSIDENCE 5=LOOKED UPON AS STABLE 6=NO INFORMATION			LOCAL FACTORS LOCAL FAULTING: 0 HALOKINETIC MOVES: ? TOTAL AMOUNT: 0.0 REGIONAL FACTORS EPEIROGENIC MOVES: - GLACIO-ISOSTASY: ? HYDRO-ISOSTASY: ? TOTAL AMOUNT: -0.8	
RELATION OF SAMPLE TO AN ANCIENT W.L. SPECIFIED WATER LEVEL: 0 1=GROUNDWATER TABLE 2=MEAN HIGH TIDE LEVEL 3=MEAN SEA LEVEL 4=MEAN LOW TIDE LEVEL 5=MEAN HIGH SPRING TIDE 6=MEAN LOW SPRING TIDE			CONSOLIDATION/COMPACTION AMOUNT IN METRES: 0.50 ESTIMATED ERROR: 0.00 7=MEAN HIGH NEAP TIDE 8=MEAN LOW NEAP TIDE 9=STORM FLOOD LEVEL 0=UNSPECIFIED SEA LEVEL			FOSSIL WATER INTERVAL (INDICATIVE RANGE): 0.00 M DISTANCE OF MIDPOINT TO TOP OF INDICATOR: 0.00 M MINIMUM VALUE FOR WHICH THE ANCIENT W.L. WAS HIGHER(+) OR LOWER(-) THAN SAMPLETOP: 0.00 M	

TYPE OF WATER LEVEL INDICATOR: 14			
10=LAYER			
POSITION OF SAMPLE:	20=EROSIONAL FEATURE	30=CONSTRUCTIONAL FEATURE	40=STRUCTURES
11=TOP OF LAYER	21=CLIFF FACE	31=BEACH	41=SEDIMENTARY STRUCTURES
12=BASE OF LAYER	22=CLIFF FOOT	32=DUNE BARRIER	42=BIOTURBATION STRUCTURES
13=MIDDLE OF LAYER	23=CLIFF OVERHANG	33=SALT MARSH SURFACE	43=ARCHEOLOGICAL STRUCTURES
14=FULL INTERVAL OF LAYER	24=BIOTIC SOLUTIONAL NOTCH	34=TIDAL FLAT SURFACE	44=DESSICATION FISSURES
15=IN UPPER PART OF LAYER	25=BIOTIC BOREHOLE(S)	35=NATURAL LEVEE (UNDEF.)	
16=IN LOWER PART OF LAYER	26=SEA CAVE	36=RIVER OR CREEK LEVEE	INDICATOR OCCURS AS: 0
17=CONTACT TO TOP OF LAYER	27=MARINE PLATFORM(SOLID)	37=FRINGING CORAL REEF	1= ISOLATED REMNANT
18=CONTACT TO BASE OF LAYER	28=MARINE TERRACE(GRAVEL)	38=BARRIER CORAL REEF	2=PATCH
19=OTHERS	29=OTHERS	39=OTHERS	3=WIDE SPREAD

MATERIAL SAMPLED: 10			
01=WOOD	10=PEAT(UNSPECIFIED)	20=HYDROTHERMAL SEDIM.	30=ARCHEOLOGIC MAT.
02=SHELLS	11=PHRAGMITES PEAT	21=VOLCANIC ASHES	31=WORKED WOOD
03=BONES	12=SEDGE PEAT	22=VARVE CLAY	32=WORKED SHELLS
04=CORALS	13=FENWOOD PEAT	23=BEACHROCK	33=WORKED BONES
05=STROMATOLITES	14=MOSS PEAT	24=OOLIDS	34=WORKED ROCKS
06=CORALLINE ALGAE	15=RAISED BOG	25=MANGROVE (UNDEF.)	35=TOOLS
07=CHARCOAL	16=DECOMPOSED PEAT	26=RHZZOPHORA MANG.	36=MANURE
08=LIMNIC MUDS		27=AVICENNIA MANG.	37=CHARCOAL
09=SOILS		28=SONNERATIA MANG.	38=OTHERS
			IN-SITU NATURE: 0
			1=IN-SITU, NOT ERODED
			2=IN-SITU, TOP ERODED
			3= " , POSSIBLY ERODED
			4=PROBABLY NOT IN-SITU
			5=NOT IN-SITU

ANCIENT TIDAL RANGE: 0.0#0.0	MODERN TIDAL RANGE: 3.6 M	14C-DATING OF SAMPLE:
PALEOCOAST: 3	NATURE OF UNDERLYING MAT: 8	LABORATORY AND NUMBER: HV 7193
MODERN COAST: 5	NATURE OF OVERLYING MAT: 3	YEAR OF DATING: 1976
1=HIGH COAST	1=SUBTIDAL	HALF LIFE OF 14C (YEARS): 5570
2=BARRIER COAST	2=INTRATIDAL	D13C-VALUE (PER MILLE): 26.9
3=LAGOON COAST	3=SUPRATIDAL	1=SUCESS CORRECTION, 2=OTHERS: 0
4=OPEN BAY	4=BRACKISH	RESULT IN YEARS BP: 4800# 60
5=RIVER ESTUARY	5=LIMNIC	SIGMA INTERVAL: 1
		CONTAMINATION: 1=POSSIBLE
		2=NOT POSSIBLE 3=CONTAMINATED
		4=PRETREATED 5=CALCULATED
OTHER KINDS OF AGE DETERMINATION: 0	AGE OF WATER LEVEL IND: 0	ION: 0 ROOTS:0 OLD MAT: 0
01=VARVE 04=FAUNA, FLORA 07=THORIUM/URANIUM	1=OLDER	RECRYST: 0 ACIDS:0 YOUNG MAT:0
02=DENDRO 05=ARCHEOLOGY 08=TEPHRA	2=SL. OLDER 4=SL. YOUNGER	HARD MAT:0 FUNGI:0 OTHERS: 0
03=POLLEN 06=POTASSIUM/ARGON 09=OTHERS	3=SAME AGE 5=YOUNGER	
DISTANCE OF SITE TO ACTUAL COASTLINE: 8.9 KM		NO. 1001

für Bodenforschung übernommen werden, sofern ihre Übernahme nicht durch die Rechte der Einsender gesperrt war. Diese Daten sind zum größten Teil unvollständig und müssen bei der Auswertung zwangsläufig zur Darstellung größerer Fehlerintervalle führen. Dennoch sind sie als Stützwerte bei der Kurvenkonstruktion von großer Bedeutung. Der Versuch, fehlende Angaben (z. B. zum Sediment bzw. Fazieskontakt zur beprobten Schicht) in den Fachabteilungen des Landesamtes oder außerhalb des Landesamtes zu suchen und zu ergänzen, war bislang nur bedingt erfolgreich, und der Aufwand für solche Ergänzungen ist in dem Falle erheblich. Bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt existieren mehr als 800 ausgefüllte Formblätter mit Daten von Proben aus den niedersächsischen Küstengebieten. Davon sind bislang 519 auf Magnetband abgespeichert worden.

4. Datenverarbeitung mit Listen- und Ploterausgang

Ein Programm zur Auslistung der kompletten auf Datenträger übernommenen Daten wurde bereits Ende 1976 entwickelt (Abb. 4).

Wahlweise ließen sich Schnelldruckerlisten mit den Daten zur geographischen Lokalität und gemessenen Positionen der Proben (= Kopfdaten) erstellen. Außerdem konnten Plotbilder auf dem Schnelldrucker erzeugt werden, die die Daten als Sterne oder als Großbuchstaben (Abkürzungen für ihre Indikation) im Zeit/Tiefen-Diagramm unverändert wiedergaben (Dokumentation). Hier ist zu erwähnen, daß Schnelldruckerplotbilder keine Detaildarstellungen erlauben, sondern nur einen groben Überblick geben können. Es war deshalb nicht möglich, Fehlerintervalle darzustellen (siehe Abb. 5).

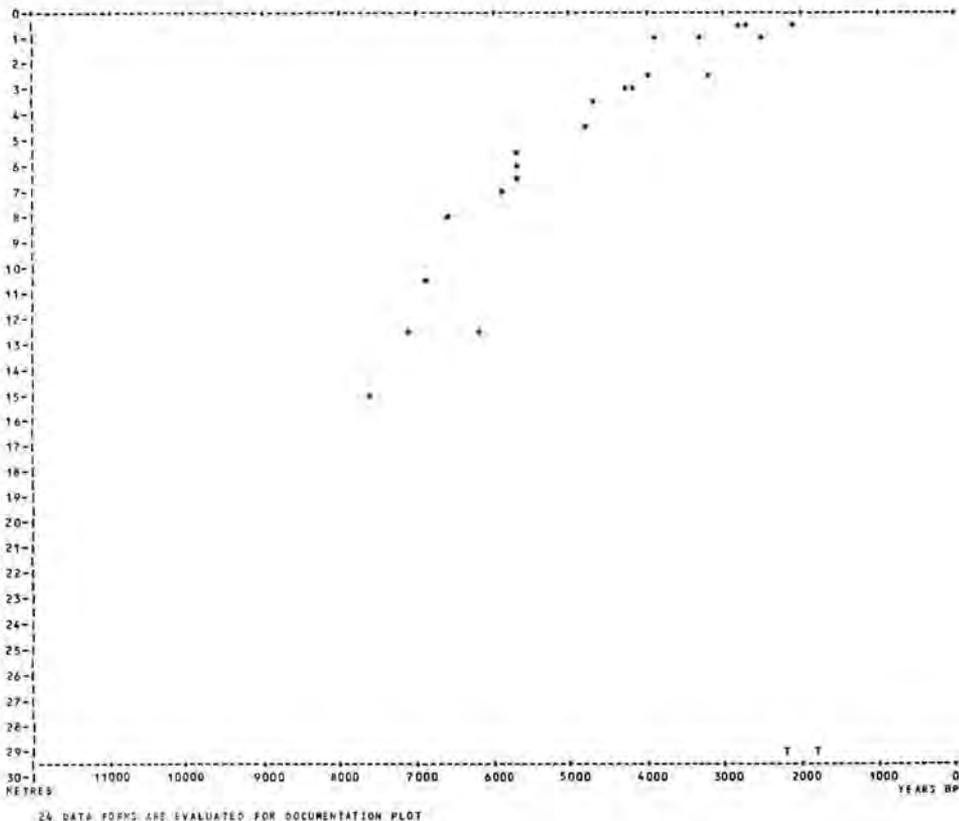


Abb. 5: Zeit/Tiefen-Diagramm als Plotbild.

IGCP PROJECT NO.61: SEA-LEVEL CHANGES
 STATISTICAL DISPLAY OF SEA-LEVEL DATA:

USA, DE, LEWES CREEK	PROVIDES	33 DATA POINTS (OLD FORMAT)
USA, NJ, MAURICE RIVER	PROVIDES	1 DATA POINTS (OLD FORMAT)
USA, DE, ISLAND FIELD	PROVIDES	16 DATA POINTS (OLD FORMAT)
USA, NJ, NANTUXENT	PROVIDES	1 DATA POINTS (OLD FORMAT)
USA, DE, AUGUSTINE	PROVIDES	6 DATA POINTS (OLD FORMAT)
USA, MD, ASSATEAGUE IS.	PROVIDES	1 DATA POINTS (OLD FORMAT)
USA, DE, HOLLY OAK	PROVIDES	12 DATA POINTS (OLD FORMAT)
USA, VA, CHINCOTEAGUE	PROVIDES	1 DATA POINTS (OLD FORMAT)
USA, DE, PEPPER CREEK	PROVIDES	22 DATA POINTS (OLD FORMAT)
FRANCE, CANCALE-ILLE	PROVIDES	4 DATA POINTS (OLD FORMAT)
RYUKYU ISLANDS, OKINAWA	PROVIDES	2 DATA POINTS (OLD FORMAT)
FRANCE, MEDITERRANEAN	PROVIDES	2 DATA POINTS (OLD FORMAT)
NEW CALEDONIA, CENTRAL	PROVIDES	8 DATA POINTS (OLD FORMAT)
INDONESIA, JEPARA, JAVA	PROVIDES	8 DATA POINTS (OLD FORMAT)
SPAIN, CAMPO DE DALIAS	PROVIDES	1 DATA POINTS (OLD FORMAT)
MAURITANIE, AFTOUT ES	PROVIDES	2 DATA POINTS (OLD FORMAT)
SENEGAL, MBODIENE PETIT	PROVIDES	2 DATA POINTS (OLD FORMAT)
MOROCCO, HABA	PROVIDES	1 DATA POINTS (OLD FORMAT)
BENIN (EX-DAHOMEY)	PROVIDES	7 DATA POINTS (OLD FORMAT)
USA, CT, CLINTON, HAMMO	PROVIDES	10 DATA POINTS (OLD FORMAT)
USA, CLINTON, CT	PROVIDES	1 DATA POINTS (OLD FORMAT)
BRAZIL, SAO-PAULO	PROVIDES	19 DATA POINTS (OLD FORMAT)
IVORY COAST, WEST AFRIK	PROVIDES	15 DATA POINTS (OLD FORMAT)
GREECE, GYTHION	PROVIDES	73 DATA POINTS (OLD FORMAT)

STATISTICAL DISPLAY OF SEA LEVEL DATA:

GREECE, CRETE, ORMOS	PROVIDES	44 DATA POINTS (OLD FORMAT)
TURKEY, KAZIKBAGLAR	PROVIDES	65 DATA POINTS (OLD FORMAT)
ITALY, FORMIA LUNGOMARU	PROVIDES	1 DATA POINTS (OLD FORMAT)
ITALY, CAPE CIRCEO	PROVIDES	1 DATA POINTS (OLD FORMAT)
ITALY, ANZIO, ASTURA	PROVIDES	1 DATA POINTS (OLD FORMAT)
ITALY, CIVITAVECCHIA,	PROVIDES	4 DATA POINTS (OLD FORMAT)
ITALY, GIGLIO ISLAND,	PROVIDES	1 DATA POINTS (OLD FORMAT)
ITALY, ORRETELLO, COSA	PROVIDES	2 DATA POINTS (OLD FORMAT)
ITALY, LA SPEZIA, LUNI	PROVIDES	2 DATA POINTS (OLD FORMAT)
ITALY, ARGENTARIO, SANU	PROVIDES	1 DATA POINTS (OLD FORMAT)
ITALY, GIGLIO ISLAND,	PROVIDES	1 DATA POINTS (OLD FORMAT)
BRD,NIEDERSACHSEN	PROVIDES	24 DATA POINTS (NEW FORMAT)
NL,ZEELAND	PROVIDES	13 DATA POINTS (NEW FORMAT)
NL,SOUTH-HOLLAND	PROVIDES	21 DATA POINTS (NEW FORMAT)
NL,NORTH-HOLLAND	PROVIDES	9 DATA POINTS (NEW FORMAT)
NL,GRONINGEN	PROVIDES	6 DATA POINTS (NEW FORMAT)
NL,FRIESLAND	PROVIDES	1 DATA POINTS (NEW FORMAT)
NL,BRABANT	PROVIDES	1 DATA POINTS (NEW FORMAT)

STATEMENTS EXECUTED= 2608

5:28.25PM 22 AUG 78

HORST PREUSS

Abb. 6: Statistische Wiedergabe der Seespiegeldaten.

Die Auswertung der Meeresspiegel-Basisdaten per Computer setzt voraus, daß ein ausgetestetes Programmsystem nicht nur zum Lesen und Auslisten der Daten, sondern auch für Prüfungen, Korrekturen, Angleichungen, Umrechnungen, Auswahl, Interpretationen und Darstellungen existiert. Die Entwicklung eines solchen Programmsystems wurde gegenüber der Datenaufnahme vorrangig behandelt. Die Zusammenarbeit mit dem Department of Geological Sciences, Cornell University, U.S.A., ergab die Möglichkeit einer Weiterentwicklung des im Konzept seit Mai 1978 fertigen Programmsystems L4SEA.

Das Programmsystem L4SEA besteht bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt aus einem Hauptprogramm, das 4 Unterprogramme benutzt, die den graphischen Ausgang kontrollieren, und verschiedene kleinere Unterprogramme als graphische Grundbausteine für eingefügte Nummern, Symbole, Buchstaben usw. Die Abb. 1 zeigt ein Schema des Programmsystems zur Auswertung von Meeresspiegeldaten. Das Programm L4MEER zur Auslistung der Basisdaten ist mit eingefügt. Auf der linken Seite des Schemas steht die Eingabe der Daten per Lochkarte oder über Magnetband. Die rechte Seite zeigt den graphischen Ausgang und die möglichen Auslistungen (output on printer). Zwei Listentypen sind zu erwähnen:

- a) Eine statistische Wiedergabe der Beobachtungspunkte, die den Namen des Landes bzw. des Staates oder den Meeressektor aus der oberen Zeile von Item 1 des Computerformblattes enthält und die Gesamtzahl der gespeicherten Daten aus dem spezifizierten Gebiet. Abb. 6 gibt ein Beispiel für eine solche Liste.
- b) Eine Dokumentationsliste, die die Daten aller Items des Formblattes umsortiert — nicht ausgewählt — wiedergibt (Abb. 4).

Der graphische Ausgang (output on plotter) ist in Form von 5 verschiedenen Typen von Zeit/Tiefen-Diagrammen vorgesehen, wovon 4 Diagrammtypen bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt berechnet und gezeichnet werden können. Der Typ 5 ist noch in der Entwicklung. Der Aufbau der Diagramme ist einheitlich für alle Typen. Die Überschrift beinhaltet die Angaben zum Land bzw. Staat oder Meeressektor, aus dem die Daten stammen, in der Form wie sie in Item 1 des Computer-Formblattes aufgeführt sind. Die Legende für die verschiedenen Typen erscheint unter dem Diagramm. Der Maßstab der Diagramme ist frei wählbar, wobei der Horizontalmaßstab unabhängig vom Vertikalmaßstab zu wählen ist (Abb. 7).

Der Diagrammtyp 1 (Abb. 7) gibt die Möglichkeit zur graphischen Darstellung von unkorrigierten Probandaten. Jedes Datum ist durch ein Kästchen wiedergegeben, dessen Breite das Zeitintervall und dessen Höhe die Fehlerbreite der Tiefenbestimmung in Bezug zum Mittleren Meeresspiegel (= Tidemittelwasser) zeigt. Die Legende für Typ 1 gibt die Wasserspiegel-Indikation von 1 bis 9 an (entsprechend der Liste vom Formblatt) und erklärt die 5 Möglichkeiten eines geotektonischen Einflusses auf den Probenentnahme-Punkt. Diese werden durch kleine Pfeile angezeigt, die nach oben oder unten zeigen — entsprechend der Angabe im Formblatt.

Falls keine Fehlerintervalle im Formblatt angegeben sind, wird ein Modell zur Fehlerberechnung angewandt. Das Zeitintervall wird durch die Standard-Abweichung von ± 1 Sigma angegeben. Alle Fehlerrechnungen sind nach der GAUSS-Formel zur Berechnung des mittleren quadratischen Fehlers aus einer Anzahl von Einzelbeträgen ausgeführt, die eine schwache Vergrößerung des Gesamtfehlerintervalls mit einer ansteigenden Zahl von Fehlern zur Folge hat. Intervall- und Zentralpunktverschiebungen ergeben sich durch mögliche Modifikationen der im Diagramm des Typs 1 dargestellten Daten in folgenden Fällen: Wenn ein Zeitintervall angegeben ist, das das 1-Sigma-Intervall übersteigt, so wird dieses automatisch reduziert. Wenn in den Labordaten der C^{14} -Altersbestimmung

TIME-TO-DEPTH DIAGRAM

SHOWING UNCORRECTED SAMPLE DATA FROM: U S A D E L A W A R E

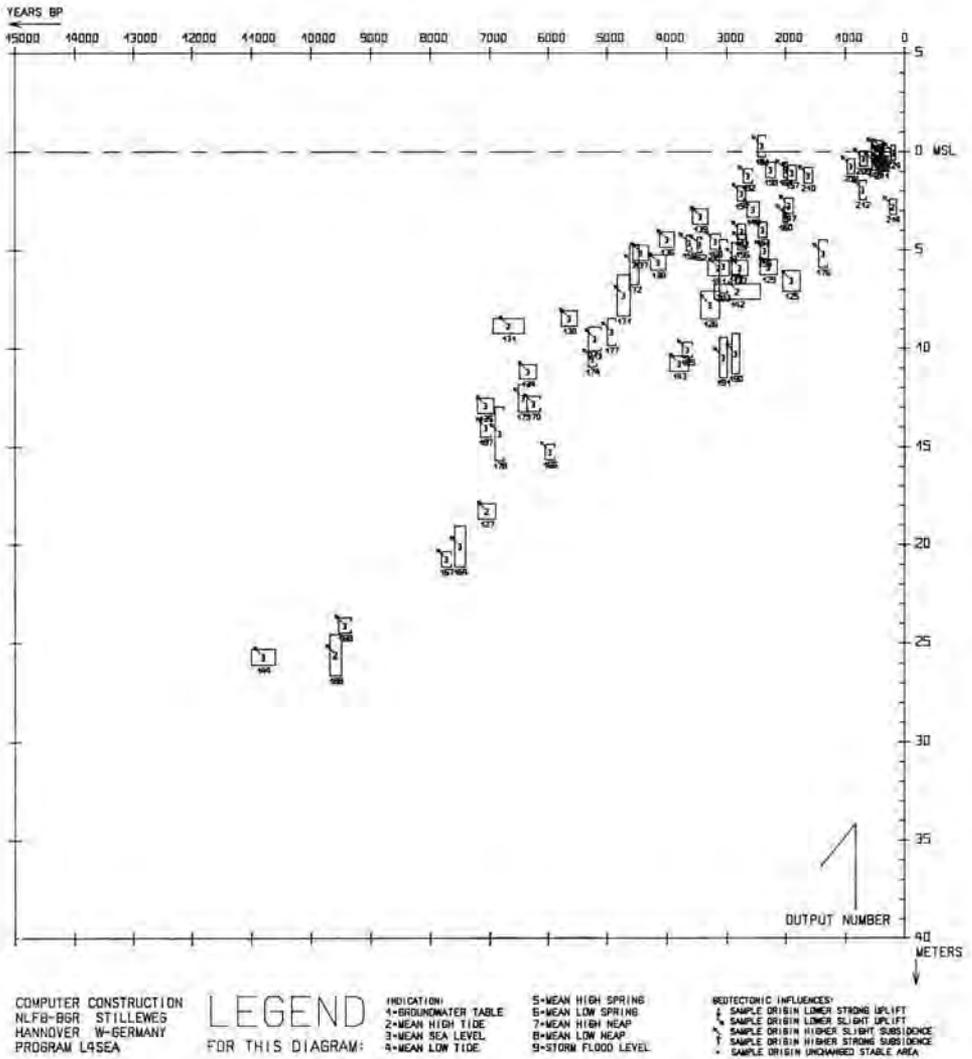


Abb. 7: Zeit/Tiefen-Diagramm des Typs 1 als Plotterausgabe.

eine Halbwertszeit des C^{14} -Isotops angegeben ist, die nicht innerhalb der Werte von 5 568 bis 5 570 Jahren liegt, so werden die Alterswerte entsprechend einem Korrekturfaktor verschoben. Die im Formblatt angegebenen Korrekturen der C^{14} -Alterswerte (z. B. SUSS-Korrektur, MASCA-Korrektur usw.) beeinflussen bei unterschiedlicher Anwendung die Vergleichsmöglichkeit von Daten unterschiedlicher Einsender. Die Daten werden deshalb für die Darstellung in einem Diagramm auf eine einheitliche Berechnungsgrundlage zurückgebracht.

Außer den hier genannten werden für Diagramme des Typs 1 keine weiteren Korrekturberechnungen ausgeführt. Korrekturen für geotektonische Einflüsse, Konsolidation/Kompaktion, Meeresspiegel-Indikation usw. sind erst in den Berechnungen für die folgenden Diagrammtypen zu finden.

Diagramme des Typs 2 zur Darstellung von unkorrigierten Meeresspiegel-Indikatoren ergeben ein leicht abgeändertes Bild, besonders wenn einige Proben zur indirekten Datierung herangezogen worden sind. Die Kästchen sind dann entsprechend dem Alter und der Tiefe des Wasserspiegel-Indikators verschoben. Korrek-

TIME-TO-DEPTH DIAGRAM

WITH UNCORRECTED S.L. INDICATORS FROM: U S A D E L A W A R E

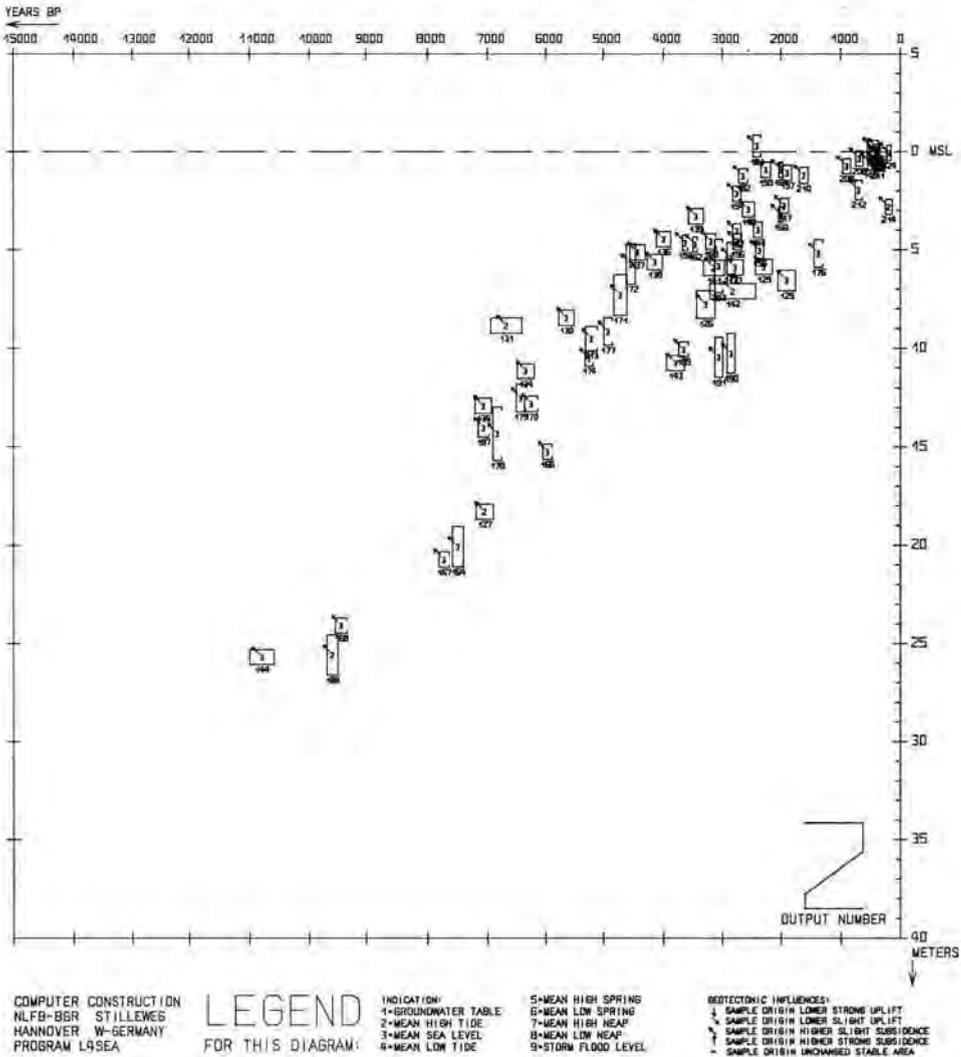


Abb. 8: Zeit/Tiefen-Diagramm des Typs 2 als Plotterausgabe.

turen in Bezug auf Kompaktion/Konsolidation, geotektonische Einflüsse usw. sind jedoch auch hier noch nicht errechnet und angewendet. Lediglich die Tiefenintervalle der Proben-
daten sind gegenüber den Diagrammen des Typs 1 neu berechnet. Für spezielle Indika-
tionen ergibt sich ein vergrößertes Intervall, denn außer den Fehlerbereichen, die sich aus
Messungsungenauigkeiten bei der Nivellierung und Festlegung der Marke des Mittleren
Meeresspiegels ergeben, wird hier auch der indikative Bereich (= indicative range) des
Meeresspiegel-Indikators mit in die Fehlerberechnung einbezogen. Falls keine Angaben
zum indikativen Bereich im Computer-Formblatt gegeben sind, wird ein Modell zur Er-
rechnung dieses Bereiches angewandt. Dieses Modell arbeitet bislang recht befriedigend
für die verschiedenen Torfarten. Hier soll ein Beispiel gegeben werden:

Es sei eine Probe aus einer Lage von Phragmites-Torf entnommen. Das Probeninter-
vall beträgt 10 cm. Der Meßfehler bei der Höheneinmessung auf NN beträgt ± 7 cm.
Die Bestimmung des Mittleren Meeresspiegels (= Tidemittelwasser) in Bezug auf
NN verursacht einen zusätzlichen Fehler von ± 5 cm. Das ergibt ein Tiefenintervall
 $A = \sqrt{10^2 + (2 \cdot 7)^2 + (2 \cdot 5)^2} \approx 20$ cm für die Darstellung im Diagramm des Typs 1.
Der indikative Bereich des Wasserspiegel-Indikators „Phragmites-Torf“ ist jedoch nach
Untersuchungen von SCHEER (1953) größer. SCHEER nennt ein Intervall von -26 bis
 $+72$ cm bezogen auf MThw, also insgesamt 98 cm für das Vorkommen von *Phragmites*
communis. Wenn wir von einer Pflanzendichte ausgehen, die zur Torfbildung führte, so
kann für Phragmites-Torf — in Anlehnung an die GAUSS-Normalverteilungskurve —
ein um ca. 30 % kleineres Intervall angenommen werden. Es liegt bei ca. 70 cm. Die
Addition ergibt ein Tiefenintervall $B = \sqrt{20^2 + 70^2} \approx 73$ cm für die Darstellung im
Diagramm des Typs 2 (Abb. 8).

Die Wachstums-Intervalle für Pflanzen anderer Torfarten sind dem Computer eben-
falls [in Form einer DATA-Liste] mitgeteilt. Schwierigkeiten gibt es jedoch noch mit der
Umrechnung von Grundwasseranzeigern auf das Niveau des Mittleren Meeresspiegels für
die Darstellung im Diagramm des nächsten Typs.

Diagramme des Typs 3 zeigen korrigierte Meeresspiegel-Indikator-
ren und ihre Zeit- und Tiefenintervalle. Hier sind Korrekturwerte für geo-
tektonische Einflüsse errechnet worden, sofern Angaben dazu im Formblatt enthalten
sind. Falls keine Beträge oder Schätzwerte gegeben sind, jedoch eine Absenkung bzw. eine
Landhebung durch Vorzeichen angezeigt ist, kann ein Datensatz mit einem Korrekturwert
belegt und umgerechnet werden. Dazu ist die Eingabe eines Schätzwertes über die Para-
meterkarte (Abb. 1) notwendig. Der Schätzwert wird als Gesamtbetrag der geotektoni-
schen Einflüsse pro Zeiteinheit — gültig für ein ausgesuchtes Gebiet — gewählt. Dadurch
wird dem Benutzer des Programmsystems die Möglichkeit gegeben, Diagrammkonstellati-
onen nach seinen Wünschen zu erzeugen, bis eine Konstellation erreicht ist, die derjenigen
von stabilen Gebieten entspricht. Der jeweilige Schätzwert muß dann festgehalten werden.

Hier können natürlich auch errechnete Werte bestehender Modelle¹⁾ eingegeben wer-
den, und interessante Vergleichsmöglichkeiten sind gegeben. Aber, falls mehrere Faktoren
neben der eustatischen Komponente an den relativen Schwankungen des Meeresspiegels
im ausgewählten Gebiet beteiligt sind, so besteht bislang keine Möglichkeit einer Tren-
nung. Die Programme für die Faktoranalyse sind erst in der Entwicklung.

Die Korrektur für Konsolidation/Kompaktion basiert auf den im Computer-Form-
blatt angegebenen Werten. Diese sind meist aus Vergleichen mit dicht benachbarten Beob-
achtungspunkten abgeleitet. Falls keine Werte gegeben sind, wird eine Modellrechnung
angewandt. Hierbei wird die mögliche Kompaktion aus der Tiefe der Probe unter der
heutigen Oberfläche berechnet und das Probenmaterial sowie hangende und liegende Se-

¹⁾ z. B. das Modell für Eis- und Hydroisostasie von CLARK et al. (1978).

dimente berücksichtigt. Außerdem geht der Zeitfaktor mit in die Berechnung ein. Da die Zahl der möglichen Fehler mit zunehmender Zahl der Einzelberechnungen steigt, muß zusätzlich das Tiefenfehlerintervall vergrößert werden. Erosion und eventuelle Umlagerung der Probe mögen bei entsprechend gekennzeichneten Daten ernste Fehler verursachen, die größer sind als die dargestellten Fehlerintervalle. Um dieses und vermutete Kontamination anzuzeigen, sind besondere Darstellungen der Kästchen programmiert worden. Die beeinflusste Seite des Kästchens wird offen gelassen. Offene Kästchen zeigen also Meeresspiegel-Indikatoren, die unter dem Einfluß möglicher intervallüberschreitender Tiefen- und/oder Zeitfehler stehen (Abb. 9).

TIME-TO-DEPTH DIAGRAM

SHOWING CORRECTED S.L. INDICATORS FROM: U S A D E L A W A R E

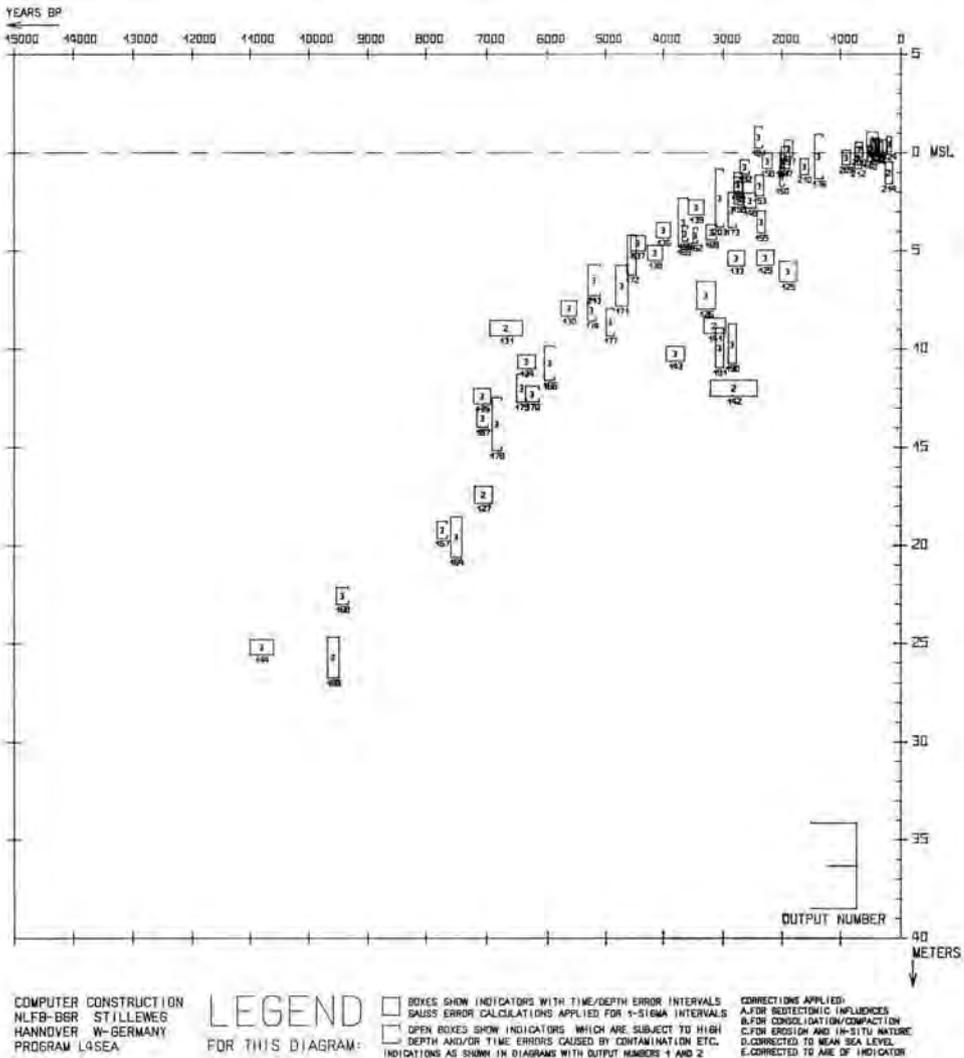


Abb. 9: Zeit/Tiefen-Diagramm des Typs 3 als Plotterausgabe.

Die Umrechnung der Höhenlage des Meeresspiegel-Indikators auf das Niveau des Mittleren Meeresspiegels geschieht aufgrund der Informationen zur Höhe der Probe und zum Paläotidenhub. Falls der Betrag des fossilen Tidenhubs unbekannt ist, wird ein Schätzwert aus dem Betrag des heutigen Tidenhubs abgeleitet. Das geschieht durch leichte Modifikation in Abhängigkeit von den Angaben zur (Paläo)geographie. Falls Sturmflutniveaus angezeigt sind, werden die entsprechenden Kästchen nach oben verschoben, und zwar über die Hochflutmarke. Außerdem wird dann das Höhenfehlerintervall vergrößert.

Falls ein Grundwasserspiegel angezeigt ist, wird ein Modell vom Grundwasserfluß angewendet. Dieses Modell ist jedoch unvollkommen und eine der größten Fehlerquellen. Die Entfernung des Probenentnahmepunktes zur heutigen Küstenlinie, die Konfiguration der heutigen Küstenlinie und die Konfiguration der fossilen Küstenlinie sind zwar meistens bekannt, die Entfernung zur fossilen Küstenlinie und die Neigung des fossilen Grundwasserspiegels dagegen unbekannt. Näherungswerte lassen sich nur innerhalb großer Fehlerbreiten errechnen. Hier gehen die Angaben zum Typ des Indikators, zum beprobten Material und zum liegenden Material mit in die Rechnung ein.

Es hat sich außerdem als notwendig erwiesen, die Angaben zum angezeigten Wasserspiegel intern zu überprüfen und die Indikation mit den Angaben zum beprobten Material zu vergleichen. Viele Einsender sind sich der Indikation ihrer Proben nicht bewußt und so kommen unterschiedliche Angaben für gleiches Material in gleicher Sedimentabfolge zustande. Um die Verwirrung über die Indikation von Torflagen innerhalb subaquatisch gebildeter klastischer Sedimente zu lösen, waren mehrere Computertestläufe mit echten Daten notwendig. Das Ergebnis war, daß Phragmitestorf als sedentäre Bildung eines fossilen Küstensumpfes im Tidebereich kein Anzeiger für den Mittleren Meeresspiegel ist, sondern einen Wasserspiegel nahe dem Mitteltidehochwasser anzeigt (siehe auch SCHEER 1953).

Die übrigen Niedermoortorfarten sind Anzeiger für einen zeitgleichen Grundwasserspiegel, wobei der indikative Bereich von Torfart zu Torfart unterschiedlich ist.

Ein Beispiel für Diagramme des Typs 3 ist die Abbildung 9. Es zeigt korrigierte Meeresspiegel-Indikatoren aus dem Gebiet Delaware (USA). Der Vergleich von Abb. 7 (Diagramm des Typs 1) mit Abb. 9 (Diagramm des Typs 3) zeigt, daß die Korrekturen sehr effektiv waren. Die Anordnung der einzelnen Datenkästchen im Diagramm des Typs 3 ist nach Anwendung aller Korrekturmodelle derart klar, daß sich leicht die beiden einschließenden Kurven konstruieren lassen, zwischen denen der weitaus größte Teil der Kästchen liegt. Die Abbildung 10 gibt ein Beispiel für die Handkonstruktion der Einschlußkurven. Einige „Ausreißerdaten“ sind deutlich erkennbar. Große Fehlerintervalle zeigen in vielen Fällen deren geringe Qualität.

Die zu ermittelnde Meeresspiegel-Anstiegskurve ist in dem Bereich zwischen den beiden Einschlußkurven zu erwarten. Da jedoch der Fehlerbereich (zwischen den Kurven) in diesen Beispielen eine Schwankungsbreite von 2 bis 4 m einnimmt, werden alle tatsächlich vorkommenden Meeresspiegel-Schwankungen dieses Ausmaßes vom Fehlerbereich verschluckt. Eine undulierte Meeresspiegelkurve läßt sich deshalb nicht ohne Zusatzinformation konstruieren.

Die Diagramme des Typs 4 werden mit dem Ziel gezeichnet, Konstruktionshilfen für Schwankungskurven innerhalb der Darstellung korrigierter Meeresspiegel-Indikatoren zu geben. Sie stellen korrigierte Meeresspiegel-Indikatoren in Kästchenform dar, wobei jedem Kästchen Zusatzzeichen beigegeben werden. Diese zeigen die Tendenzen der Sedimentation zur repräsentierten Zeit als Großbuchstaben im Kästchen. Der Buchstabe „R“ steht für regressive Überlagerung, „T“ für transgressive Überlagerung. Beides läßt sich aus der Position der Probe im

Profil und speziell bei Torfproben aus der Position der Probe in der Torflage ableiten. Da Sedimentationstendenzen allein keine Aussagekraft in Bezug auf Meeresspiegelschwankungen besitzen, werden zusätzliche Informationen aus dem beprobten Profil ausgewertet und dargestellt, z. B. der obere und der untere Sedimentkontakt zum Meeresspiegel-Indikator. Die Abfolge von Faziesseinheiten ist im Formblatt nach abnehmendem marinen Einfluß geordnet (Charakter 1 bis 9), so daß durch Differenzbildung, die leicht zu erreichen ist, für jede Probe Positiv- oder Negativwerte des marinen Einflusses zur Verfügung gestellt werden können. Diese Werte werden in Form von auf- bzw. abzeigenden Pfeilen

TIME-TO-DEPTH DIAGRAM

SHOWING CORRECTED S.L. INDICATORS FROM: U S A D E L A W A R E

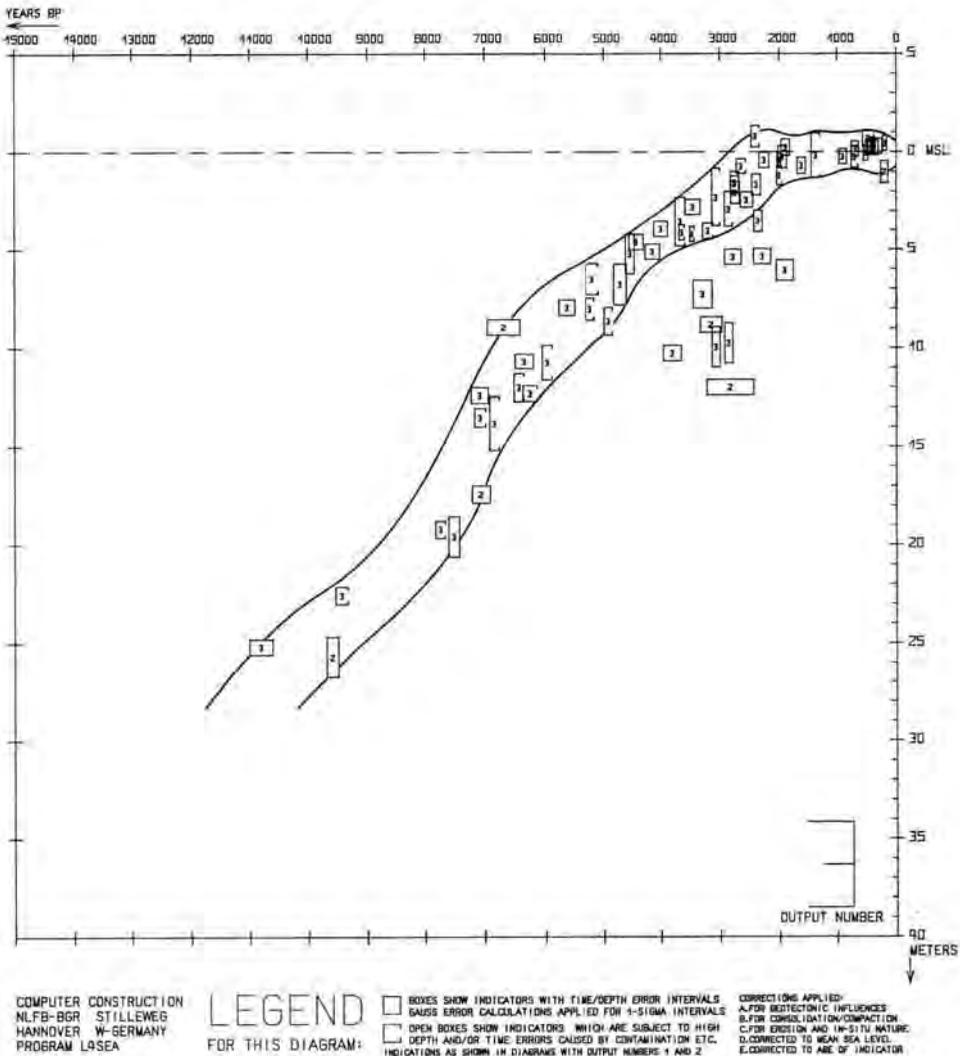


Abb. 10: Zeit/Tiefen-Diagramm des Typs 3 mit Einschlußkurven.

TIME-TO-DEPTH DIAGRAM
 SHOWING CORRECTED S.L. INDICATORS FROM: T K 2 2 1 7 . N O R D H O L Z

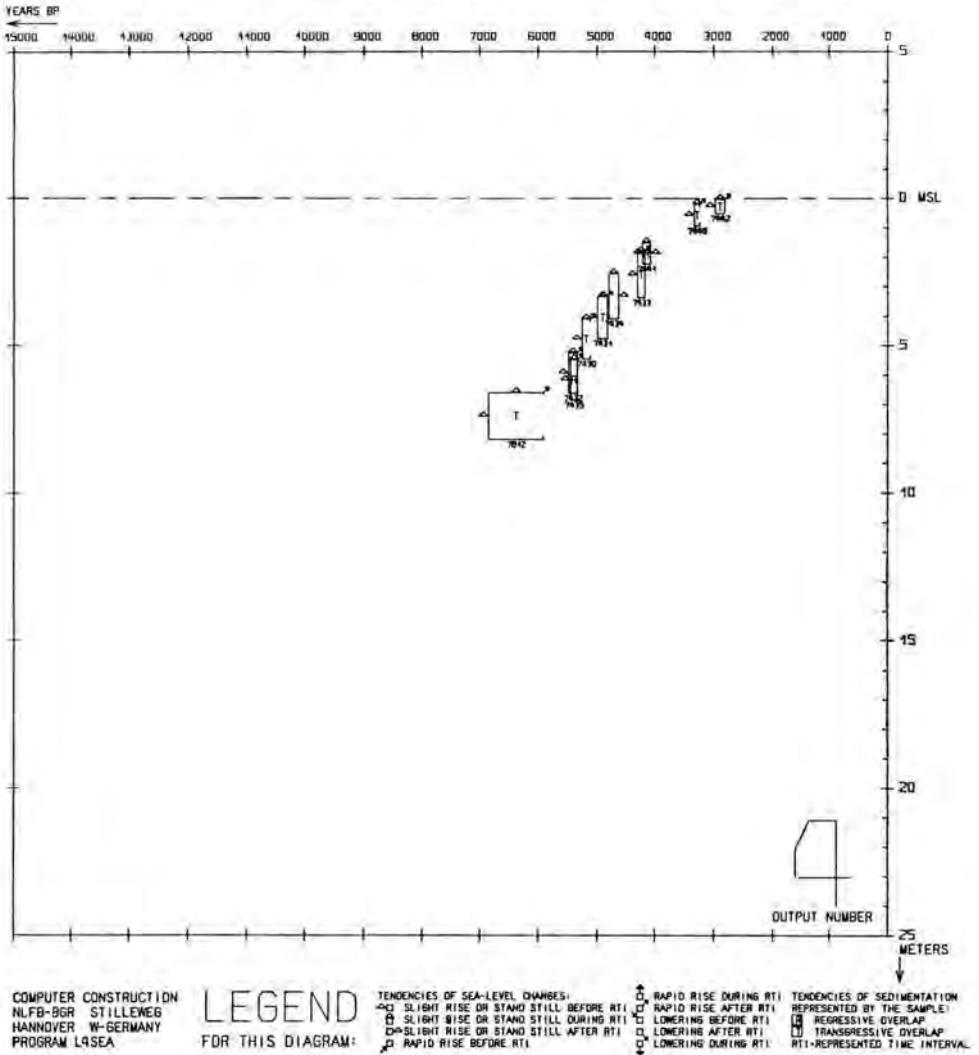


Abb. 11: Zeit/Tiefen-Diagramm des Typs 4.

dargestellt. In der Auswertung gibt die Häufung gleicher Tendenzen im gleichen Zeitintervall Anhaltspunkte für die Konstruktion unduzierter Meeresspiegel-Schwankungskurven. Je größer das Beobachtungsgebiet durch eine entsprechende Einbeziehung größerer Datenmengen in die Berechnungen wird, um so deutlicher müssten überregional gleichlaufende Tendenzen werden. Diese Auswertungsphase leitet schon zur — noch nicht programmierten — Faktoranalyse über. Die Abb. 11 gibt ein Beispiel für den Diagrammtyp 4.

Diagramme des Typs 5 lassen sich noch nicht berechnen und darstellen, da die Konstruktion „glatter Kurven“ eines speziellen Programmes bedarf, das z. Z. noch in der Testphase ist. Vorgesehen sind die Darstellung der beiden Einschlußkurven und die Schraffur der eingeschlossenen Fläche.

5. Schriftenverzeichnis

- CLARK, J. A., FARREL, W. E. & PELTIER, W. R. (1978): Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation, *Quaternary Res.* **9**: 265—287.
- SCHEER, K. (1953): Die Bedeutung von *Phragmites communis* Trin. für die Fragen der Küstenbildung, *Probleme der Küstenforschung im Geb. d. südl. Nordsee*, **5**: 15—25; Hildesheim.

Anmerkung zu den Abbildungen:

Die Abbildungen 7, 8, 9 und 10 enthalten Daten, die gesammelt und publiziert worden sind von: KRAFT, J. C. (1976): Radiocarbon dates in the Delaware coastal zone (eastern Atlantic coast of North America) — Delaware Sea Grant Techn. Rep., DEL-SG-1976, University of Delaware, 20 p.; Newark.

Die Abbildungen 5 und 11 enthalten nicht-publizierte, vom Autor gesammelte Meeresspiegeldaten.

Manuskript eingegangen am 12. 2. 1980.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	30	203—211 6 Abb.	<i>Hannover 1980</i>
----------------------------------	-----------	-------------------	----------------------

Das Elbe-Urstromtal im Bereich der Deutschen Bucht (Nordsee)

KLAUS FIGGE *)

Channel (Urstromtal), Upper Pleistocene, marin sediment, marin relief
Holocene (base), section. North Sea (German Bight)

Kurzfassung: Mit Hilfe sedimentechographischer Messungen wurde in der Deutschen Bucht nordwestlich von Helgoland unter dem Holozän eine breite Rinne nachgewiesen, die die nördliche Fortsetzung von Elbe- und Weser-Urstromtal ist. Die Rinnensohle fällt im Untersuchungsgebiet nach NW von SKN —38 m auf SKN —56 m ab, die Holozänbedeckung nimmt in gleicher Richtung von 4,5 auf 16 m zu. Das Tal wird von einer 3,5 m bis 10 m höher gelegenen Terrasse begleitet.

[The Pleistocene Watercourse of the Elbe in the Region of the German Bight (North Sea)]

Abstract: In the German Bight northwest of Heligoland a wide trough has been located below Holocene deposits, using sub-bottom-profiling techniques. It is the northern extension of the Elbe- and Weser-urstromtal. In the surveyed area, the valley floor dips towards NW from 38 m to 56 m below SKN. The Holocene cover increases in the same direction from 4.5 m to 16 m. The trough is paralleled by a terrace at an elevation between 3.5 m and 10 m. The thickness of the Holocene cover increases in the same direction from 4.5 to 16 m.

Einleitung

Im Rahmen der Erledigung dienstlicher Aufgaben ergab sich beim Deutschen Hydrographischen Institut die Notwendigkeit, die Mächtigkeit der holozänen Sedimente in der Deutschen Bucht zu untersuchen. Aus diesem Grund wurden zwischen 1975 und 1979 ca. 1 200 Seemeilen Profile mit einem Sedimentechographen abgefahren, mit denen die Basis des Holozäns im Gesamtgebiet zwar noch nicht genügend genau erfaßt werden konnte, die aber für Teilbereiche wie das Elbe-Urstromtal, das sich von Helgoland aus nach NW erstreckt, bereits jetzt einen guten Überblick über den Aufbau der obersten Sedimentschichten geben (Abb. 1).

Methodisches

Für die Messungen kam ein Sedimentechograph vom Typ „UNIBOOM“ der Firma EG & G zum Einsatz, die Registrierungen erfolgten mit einem EPC-Recorder Modell 4100. Die Anordnung der Geräte ist in Abbildung 2 skizziert: Von einem Meßschiff (VFS „GAUSS“) wurde bei langsamer Fahrt ein auf einem Katamaran montierter Schwinger knapp unter der Meeresoberfläche geschleppt, der Schallimpulse mit einer Energie von 300 J im Abstand von einer halben Sekunde bzw. von 200 J bei 1/4 Sekunde abgab. Die Frequenz des Impulses liegt nach Herstellerangaben zwischen 400 Hz und 14 kHz, das Energiemaximum dürfte bei 1,2 kHz liegen. Als Empfänger dienten 8 in einer 1,5 m langen Kette hintereinander angeordnete Hydrophone, die durch ein Kabel mit der registriereinheit an Bord verbunden waren.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. K. F i g g e, Deutsches Hydrographisches Institut, Bernhard-Nocht-Straße 78, 2000 Hamburg 4.

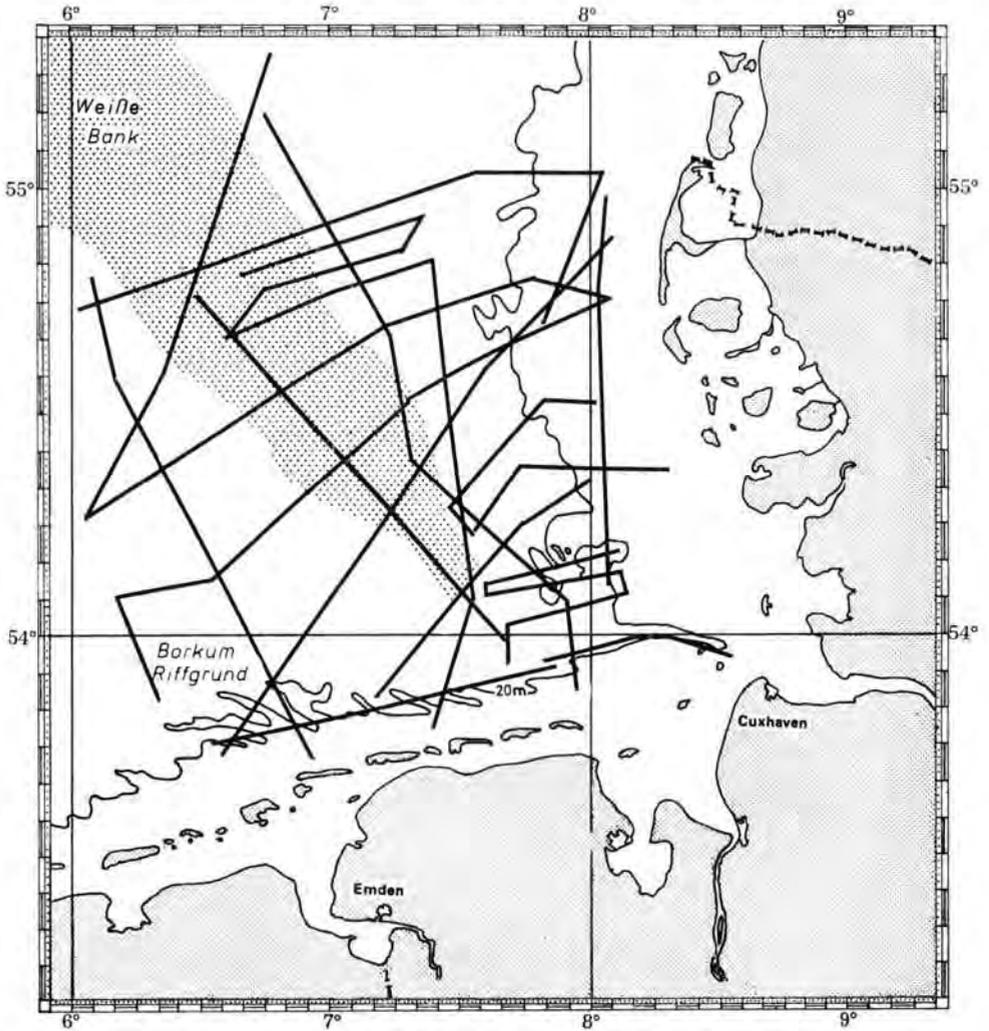


Abb. 1: Arbeitsgebiet und Lage der Profile.

Leider sind die Nutzsignale sehr stark durch Schiffsgläusche und Seegang gestört. Eine Verbesserung der Aufzeichnungen konnte zwar durch Zwischenschalten eines Band-Pass-Filters mit den Grenzen 400 Hz und 3,6 kHz erreicht werden, bei Windstärken oberhalb 5 Beaufort lag der Störpegel jedoch so hoch, daß die Messungen abgebrochen werden mußten.

Bei den Auswertungen wurde für die holozänen Lockersedimente in Anlehnung an SCHIRMER, SCHMALFELD & SIEBERT (1979) eine Schallgeschwindigkeit von 1600 m/s zugrunde gelegt, in den abgebildeten Sedimentechogrammen entsprechen 10 ms mithin einer Schichtdicke von 8 m (doppelte Wegstrecke). Der Meßfehler liegt bei ± 30 cm. Die Positionsbestimmungen erfolgten nach Decca. Die Angaben über die heutigen Wassertiefen wurden der Seekarte D 50 entnommen.

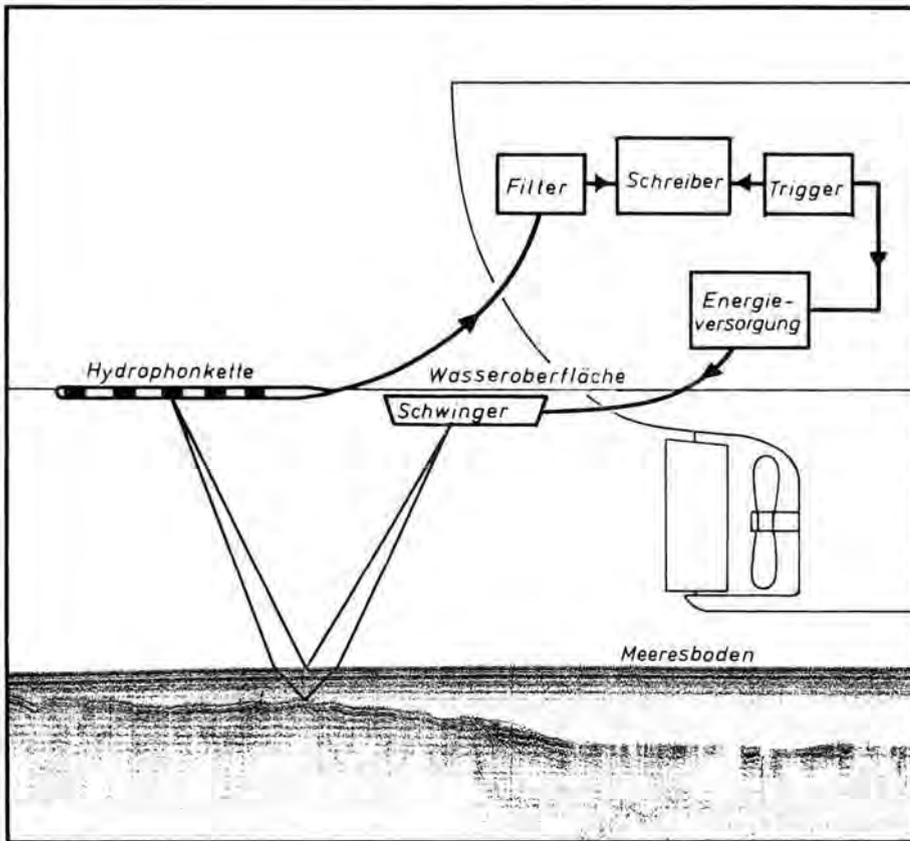


Abb. 2: Schematische Darstellung des Meßsystems.

Registrierungen

Im Rahmen des hier behandelten Themas sind lediglich zwei Reflektorhorizonte von Bedeutung:

1. Horizont „M“ (Meeresboden):

Dieser Horizont spiegelt den großräumigen morphologischen Aufbau der Deutschen Bucht außerhalb des Küstenbereichs wider, in dem drei Strukturelemente hervortreten:

Der Borkum-Riffgrund, eine Hochlage pleistozäner Gesteine, bei dem die Einebnung durch Seegang und Strömungen der heutigen Nordsee noch nicht sehr weit fortgeschritten ist und der noch ein lebhaftes Relief aufweist. Eine engmaschige Kartierung der Sedimentoberfläche (Karte des Seegrundes, 1 : 100 000) zeigt einen raschen Wechsel von Feinsand, Grobsand und Kies, wobei die größeren Fraktionen vorherrschen.

Das rechte Ufer des Elbe-Urstromtales, das von Helgoland aus nach NW verläuft und den Tiefenbereich etwa zwischen SKN -40 m bis SKN -25 m einnimmt (SKN = mittleres Springniedrigwasser, am Pegel Helgoland z. B. 1,75 m unter NN). Wie beim Borkum-Riffgrund ist das Relief lebhaft, wobei uferparallele Strukturen vorherrschen, und wie dort wechseln die Sedimenttypen auf engstem Raum.

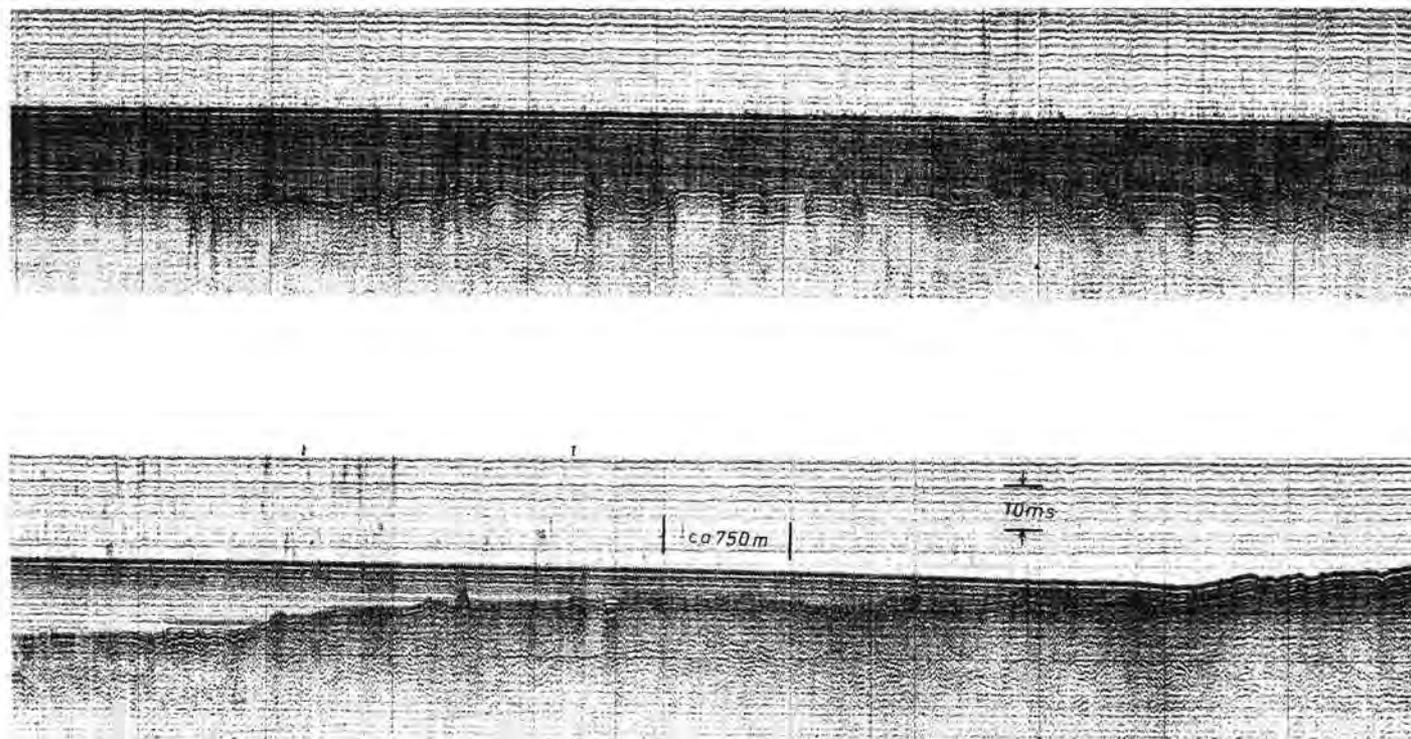


Abb. 3: Querprofile durch das Elbe-Urstromtal. Oben: Flußmitte (Profil 7).
Unten: Ostufer mit Terrasse (Profil 7).

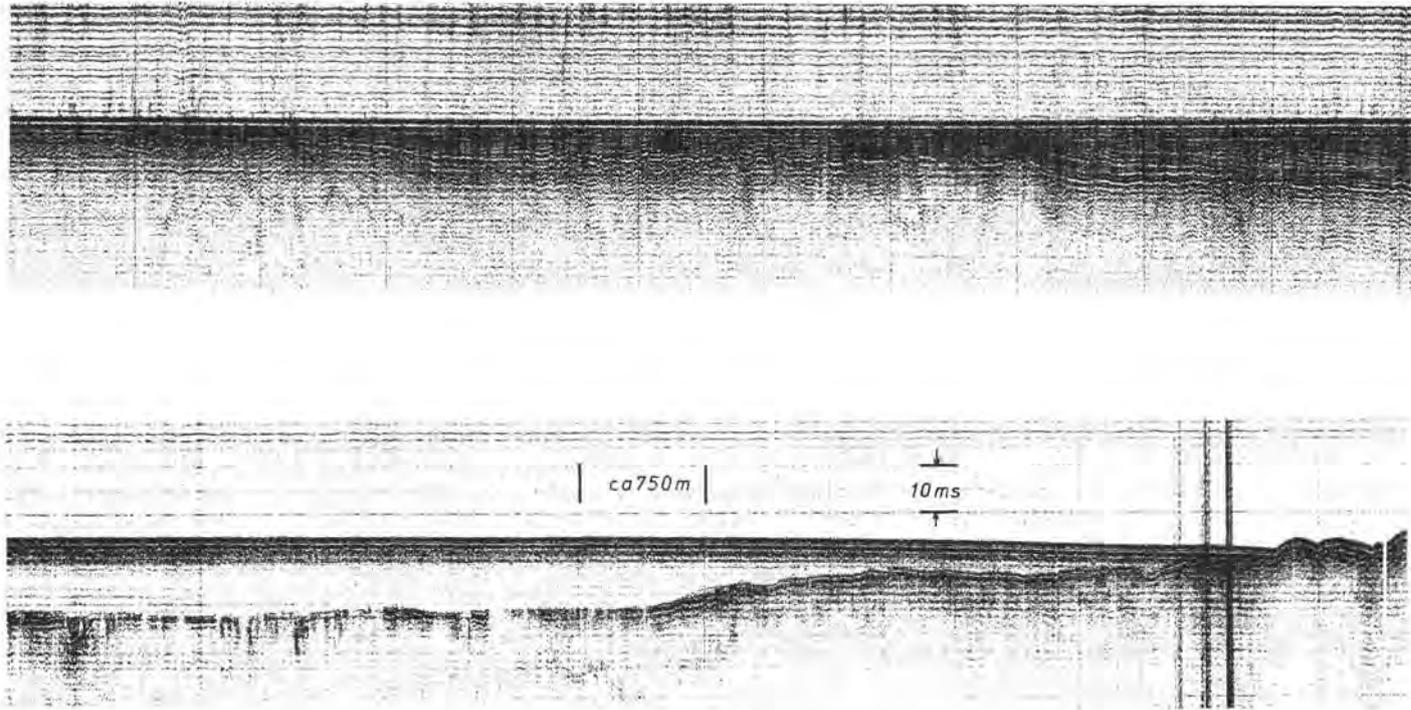


Abb. 4: Terrasse. Oben: Westufer (Profil 7). Unten: Ostufer (Profil 19) mit Übergang zur ehemaligen Geest (Erhebungen ganz rechts). Die dicken senkrechten Linien sind durch Funkverkehr entstandene Störungen.

Der sich westlich an das Elbufer und nördlich an den Borkum-Riffgrund anschließende Meeresboden bietet in den Echogrammen ein über weite Strecken ruhiges Bild. Seine Tiefenlage nimmt nach NW langsam zu. Die Sedimente bestehen aus Feinsand und siltigem Feinsand.

2. Horizont „H₀“ (Basis des Holozäns)

Dieser Reflektor ist fast ebenso markant wie die Meeresbodenoberfläche und weist damit auf einen signifikanten Dichteunterschied zwischen dem Holozän und dem Liegenden hin. Die Alterseinstufung als Holozänbasis konnte im Bereich des Elbtrals bis jetzt noch nicht durch Bohrungen bewiesen werden, erscheint aber kaum zweifelhaft, da sich der Reflektor in allen Profilen bis zum östlichen Elbufer bzw. zum Borkum-Riffgrund verfolgen läßt, wo er entweder am Meeresboden ansteht oder in Bohrungen unter einer dünnen Decke holozäner Sedimente angetroffen wurde (BÄSEMANN 1979; LUDWIG, MÜLLER & STREIF 1979).

Das großräumige Bild dieses Horizontes ist im Bereich des Elbtales eine bemerkenswert ebene, nach NW geneigte Fläche, die sich zur Flußmitte leicht absenkt. Nur gelegentlich finden sich sanfte Erhebungen und Senken mit schwach geneigten Flanken (Abb. 3). Der flache Anstieg zum früheren Ufer wird auf beiden Seiten durch eine unterschiedlich breite, selten aber fehlende Terrasse unterbrochen (Abb. 4).

Im Detail läßt der Reflektor besonders im Bereich des Flußbettes zahlreiche Unregelmäßigkeiten erkennen. In den Registrierungen wird der Reflex an einigen Stellen abrupt sehr schwach (Abb. 3), an anderen Stellen wiederum finden sich besonders intensive Schwärzungen. Diese Effekte sind nicht apparativ bedingt, sondern müssen ihre Ursache in lokal begrenzten Materialunterschieden haben. Recht häufig findet man auch ehemalige „Löcher“, wahrscheinlich Kolke, die offensichtlich durch den Fluß selber zugeschüttet wurden und z. T. mehrere Reflexionen übereinander zeigen, deren oberste im Niveau der Flußsohle liegt. Der Abstand der Profile voneinander ist so groß, daß aus den in den Querprofilen angetroffenen „Löchern“ nicht auf das Vorhandensein von Rinnen geschlossen werden kann.

Ergebnis

Bereits früher wurde von verschiedenen Autoren aufgrund geologischer und morphologischer Betrachtungen im Bereich der Deutschen Bucht die Existenz eines Vorfluters angenommen, in den Elbe, Weser und die von Schleswig-Holstein nach W hin entwässernden Schmelzwasserrinnen einmündeten. Nach VALENTIN (1957) handelt es sich um einen Eisstausee, der sich von Helgoland trichterförmig nach WNW erweiterte. REINHARD (1974) legt die Mündung des Elbe-Urstroms in den Raum des Austerngrundes. Die vorliegenden Meßergebnisse erlauben es nun, Lage und Verlauf des Elbe-Urstroms zwischen Helgoland und der Weißen Bank (etwa 55° N) zu präzisieren.

In Abbildung 5 ist die Tiefenlage der Holozänbasis wiedergegeben, die das Flußbett als eine sich von ca. 25 km auf ca. 40 km nach NW verbreiternde Rinne erkennen läßt. Das rechte Ufer ist steil und leitet zur ehemaligen Geest über, an das linke schließen sich weite Flächen an, die auch in Sedimentechogrammen außerhalb des Arbeitsgebietes gefunden wurden und dem morphologischen Bild der heutigen Nordsee entsprechen. Ca. 52 km nordwestlich Helgoland mündete ein Nebenfluß in die Elbe, dessen Bett sich bis in das Gebiet nördlich des Helgoländer Steingrundes verfolgen läßt und der möglicherweise mit der heutigen Eider in Verbindung gebracht werden kann.

Die Tiefe der Sohle liegt in Flußmitte etwa 2 m tiefer als an den Rändern und beträgt südwestlich Helgoland SKN —38 m, bei der Weißen Bank SKN —56 m. Daraus ergibt sich ein Gefälle von 18 m auf einer Strecke von 106 km oder der hohe Wert von 0,17 ‰/km.

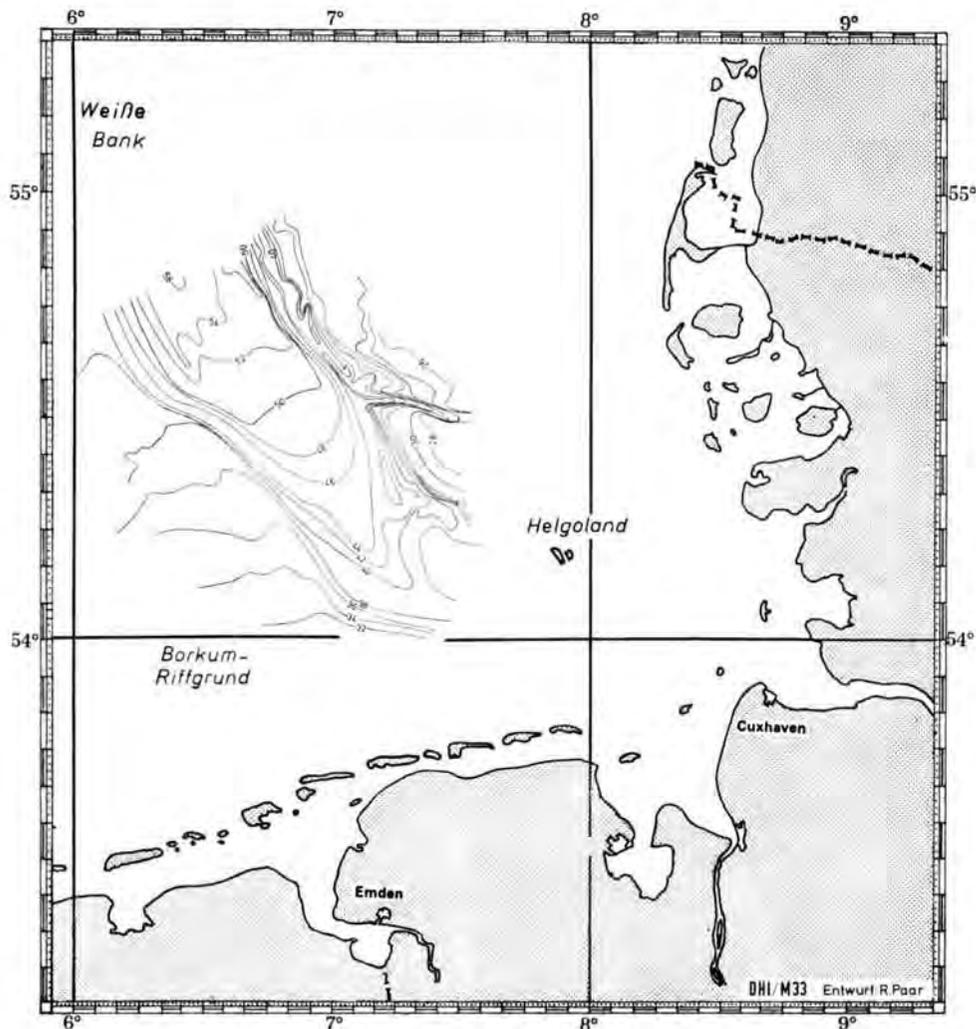


Abb. 5: Tiefenlage der Holozänbasis im Elbe-Urstromtal in Metern unter SKN.
Entfernung 54° bis 55° : $60 \text{ sm} \approx 111 \text{ km}$.

Ein noch steileres Gefälle errechnet sich für den Bereich zwischen dem SKN -38 m Niveau und der Tiefe der heutigen Elbe, die nördlich von Scharhörn bei einer Tiefe von ungefähr SKN -20 m präholozäne Schichten anschneidet. Ohne Berücksichtigung einer späteren Erosion kommt man allein aus diesen Zahlen auf einen Wert von 18 m auf 68 km oder $0,27 \text{ ‰}$. Es muß einer späteren Untersuchung vorbehalten bleiben, diese hohen Beträge zu deuten.

Das Ufer des Urstromtals wird beidseitig von einer unterschiedlich breiten Terrasse begleitet, die westlich Helgoland ca. $3,5 \text{ m}$ und in Höhe der Weißen Bank fast 10 m über der Flußsohle (Mitte) liegt. Sie taucht damit ebenfalls nach NW ab, aber in geringerem Winkel als das Flußbett. Stellenweise scheint sich in einigen Echogrammen eine zweite

Terrasse über der erstgenannten anzudeuten, jedoch sind die vorliegenden Informationen für eine zuverlässige Aussage darüber noch nicht ausreichend.

Die oben erwähnten schwachen Erhebungen und Senken im Flußbett überschreiten selten 2 m und werden als regional begrenzte Sandbänke oder lokale Eintiefungen gedeutet.

Es entsteht die Frage nach der südlichen Fortsetzung der Rinne und ihre Anknüpfung an das Gewässernetz des heutigen Festlandes. Leider ist hierfür ein Tiefenbereich anzunehmen, in dem durch die nacheiszeitliche Nordsee eine flächenhafte Abrasion stattgefunden hat, deren Folge eine weitgehende Einebnung des früheren Reliefs ist. Keines der z. Zt. aus dem Gebiet südlich Helgoland zur Verfügung stehenden Sedimentechogramme läßt dann auch eine alte Rinne mit Sicherheit erkennen. Es wurden auch keine Hinweise auf einen Zusammenfluß von Weser und Elbe gefunden, obwohl zu vermuten ist, daß

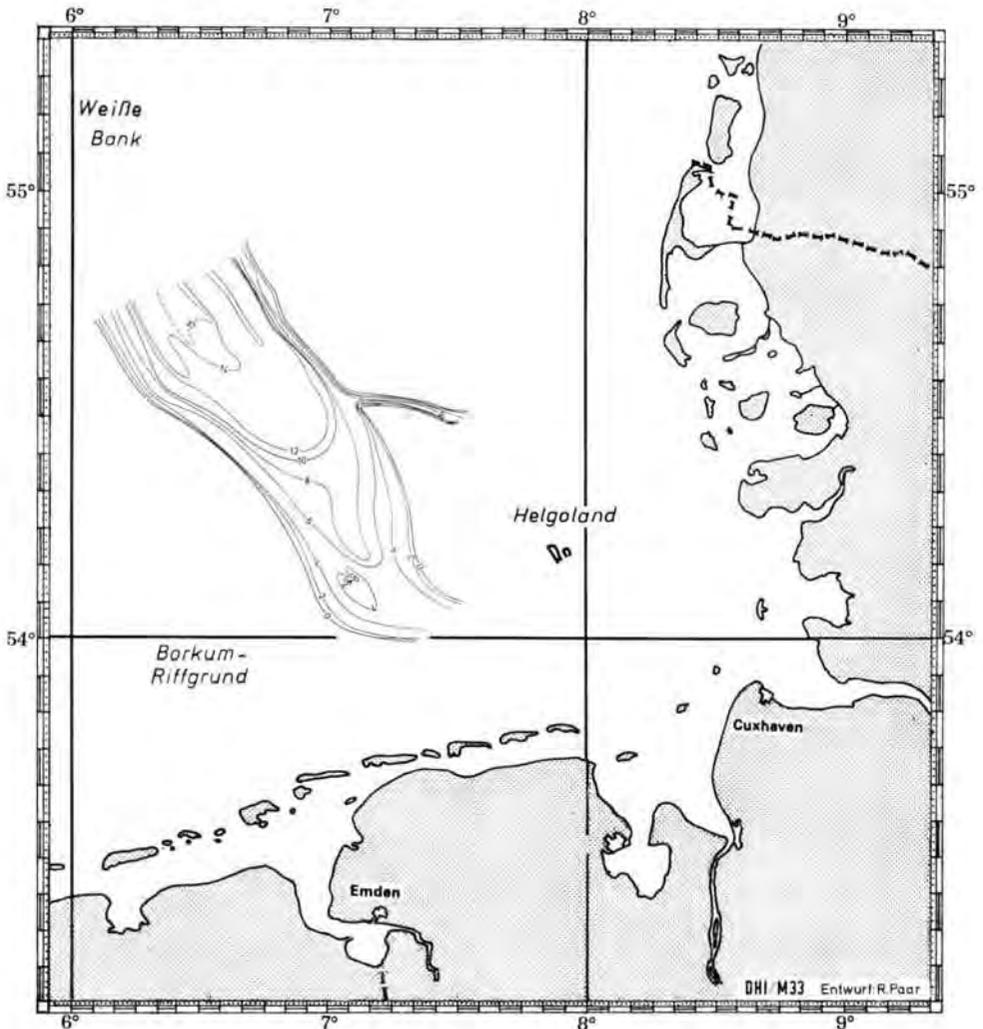


Abb. 6: Mächtigkeit des Holozäns im Elbe-Urstromtal. Außerhalb der 0 m-Linie dünner, nicht meßbarer Schleier mariner Sande möglich, nach NW an Mächtigkeit zunehmend.

die Weser südwestlich von Helgoland in das Elbe-Urstromtal mündete, denn es erscheint unwahrscheinlich, daß dieser Fluß nach W abgeknickt und über den Borkum-Riffgrund geflossen ist.

Die Mächtigkeit des Holozäns ist in der Abbildung 6 dargestellt. Sie beträgt südwestlich Helgoland 4,5 m und wächst in Richtung auf die Weiße Bank auf 16 m an. Aus den Sedimentechogrammen kann nicht auf die Art der Sedimente geschlossen werden, da jedoch deutliche Impedanzsprünge fehlen, ist zumindest mit einer petrographischen Gleichförmigkeit des gesamten Schichtpaketes zu rechnen. Nach LUDWIG, MÜLLER & STREIF (1979) sind in dieser Serie mehrere stratigraphische Horizonte zu vermuten.

Leider war es wegen ungünstiger Wetterbedingungen nicht möglich, die Untersuchungen weiter nach NW auszudehnen. Ich hoffe, daß hierzu in den nächsten Jahren Gelegenheit besteht.

Schriftenverzeichnis

- BÄSEMANN, H. (1979): Feinkiesanalytische und morphologische Untersuchungen an Oberflächensedimenten der Deutschen Bucht. — Diss. Univ. Hamburg, 143 S., 27 Abb., 12 Kt.; Hamburg.
- JARKE, J. (1957): Neue Ergebnisse zur Bodenbedeckung der Deutschen Bucht. — Abh. 30. Geographentag Hamburg 1955, 369—375, 1 Abb., 1 Kt.; Hamburg.
- LUDWIG, G., MÜLLER, H. & STREIF, H. (1979): Neuere Daten zum holozänen Meeresspiegelanstieg im Bereich der Deutschen Bucht. — Geol. Jb., **D 32**: 3—22, 2 Abb., 7 Tab.; Hannover.
- PRATJE, O. (1951): Die Deutung der Steingründe in der Nordsee als Endmoränen. — Dt. Hydrogr. Z., **4**: 201—205; Hamburg.
- REINHARD, H. (1974): Genese des Nordseeraumes im Quartär. — Fennia, **129**, 95 S., 10 Abb., 2 Beil.; Helsinki.
- SCHIRMER, F., SCHMALFELD, B. & SIEBERT, J. (1979): Schallgeschwindigkeit und Impedanz des oberen Meeresbodens in Gebieten der Nordsee, des Skagerraks und der Ostsee. — Dt. Hydrogr. Z., **32**: 279—288, 5 Abb.; Hamburg.
- SINDOWSKI, K.-H. (1970): Das Quartär im Untergrund der Deutschen Bucht (Nordsee). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **21**: 33—46, 8 Abb., 8 Tab.; Öhringen.
- VALENTIN, H. (1957): Die Grenze der letzten Vereisung im Nordseeraum. — Abh. 30. Geographentag Hamburg 1955, 359—366, 4 Kt.; Hamburg.
- Karte des Seegrundes 1 : 100 000, Deutschland, Nordsee, Serie M 644, Blatt 1—8, Hrg. Militärgeographisches Amt, Bonn-Bad Godesberg.

Manuskript eingegangen am 23. 1. 1980.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	30	213—220 5 Abb.	<i>Hannover 1980</i>
----------------------------------	----	-------------------	----------------------

Transgression und Umlagerung im Gebiet des Helgoland-Riffs

FRIEDRICH WUNDERLICH *)

Transgression, redeposition, core cuttings, abraison, bar, Pleistocene
North Sea (Helgoland-Riff Area).

Kurzfassung: Im Gebiet des Helgoland-Riffs (pleistozänes Reliktmaterial) wurden Längs- und Querprofile mit Sedimentechograph und Side-Scan gefahren. Die Profile wurden abgegriffen, abgebohrt und abgedredgt.

Einer meist nur geringmächtigen rezenten Deckschicht sind mit einer häufig scharf ausgeprägten Erosionsdiskordanz subrezente und fossile Sedimente untergelagert. Es wurden marine Fazies, Watten- und Brackwasserfazies sowie Torfe, Schmelzwassersande und Pleistozän (Geschiebmaterial) angetroffen.

Das Untersuchungsgebiet unterliegt z. Z. noch der Erosion. Bei Sturm wird stark umgelagert, grober Sand ist in vielen Fällen wohl als „residual concentration“ anzusehen. Aber auch Schlicklagen von mehr als 10 cm Mächtigkeit werden rezent in die Oberflächenschichten eingeschaltet.

[Transgression and Redeposition in the Helgoland-Riff Area]

Abstract: In the Helgoland-Riff area (Pleistocene relict material), profiles were investigated by sediment echo sounder and side-scan sonar. Samples were taken on the profile lines by grab sampler, dredges and vibro-coring.

A usually thin cover of recent deposits overlies subrecent and fossil sediments with an often sharp, erosion discontinuity plane. Sediments of marine facies, tidal flat and brackish facies, as well as peat, Pleistocene melt water sand and morainic material were found.

At present, the investigated area is still being eroded. Sediment transport takes place under storm conditions, and coarse sand has to be looked upon in many cases as lag deposit. But mud layers more than 10 cm thick also occur intercalated in the recent surface layers.

1. Einführung

Das Helgoland-Riff gehört zu einer durch pleistozäne Ablagerungen entstandenen Untiefenzone, die sich nach NNW über das Sylt-Außenriff und die Turbo-Bank bis zum Kleinen Fischer-Riff, etwa 80 sm westlich des Limfjords, erstreckt (Abb. 1).

Bereits im Eem wurde dieses Gebiet einmal vom Meer zurückerobert, da während der letzten Vereisung die skandinavischen Gletscher dieses Gebiet nicht mehr erreichten. Fossile und rezente Transgressionen haben demnach zu seiner Gestaltung ebenso beigetragen wie subaerische dynamische Vorgänge während der Weichselvereisung. Die letzte Transgression fiel in eine Zeit sehr raschen Meeresspiegelanstieges (BEHRE & MENKE 1969; SINDOWSKI & STREIF 1974; KOLP 1976; MENKE 1976; STREIF 1978). Das bedeutet, daß der Überflutungsvorgang bereits etwa 7500 v.h. abgeschlossen war, wenn auch nicht auszuschließen ist, daß einige Untiefen noch etwas länger exponiert waren.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. F. Wunderlich, Institut für Meeresgeologie und Meeresbiologie „Senckenberg“, Schleusenstraße 39 A, D-2940 Wilhelmshaven.

2. Fragestellung, Arbeitstechniken

In den Jahren 1977 und 1978 wurde das Gebiet des Helgoland-Riffs auf den Transgressionskontakt hin untersucht. Ferner sollte Fragen der Aufarbeitung und Verteilung der Sedimente nachgegangen werden (WUNDERLICH 1979).

Hierbei wurde folgendermaßen vorgegangen: zunächst wurden mit dem Sedimentechograph ELAC LAZ 71 CA 908 Längs- und Querprofile gefahren, synchron dazu erfolgte die flächenhafte Aufnahme mit Side-Scan. Anhand der Aufzeichnungen wurden

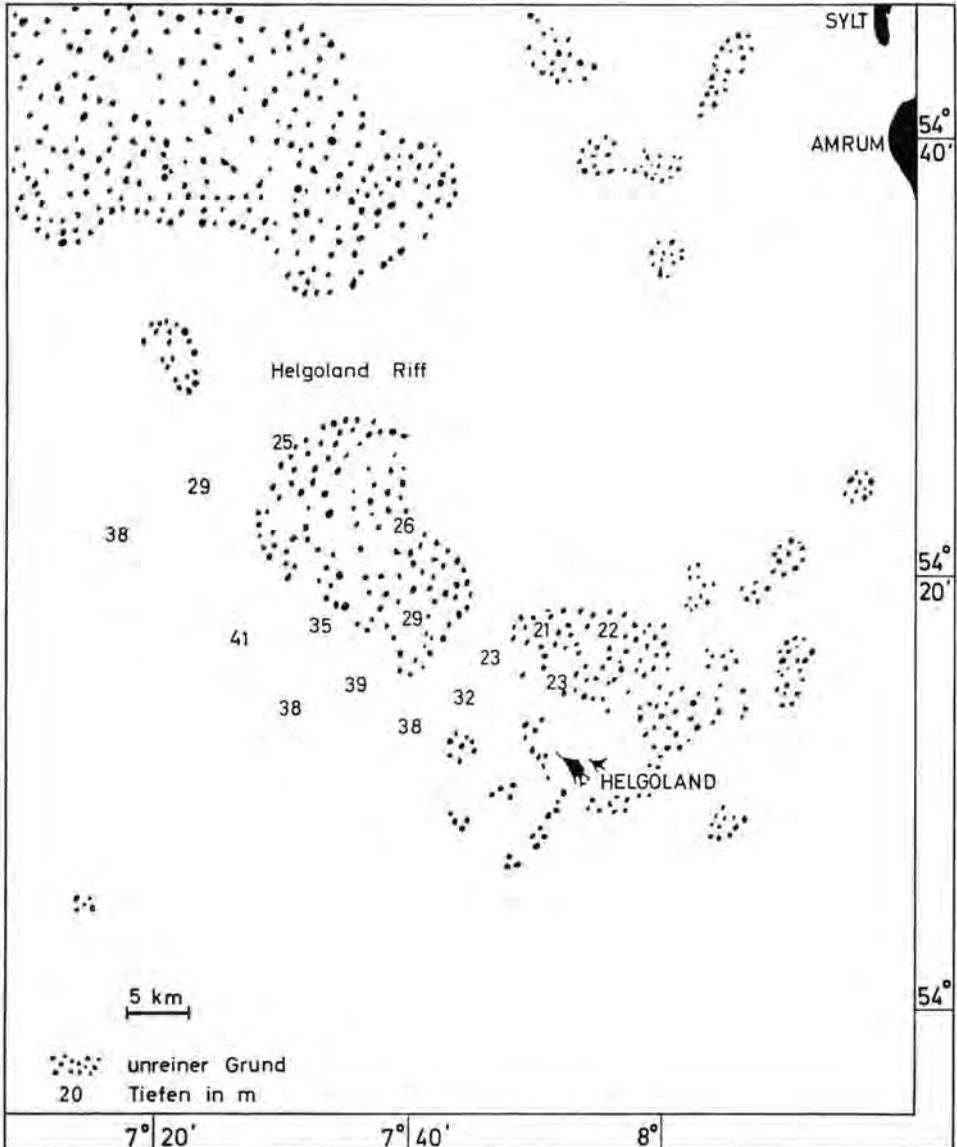


Abb. 1: Lage des Helgoland-Riffs.

dann die Stationspunkte bestimmt. Zum Einsatz kamen der Vibrohammer nach KÖGLER (KÖGLER et al. 1972) sowie an gleicher Position der Kastengreifer nach REINECK (REINECK 1963). Der Kastengreifer wurde vor allem deshalb gleichzeitig eingesetzt, um ein besseres Bild der oberflächennahen Strukturen zu erhalten, die beim Vibrohammer erfahrungsgemäß meist in Mitleidenschaft gezogen werden. Ebenso ist dadurch mehr Material für Sedimentanalysen vorhanden.

Abschnittsweise wurden die Profile mit der Hartgrunddredge abgesammelt, die Verteilung und Zonierung von Schill, Steinen und oberflächennaher Fauna ließ sich damit brauchbar kartieren.

3. Auswertung

Die Auswertung der Proben anhand von Gefüge, Korngrößen, Mikro- und Makrofauna sowie groben Bestandteilen ist noch nicht abgeschlossen, auch sind die Profile noch nicht vollständig abgebohrt. Erste Ergebnisse zeigen das folgende Bild.

Morphologie, Innen-Großgefüge, Sedimentdecke, Aufarbeitung: Bereits die Echographenaufnahmen ließen sehr oft einen mit der rezenten, unausgeglichenen Oberflächenmorphologie in keinem Zusammenhang stehenden Innenaufbau erkennen. In verschiedene Richtungen einfallende Schrägschichten, wannenartig ausgefüllte Senken und Schichten unterschiedlicher Schallimpedanz ließen eine uneinheitliche Zusammensetzung erkennen. Am Westrand des Helgoland-Riffs wurde eine kliffartige und später offensichtlich aufgefüllte Struktur angetroffen (Abb. 2). Erosion findet an der W-Seite heute offenbar auch in tieferen Bereichen statt: ältere, horizontal abgelagerte Schichten streichen gegen den Hang hin aus.

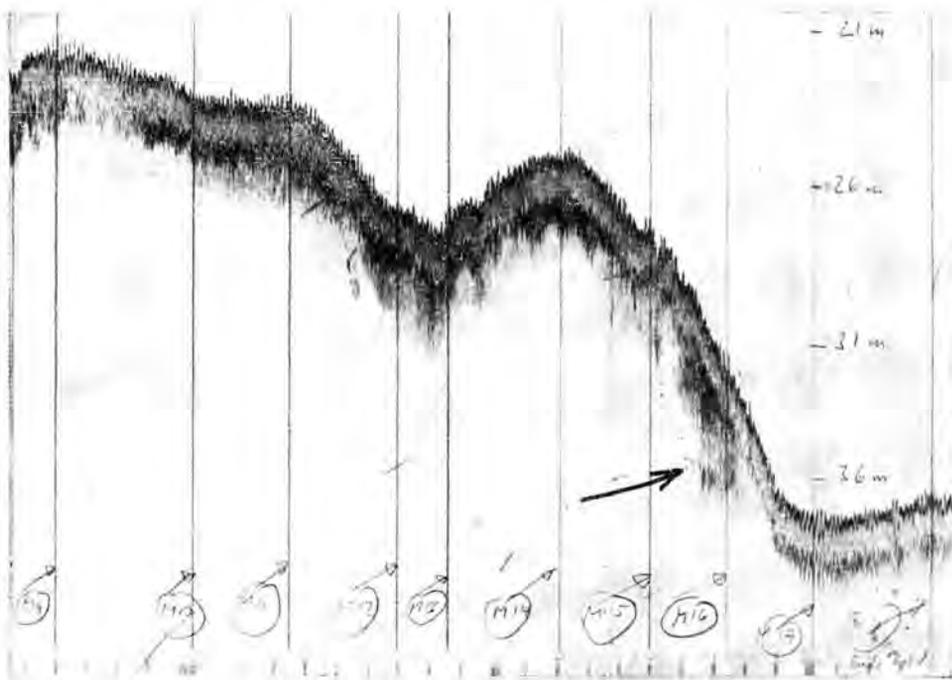


Abb. 2: An der W-Seite des Helgoland-Riffs wurde innerhalb eines aufgefüllten Kliffs (Pfeil) Brackwasserfauna gefunden.

Die rezente Sedimentdecke ist i. a. recht geringmächtig, meist wenig mehr als 50 cm. Gelegentlich werden auch aufgefüllte Kolke gefunden. Nach E zu stehen aufgearbeitete Kiese und Blöcke direkt an (DECCA r.21.32/p. 70.28). Die Sedimentoberfläche zeigt keine einheitliche Zusammensetzung. Zwar herrschen in der Regel gröbere, helle Sande vor, doch wird auch Schlick angetroffen (DECCA r.11.96/p. 77.60, dunkle, schlackige Sedimente über gut sortiertem Kies). Wenn natürlich auch mit älterem, freigelegten Sediment gerechnet werden muß, so sind doch im rezenten Schichtverband eingeschaltete Schlicklagen von mehr als 10 cm Mächtigkeit zu finden. Später freigelegt, geben sie durch ihre Kompaktion gewissen Schutz gegen Erosion (Abb. 3).

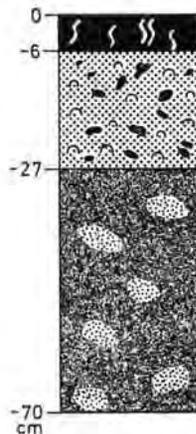


Abb. 3: Kern mit rezentem, mit Gängen durchsetztem Schlick (0—6 cm), marinem Sand mit Schill und Schlickgeröllen/Schlickfasern (—6 bis —27 cm) und schlackig-bindigem Sediment mit sandigen Nestern (—27 bis —70 cm).

Meist ist das Sediment dicht mit Herzseeigeln, Scheidenmuscheln und vor allem am W-Rand mit Islandmuscheln besiedelt. Doch zeigen gut erhaltene Schrägschichtungen, laminierte Sande und Fluchtspuren des Herzseeigels (WUNDERLICH 1979) starke Umlagerungen an. Bei Wassertiefen zwischen —25 und —30 m ist das vor allem auf Seegang bei Sturm aus westlichen Sektoren zurückzuführen.

Stürme aus östlichen Sektoren können nicht so stark auf den Untergrund einwirken, der fetch ist hier erheblich geringer, die Wassertiefen nehmen nach E zu ab. Damit ist wohl auch der Transport von klastischem Material aus dem Helgoland-Riff nach W nur gering. Kontrollkerne aus der schlackigen Senke westlich des Hanges zeigten lediglich große Ähnlichkeit mit den Schlickgebieten südlich Helgoland hinsichtlich Fauna, Verwühlung und Korngröße.

Der Transport klastischer Komponenten innerhalb des Helgoland-Riffs scheint nicht allzu groß zu sein, wie vor allem die Gefügebilder und Korngrößen in den Kastengreiferproben zeigen. Auch die oben erwähnten bis zu 20 cm (!) mächtigen Schlicklagen innerhalb der rezenten Residualsande können als Indikator hierfür gelten: die Mikrofauna ergab ein heutzeitliches Spektrum. Anerodierte, ältere Schlicke scheiden also hier aus.

Das wirft die Frage auf, inwieweit Schlick resuspendiert und wieder abgelagert werden kann. Falls es sich nicht um Material handelt, welches bei Sturmfluten aus dem Gebiet der nordfriesischen Westküste kommt (GADOW & REINECK 1969), muß es im Bereich

des Helgoland-Riffs in Suspension geraten sein. Möglich wäre auch die Befruchtung mit aufgearbeitetem Schlick von der W-Kante des Riffs, die z. Z. ja noch unter Erosion steht und vor allem bei Sturm aus westlichen Sektoren Materialverluste erleidet, während sie bei östlichen Winden möglicherweise etwas als Sedimentfalle gelten kann. Auf jeden Fall müssen lokal beträchtliche Gehalte an Tonmineralien im Wasser enthalten sein, die auch rasch wieder abgelagert werden können (McCAYE 1971). Hierbei ist sicher auch das unruhige, morphologische Relief von Bedeutung.

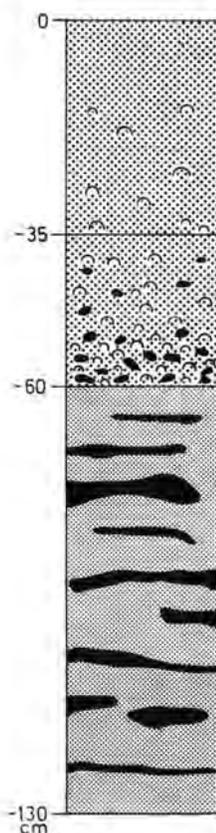


Abb. 4: Kern aus dem Kliff am W-Fang des Helgoland-Riffs (siehe: Abb. 2). Unterhalb einer 60 cm mächtigen, rezenten Deckschicht wird eine brackische Wechsel-schichtung angetroffen.

Kontaktzone rezent/fossil; ältere Sedimente. Die Grenzlinie rezent/subrezent/fossil ist im allgemeinen als scharf ausgebildete Erosionsdiskordanz mit einem Basiskonglomerat versehen (Abb. 3, Abb. 4, Abb. 5). Die Fauna dringt dabei nur selten in die älteren, unterlagernden Schichten ein. Auch dies ist ein Hinweis auf die insgesamt noch erosive Situation des Helgoland-Riffs. Vergleichbar ist die Situation vor Sylt, wo ja ebenfalls meist dicht unterhalb der rezenten Sedimentdecke ältere Schichten anstehen.

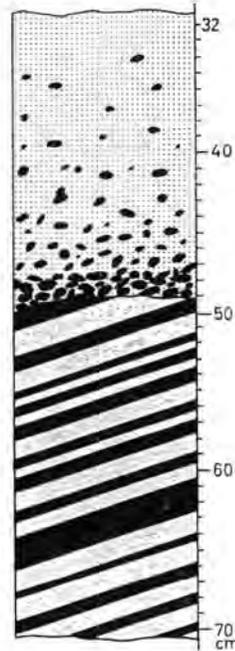


Abb. 5: Ausschnitt aus einem Kern. Unter dem Basiskonglomerat schräg einfallende, nichtmarine Wechsellagen aus grauweißem Sand und Torfgrus. Scharfe Erosionsdiskordanz. (Nach WUNDERLICH 1979).

Schwieriger sind Lokalitäten zu deuten, wo sich marin/marin verzahnt, wobei die unteren Schichten auch subrezent oder fossil sein können. Auf Pos. DECCA r.22.92/p. 78.78 wurde unter einer 65 cm mächtigen, einheitlich sandig-marinen Deckschicht mit einer scharfen Grenze feinerer Sand angetroffen, der von Seeigeln verwühlt war, aber nicht rezent entstanden zu sein schien. Mit weiteren scharfen Grenzlinien fanden sich darunter laminierte Sande, Wechsellagen von Sand und Ton und bioturbate Gefüge, wahrscheinlich durch Polychaeten erzeugt.

Wenn auch die Überflutung des Gebietes zwischen 9000 und 7500 v.h. geologisch gesehen recht rasch erfolgte, war bei dem unausgeglichenen Relief zwischenzeitlich die Ausbildung von Watten möglich. Auf Pos. DECCA r.8.18/p.73.78 lagen unter einer etwa 42 cm mächtigen Deckschicht von braunen Sanden mit Steinchen (Kies) und Schill nach einem kurzen Übergang (Aufarbeitungszone) graue Sande mit *Cerastoderma edule*, also einer Wattform. Dagegen wurden auf Pos. DECCA r.18.54/p.67.92 keine scharfen Grenzen innerhalb eines Kernes angetroffen. Unterhalb 25 cm verwühltem, schlickigem Sediment fanden sich bis —170 cm schlickige Feinsande mit viel Schill und Bruchschill, stark bioturbat und in den tieferen Teilen ebenfalls mit Klappen von *Cerastoderma edule*. Faunistisch gesehen also ebenfalls Watt. Wenn man auch nicht die Möglichkeit ausschließen kann, daß ältere Sedimente in Sedimentfallen zusammengespielt wurden, ist dennoch das ehemalige Vorkommen von Watten augenfällig.

Noch aufschlußreicher ist Pos. DECCA r.17.72/p.66.12 (Abb. 2, Abb. 4). Hier wurde das oben erwähnte Kliff angebohrt. Auf den Transgressionskontakt, der bei —60 cm lag,

folgten sandig/tonige, teils stark verwühlte Wechschichten mit *Jadammina polystoma*, *Elphidium gunteri* und *Rotaria beccarii*, also eine ausgeprägte Brackwasserfauna (für die Bestimmung der Mikrofauna bin ich Dr. G. RICHTER zu Dank verpflichtet). Natürlich muß auch damit gerechnet werden, daß eemzeitliche Ablagerungen angetroffen werden. Wahrscheinlicher aber ist diese Brackwasserfauna dem holozänen Meeresspiegelanstieg zuzuordnen. Erosion durch westliche Stürme kann seither beträchtliche Schichtverluste an der W-Kante hervorgerufen haben.

Torf wurde ebenfalls im Untergrund anstehend angetroffen (DECCA r.19.26/p. 74.44). Häufig findet man auch schwarzen Torfgrus in dicken Lagen als Wechschichtung mit grauen, nichtmarinen Sanden (Abb. 5), Bernstein liegt darin ebenfalls vor. Die Vermooring während des Eem oder Holozän scheint also recht ausgeprägt gewesen zu sein.

4. Schriftenverzeichnis

- BEHRE, K.-E. & MENKE, B. (1969): Pollenanalytische Untersuchungen an einem Bohrkern der südlichen Doggerbank. — Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Beitr. Meereskde., **24/25**: 122—129; Berlin.
- GADOW, S. & REINECK, H.-E. (1969): Abländiger Sandtransport bei Sturmfluten. — Senckenbergiana maritima, (1) 50: 63—68. 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- KÖGLER, F.-C. SEIBOLD, E. & VEIT, K. H. (1972): Die Entnahme von Sandkernen aus der Brandungszone mit Vibrohammerkerngerät „Kiel-3“ und Hubschraubereinsatz. — Ber. Komm. Eur. Gemsh., Büro Eurisotop, **75**: 1—34, Abb. 1—8, 1 Tab., Taf. 1—6; Brüssel.
- KOLP, O. (1976): Submarine Uferterrassen der südlichen Ost- und Nordsee als Marken des holozänen Meeresspiegelanstiegs und der Überflutungsphasen der Ostsee. — Petermanns Geogr. Mitt., **120**: 1—23; Gotha/Leipzig.
- MCCAVE, I. N. (1971): Wave effectiveness at the sea bed and its relationship to bed forms and deposition of mud. — J. sediment. Petrol., **41**: 89.96, Abb. 1—7; Tulsa, Okla.
- MENKE, B. (1976): Befunde und Überlegungen zum nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstieg (Dithmarschen und Eiderstedt, Schleswig-Holstein). — Probl. Küstenforsch., **11**: 145—161; Hildesheim.
- SINDOWSKI, K.-H. & STREIF, H. (1974): Die Geschichte der Nordsee am Ende der letzten Eiszeit und im Holozän. — In: WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (Hrsg.): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, 411—431. — Stuttgart (Köhler).
- STREIF, H. (1978): Geologie des Untergrundes. 1. Geologie des Nordseebeckens. 2. Geologie des Küstenraumes. 3. Der holozäne Meeresspiegelanstieg und die heutige Küstengestalt. — In: REINECK, H.-E. (Hrsg.): Das Watt, 19—38; Frankfurt a. M.
- REINECK, H.-E. (1963): Der Kastengreifer. — Natur u. Mus., **93**: 5 Abb., 102—108; Frankfurt a. M.
- WUNDERLICH, F. (1979): Sandauflagerung und Herzigel-Fluchtpuren im Helgoland-Riff. — Natur und Museum, **109**: 315—319, Abb. 1—5; Frankfurt a. M.

Manuskript eingegangen am 1. 2. 1980.

Eiszeitalter u. Gegenwart	30	221—228 5 Abb.	Hannover 1980
---------------------------	----	-------------------	---------------

Neue Meeresspiegeldaten aus dem Raum Wangerooge

JÖRG HANISCH *)

Sea level, radiometric dating, Commelinidea (*Phragmites communis*), Venerida (*Scrobicularia plana*),
bock marsch sediment, core cuttings, Holocene

North Sea (Wangerooge), North-West German Lowlands, Niedersachsen. TK 25 Nr.: 2213

Kurzfassung: Wurzeln und Stengel von *Phragmites communis* aus Brackwasser-Sedimenten, die etwa 6 km nördlich Wangerooge in 23,1 bis 24,4 m unter NN erbohrt wurden, brachten ¹⁴C-Alter zwischen 7500 und 8000 v.h. Danach lag der Hochwasserspiegel der Nordsee in diesem Zeitraum etwa 24 m unter NN.

Datierungen von in Lebendstellung entnommenen Muschelklappen von *Scrobicularia plana* ergeben für die Zeit um 1500 v.h. eine Hochwassermarken von ca. 1,3 m unter der heutigen.

Für die Zeit um 550 v.h. kann mit Hilfe von Gräsern und Wurzeln eines ehemaligen Strandnelkenrasens sowie von Sedimentstrukturen einer Watt- bis Grodensedimentabfolge ein MTHW an der deutschen Nordseeküste angegeben werden, das dem heutigen entspricht.

[New Sea Level Data from the Region of Wangerooge]

Abstract: Remnants of *Phragmites communis* from brackwater sediments now at depth of 23.1 to 24.4 m below NN about 6 km north of Wangerooge were dated at 7500 to 8000 B.P. According to this the mean high water level in the North Sea lay at about 24 m below NN during this time interval.

Radiocarbon dating of shells of *Scrobicularia plana* which were found in living position in fossil tidal flat sediments indicates a high water level at about 1500 B.P. of 1.3 m below the present one.

About 550 B.P. the mean high water level on the German North Sea coast was practically the same as today. This is deduced from radiometric, botanic, and sedimentary studies of former tidal flat to salt marsh deposits.

1. Einführung

Im Rahmen der geologischen Untersuchungen des Nieders. Landesamtes f. Bodenforschung (NLfB) über die Ursachen des Strand- und Dünenabtrags auf der Insel Wangerooge wurden Schilfstengel und -wurzeln aus einer Brackwasserablagerung aus dem heutigen Seegebiet nördlich der Insel, Muschelklappen aus einer alten Wattschicht und alte Grodensedimente radiometrisch untersucht. Die Datierungen erfolgten im ¹⁴C-Labor des NLfB (Leitung: M. A. GEYH). Sie lieferten drei wichtige Zeitmarken zur Entstehung und Verlagerung Wangerooges, sind aber gleichzeitig für das Meeresspiegel-Anstiegsgeschehen in der Deutschen Bucht von Bedeutung. Die pollenanalytische Auswertung der Brackwasser- und Grodenproben (durch K. J. MEYER, NLfB) gab wertvolle Hinweise auf das jeweilige Ablagerungsniveau im Bezug auf die damaligen Hochwassermarken.

2. Meeresspiegelindikatoren

Drei verschiedenartige Faziesseinheiten, die im Raum Wangerooge in unterschiedlicher Tiefenposition auftreten, können als Meeresspiegelanzeiger für das fossile Mitteltidehochwasser herangezogen werden. ¹⁴C-Altersdatierungen an Brackwassersedimenten aus der heutigen offshore-Zone der Insel sowie an Watt- und Grodensedimenten vom Nordstrand Wangerooges liefern drei neue Zeit-Höhen-Marken des Transgressionsgeschehens.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. J. Hanisch, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51.

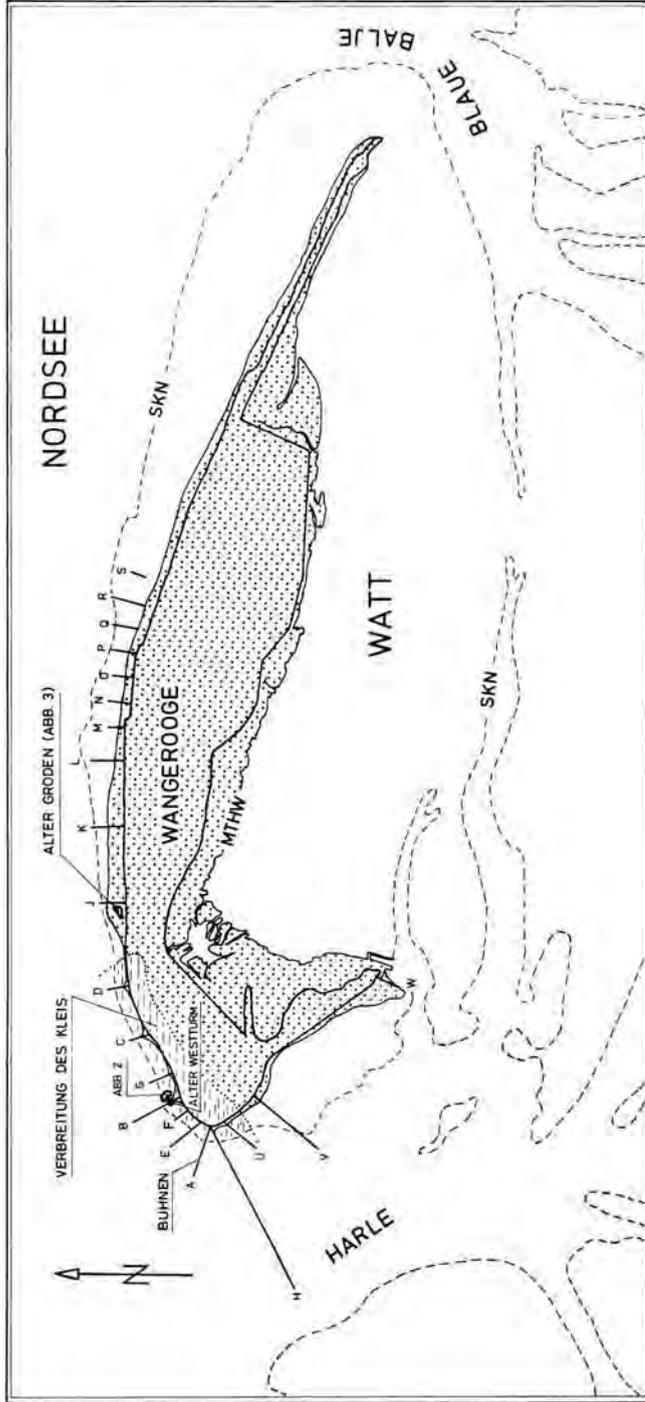


Abb. 1: Übersichtskarte der Insel Wangerooge.

2.1. Brackwassersedimente aus der offshore-Zone

Von insgesamt 31 Bohrungen, die im Seegebiet nördlich von Wangerooge abgeteuft wurden, traf als einzige Bohrung A 10 (ca. 6 km N der Insel, Position 55°51,4' N / 07°50,7' E) holozäne Brackwasser-Sedimente an. Diese lagen unter nur 0,67 m marinem Sand und wurden in einer Mächtigkeit von 2,13 m erbohrt, wobei die Basis der brackischen Ablagerungen nicht erreicht wurde.

Die gesamte Abfolge enthält Bestandteile eines marinen Plankton (Foraminiferen-Innenschalen, Hystricho-Sphaeriden) sowie Süßwasserelemente wie Zellkolonien der Grünalge *Pediastrum*.

Aus den feinklastischen Sedimenten ausgelesene und ausgeschlammte Reste von *Phragmites communis* (Wurzeln und Stengel) ergaben folgende ¹⁴C-Alter:

Tiefenintervall (m unter NN)	Hv-Nummer	¹⁴ C-Alter v.h.
23,08 — 23,24	8600	7540 ± 80
23,48 — 23,73	8601	7980 ± 60
24,07 — 24,39	8602	7960 ± 205

Die Umrechnung der gemessenen Wassertiefen auf NN wurden dankenswerter Weise vom Deutschen Hydrographischen Institut, Hamburg, vorgenommen. Die von LUDWIG et al. (1979) veröffentlichten SKN-Werte für die Proben aus Bohrung A 10 sind nach freundlicher mündlicher Mitteilung von H. STREIF mit einem systematischen Fehler behaftet.

Nach ökologischen Studien von SCHEER (1953) kann *Phragmites communis* heute in der Brackwasser- und Gezeitenzone nur zwischen 26 cm unter und 72 cm über dem MTHW-Niveau existieren. Ausgehend von diesem ökologischen Befund kann von der Entnahmehöhe auf einen minimal und maximal möglichen Hochwasserstand geschlossen werden. Bei Annahme einer Probenentnahme an der untersten Grenze des ökologischen Bereichs ergibt dies ein maximal 26 cm d a r ü b e r liegendes, früheres MTHW. Nimmt man eine Entnahmehöhe von der oberen, durch *Phragmites communis* angezeigten Marge an, resultiert ein maximal 72 cm d a r u n t e r liegendes, früheres MTHW.

Probe 8600 wurde aus einer mittleren Tiefe von 23,16 m unter NN entnommen. Das damalige MTHW lag also maximal 26 cm oberhalb von -23,16 m NN (= -22,9 m NN) und maximal 72 cm unterhalb der Entnahmehöhe, also 23,88 m unter NN. Dasselbe gilt für die übrigen beiden Proben entsprechend. Zusammen mit den Datierungsfehlerintervallen ergeben diese maximalen und minimalen Höhenmarken Rechtecke, die als indikative Bereiche der Proben bezeichnet werden können (Abb. 2) Wie ersichtlich, ist das Fehlerintervall bei Probe Hv 8602 im Vergleich zu den beiden anderen Proben groß. Daraus erklärt sich das scheinbar geringere Alter von Hv 8602 zu Hv 8601, obwohl die Profilabfolge das Gegenteil zeigt. Durch das Fehlerintervall von Probe Hv 8601 wird jedoch der mögliche Datierungsfehler von Hv 8602 eingeengt (Abb. 2).

Durch Verbinden der äußersten Ecken der Rechtecke in Abb. 2 wird die Marge angezeigt, innerhalb der sich mögliche Meeresspiegel-Änderungen vollzogen haben. Für die Meeresspiegel-Anstiegskurve ergeben sich so minimale und maximale Steigungen (Abb. 2). Der kleinstmögliche Anstieg betrug zwischen 8165 v.h. und 7460 v.h. nur 10 cm, der größtmögliche zwischen 7920 v.h. und 7620 v.h. 1,42 m (von 24,32 auf 22,90 m unter NN). Der wahrscheinliche Anstieg des MTHW zwischen etwa 8000 v.h. und 7500 v.h. hat sich jedoch von 24,1 auf 23,15 unter NN vollzogen (Abb. 2). Dies entspräche einem Anstieg von ca. 19 cm pro Jahrhundert, wenn man Setzung unberücksichtigt läßt.

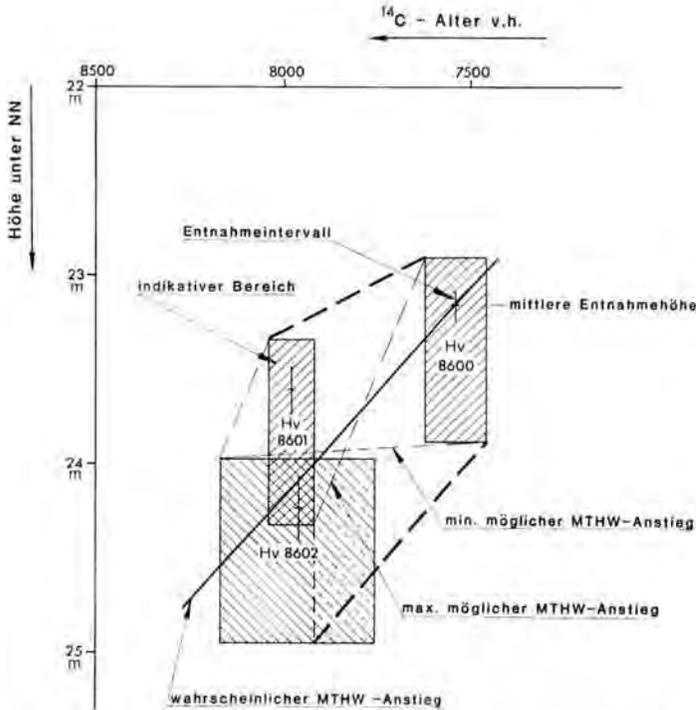


Abb. 2: Aussagekraft der Proben Hv 8600, 8601 und 8602 auf die früheren Hochwasserstände.

Gesichert ist durch diese drei Daten jedoch nur ein früherer mittlerer Hochwasserstand von ca. —24 m NN, da der minimal mögliche Anstiegsbetrag von 10 cm innerhalb der meßtechnischen Fehlergrenzen liegt.

2.2. Muschelklappen aus der Klei-Schicht beim Alten Westturm Wangeroooges

Bedingt durch die fortschreitende Stranderniedrigung im Westteil von Wangerooog wird, speziell im Bereich der Bühnen und Dünenschutzwerke, immer häufiger eine steife, sandige, etwa 60 cm mächtige Schlickschicht durch Sturmfluten freigelegt. Diese Klei-Lage, im Volksmund „Knickschicht“ genannt, hat nach SINDOWSKI (1969) flächenmäßig eine Verbreitung, die von etwa Buhne D bis vor das Westende der Insel reicht (Abb. 1). Direkt östlich der Buhne B ist das oberste Viertel dieser sandig-siltigen Tonschicht über viele Quadratmeter von Mollusken der Gattungen *Scrobicularia plana* und *Cardium edule* durchsetzt. Diese befinden sich größtenteils in Lebendstellung (Abb. 3).

Um eine mögliche Kontaminierung durch heutiges, im Meerwasser gelöstes CO_2 zu umgehen, wurden die zur Altersdatierung herangezogenen *Scrobicularien* aus einer Zone entnommen, in der sie noch durch weitgehend impermeable Schlick überdeckt waren. Die Datierung der Schalen ergab ein ^{14}C -Alter von 1540 ± 75 v.h. (Hv 9257). Zusammen mit einer früheren Datierung (SINDOWSKI 1969: Hv 300, 1450 ± 180 v.h.) resultiert ein mittleres Alter der beiden Proben von 1525 ± 70 v.h.



Abb. 3: Flächenhafte Verbreitung von *Scrobicularia plana* in ehemaligen Schlickwatt-Sedimenten. Unmittelbar östlich der Fundamente des Alten Westturms bei Buhne B.

Die Höhenlage der Probe wurde einnivelliert; sie liegt 0,1 m unter NN. *Scrobicularia plana* lebt heute im geschützten Schlickwatt knapp unterhalb der mittleren Hochwasserlinie (DÖRJES 1978: Abb. 67). Daraus errechnet sich für die Zeit um 1500 v.h. eine Hochwasserlinie, die etwa 1,3 m unter der heutigen lag.

2.3. Grodenproben vom Nordstrand Wangerooges

Bei der Sylvester-Sturmflut 1977 war der Strand so stark erniedrigt worden, daß eine alte Grodenschicht im Bereich knapp westlich der Buhne J freigespült wurde (Abb. 1). Da sich Groden auf den Ostfriesischen Inseln nur südlich der Dünenzüge ausbilden, konnte diese Schicht Aufschluß über die Verlagerung Wangerooges nach S geben.

Mit einem neu entwickelten Probenentnahmegesetz (HANISCH & HUSEMANN 1979) wurden insgesamt 10 Profilkerne von bis zu 1,5 m Länge gewonnen (Abb. 4) und sedimentologisch, palynologisch, botanisch sowie radiometrisch untersucht.

Die Sequenz (Abb. 5) beginnt im Liegenden mit einem feinkörnigen, tonigen Sand mittelgrauer Farbe. Er ist hoch bioturbat. Darüber schließt sich ein hellgrauer, schwach toniger Feinsand mit Fein- und Rippelschichtung an, dessen Mächtigkeit zwischen 20 und 40 cm schwankt. Diese beiden Lagen werden nach ihrer faziellen Ausbildung als alte Wattablagerungen angesprochen. Den Abschluß des Watts bildet eine 2 bis 3 cm dicke, humose Schicht, die einer ehemaligen Algenmatte entsprechen dürfte. Sie ist sehr mächtigkeits- und niveaunkonstant, wird in einigen Profilen jedoch von wenigen cm Wattsand überlagert.

Darüber liegt hellbrauner Mittelsand, der z. T. stark durchwurzelt ist. Seine Mächtigkeit schwankt im Beprobungsbereich zwischen 40 und 60 cm. Unregelmäßige Schrägschichtung weist auf äolische Umlagerung hin. Es dürfte sich demnach um eine Flugsandlage handeln.

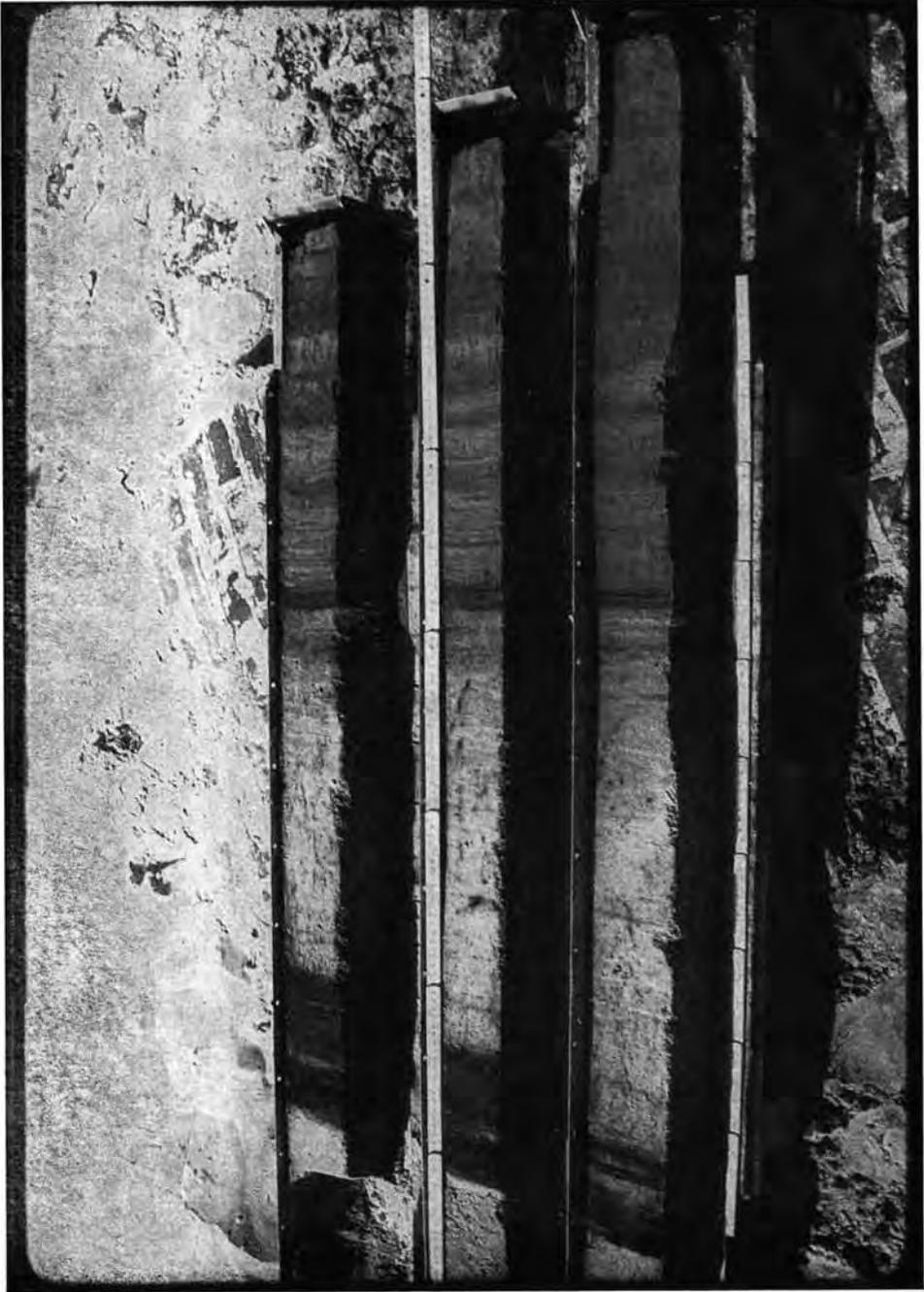


Abb. 4: Drei Kerne mit alten Watt- bis Grodenablagerungen (von rechts nach links). Unter heutigem Strandsand bei Buhne J.

Den höchsten Teil der Folge bildet eine 10 bis 18 cm mächtige Schicht stark humosen, tonigen Mittelsands. Lagig sind Wurzel- und Gräserreste (unbestimmbare Graminae) angereichert. Auch sind millimeterdicke Bändchen von hellgrauem Ton und hellbraunem Mittelsand zwischengeschaltet.

An ausgelesenen Wurzeln und Gräsern wurden ¹⁴C-Datierungen durchgeführt. Sie brachten Alter von:

655 ± 130 v.h. (Hv 8604)

520 ± 60 v.h. (Hv 8605)

580 ± 80 v.h. (Hv 9169)

Das gemittelte ¹⁴C-Alter der drei Proben beträgt 555 ± 45 v.h.

Aus der gesamten Profillabfolge läßt sich für diesen Zeitraum der Stand des mittleren Hochwassers wie folgt rekonstruieren:

Die Grenze zwischen bioturbaten und geschichteten Wattsedimenten liegt nach ROEP et al. (1975) und JELGERSMA (mündl. Mitt.) heute in Holland etwa 40 cm unterhalb der mittleren Hochwasserlinie.

Algenmatten treten im heutigen Watt Ostfrieslands stets in unmittelbarer Nähe der Hochwassermarke auf.

Die an den Grodenproben durchgeführten, sehr detaillierten Pollenanalysen weisen diese Ablagerung als einen ehemaligen, z. T. weitgehend ausgesüßten „Strandnelkenrasen“ aus. In den obersten Abschnitten sind Anzeichen für Getreideanbau auf der Insel, Dünen-Nähe und Beweidung („feuchte Trittrassen-Gesellschaft“) festzustellen. Nach ELLENBERG (1963) deutet dies auf ein mittleres Hochwasser hin, das mindestens 25 cm tiefer als die Groden-Unterkante gelegen hat.

Versucht man diese fossilen Wasserstandsanzeiger mit den heutigen Verhältnissen zu vergleichen, so ergibt sich für das Mittelidehochwasser, das im Raum Wangerooge heute bei 1,3 m über NN liegt, folgende Situation:

Die Obergrenze der bioturbaten Wattschicht liegt mit 90—95 cm über NN somit 35 bis 40 cm unterhalb der mittleren Hochwassermarke.

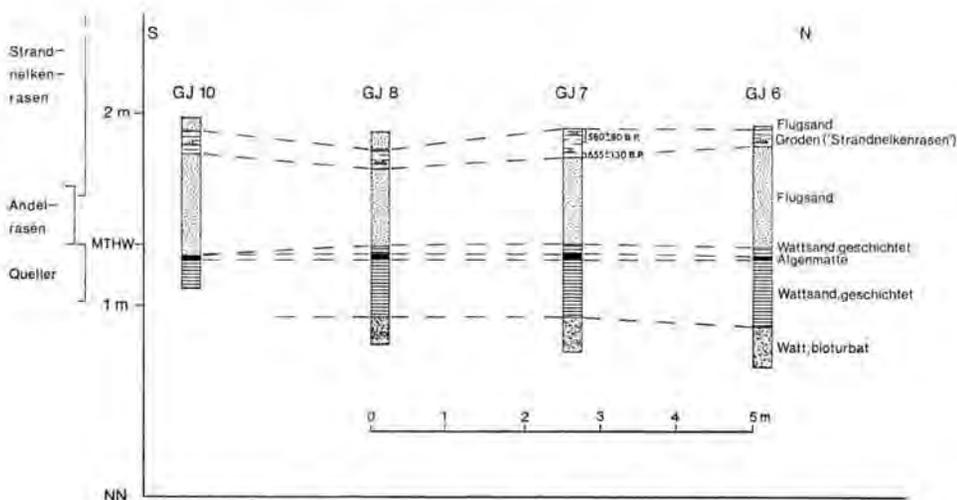


Abb. 5: Höhenlage der alten Watt/Groden-schichten bei Buhne J.

Die als Algenmatte gedeutete Schicht befindet sich etwa 10 cm unter MTHW.

Die Grodenlagen befinden sich zwischen 1,70 und 1,95 m über NN und damit zwischen 40 und 65 cm oberhalb des MTHW.

Die drei angeführten Höhenmarken befinden sich also in guter Übereinstimmung mit den heutigen Verhältnissen (Abb. 5). Danach muß für die Zeit um 550 v.h. mit praktisch dem gleichen mittleren Hochwasser-Niveau gerechnet werden wie heute. Unter der Annahme unveränderter Tidenübe hat sich demnach auch der mittlere Meeresspiegel um 550 v.h. auf der gleichen Höhe befunden wie heute. Andererseits ermittelte ROHDE (1977) für die letzten 300 Jahre einen relativen Anstieg des Meeresspiegels um 25 cm pro Jahrhundert. Aus beiden Befunden wäre demnach für die verbleibende Zeitspanne auf eine kurzfristige Meeresspiegelabsenkung zu schließen.

Schriftenverzeichnis

- DÖRJES, J. (1978): Das Watt als Lebensraum. — In: REINECK, H.-E.: Das Watt — Ablagerungs- und Lebensraum. — 2. Aufl., 185 S.; Frankfurt/M. (Kramer).
- ELLENBERG, H. (1963): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in kausaler, dynamischer und historischer Sicht. — In: WALTER, H.: Einführung in die Phytologie, 4, 2, 943 S.; Stuttgart (Ulmer).
- HANISCH, J. & H. HUSEMANN (1969): Ein Spül-Stechkasten zur Entnahme ungestörter Sandkerne von 1,5 m Länge. — Senck. marit., **11**: 47—57; Frankfurt/M.
- LUDWIG, G., MÜLLER, H. & STREIF, H. (1979): Neuere Daten zum holozänen Meeresspiegelanstieg im Bereich der Deutschen Bucht. — Geol. Jb., **D 32**: 3—22; Hannover.
- ROEP, Th. B., BEETS, D. J. & RUEGG, G. H. J. (1975): Wavebuilt structures in subrecent beach barriers of the Netherlands. — Extr. Publ., 9. Congrès Intern. Sedimentologie, Nice 1975.
- ROHDE, H. (1977): Sturmfluthöhen und säkularer Wasseranstieg an der deutschen Nordseeküste. — Die Küste, **30**: 52—143; Heide/Holst.
- SCHIEER, K. (1953): Die Bedeutung von *Phragmites communis* TRIN. für die Fragen der Küstenbildung. — Probl. Küstenforsch., **5**: 15—25; Hildesheim.
- SINDOWSKI, K.-H. (1969): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Bl. 2213 Wangerooge. — 49 S.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 24. 1. 1980.

Meeresspiegeldaten aus landschafts- und siedlungsgeschichtlichen Untersuchungen auf Pellworm (Nordfriesische Inseln)

DIETRICH HOFFMANN *)

Sea level, landscape history, settlement history, C-14-dating, dendrochronologie, Holocene North-West German Lowlands (Pellworm island), Schleswig Holstein. TK 25 Nr.: 1417

Kurzfassung: Es wird über archäologische, geographische und geologische Arbeiten zur Landschafts- und Besiedlungsgeschichte des südlichen nordfriesischen Wattenmeeres berichtet. Bei der Untersuchung von mittelalterlichen und frühneuzeitlichen Siedlungsplätzen und deren Untergrund auf der Insel Pellworm konnten u. a. neue Daten zur örtlichen Veränderung des Meeresspiegels im Holozän nachgewiesen werden: Danach hatte das Mittlere Tidehochwasser bereits in der zweiten Hälfte des letzten Jahrtausends vor Chr. Geb. eine Höhe von NN + 0,8 m erreicht, fiel danach jedoch wieder ab und stieg mit Beginn des zweiten Jahrtausends nach Chr. Geb. wieder an.

[Sea-Level-Datas Resulting from Investigations on the History of Landscape and Settlement on the Isle of Pellworm (North-Frisian Islands)]

Abstract: Since 1975 investigations on the history of landscape and settlement have been carried out in the southern North-Frisian tidal flats by an archeological, geographical and geological team. Excavations of medieval and early modern dwelling-mounds on the Isle of Pellworm proved new datas of local holocene sea-level changes: The level of mean high water had risen up to NN + 0,8 m in the second half of the last millennium BC. In the beginning of the following millennium it was lower and began to rise again in the first centuries of the second millennium AD.

1. Allgemeiner Überblick

An der Westküste Schleswig-Holsteins werden im Bereich der südlichen Nordfriesischen Inseln seit 1975 Untersuchungen zur Landschafts- und Siedlungsgeschichte durchgeführt (HIGELKE, HOFFMANN & MÜLLER-WILLE 1976; HIGELKE, HOFFMANN, KÜHN & MÜLLER-WILLE 1979). Das Interesse richtet sich auf ein Gebiet, das in den letzten 600 Jahren Veränderungen seiner Umwelt erfahren hat wie kaum ein anderes. Dies ist vor allem auf Sturmfluten im 14. und 17. Jahrhundert zurückzuführen, die in große, seit langer Zeit eingedeichte, tief liegende Wirtschafts- und Siedlungsflächen an so vielen Stellen einbrachen, daß eine erneute Sicherung aller dieser Gebiete nicht mehr möglich war und der größte Teil daher bis heute im Einflußbereich der Tiden verblieb. So sind die heutigen Inseln Nordstrand und Pellworm sowie die Hallig Nordstrandischmoor Reste einer ursprünglich mehr oder weniger eng mit dem Festland zusammenhängenden Marsch gewesen, die im 14. Jahrhundert durch Sturmfluten zerrissen wurden, wobei die Insel Alt-Nordstrand, in der die drei oben genannten Inseln noch vereinigt waren, entstand. Im 17. Jahrhundert wurde auch diese Insel durch Sturmfluten zerstückelt, bei denen bereits Wasserstände wie bei der Sturmflut 1962 (PRANGE 1965) erreicht wurden (BANTELMANN 1966). Zeugen dieses Geschehens sind die heute noch im Watt sichtbaren Spuren der Kultivierungsarbeiten und Siedlungsplätze.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. D. Hoffmann, Marschen- und Wurtenforschung von Schleswig-Holstein, Schloß Gottorp, D-2380 Schleswig.

Bei der Suche nach den Ursachen der hier aufgezeigten Entwicklung werden folgende Aspekte diskutiert:

1. Der säkulare Anstieg des Mittleren Tidehochwassers sowie der Anstieg der Sturmfluthöhen.
2. Der Eingriff des Menschen in den Bodenaufbau durch Kultivierungsmaßnahmen und Rohstoffgewinnung (Torf).
3. Der Eingriff des Menschen in die hydrographischen Verhältnisse durch umfangreiche Eindeichungen.
4. Wirkung der Eindeichungen auf das Sedimentationsgeschehen, wie z. B. Verhinderung des Aufwachsens der Oberflächen.

Aus der Erkenntnis heraus, daß zu diesen Fragen nur Lösungen in fachübergreifender Zusammenarbeit gefunden werden können, wurden drei Arbeitsgruppen, eine archäologische, eine geographische und eine geologische gebildet, die sich folgende Aufgaben stellten:

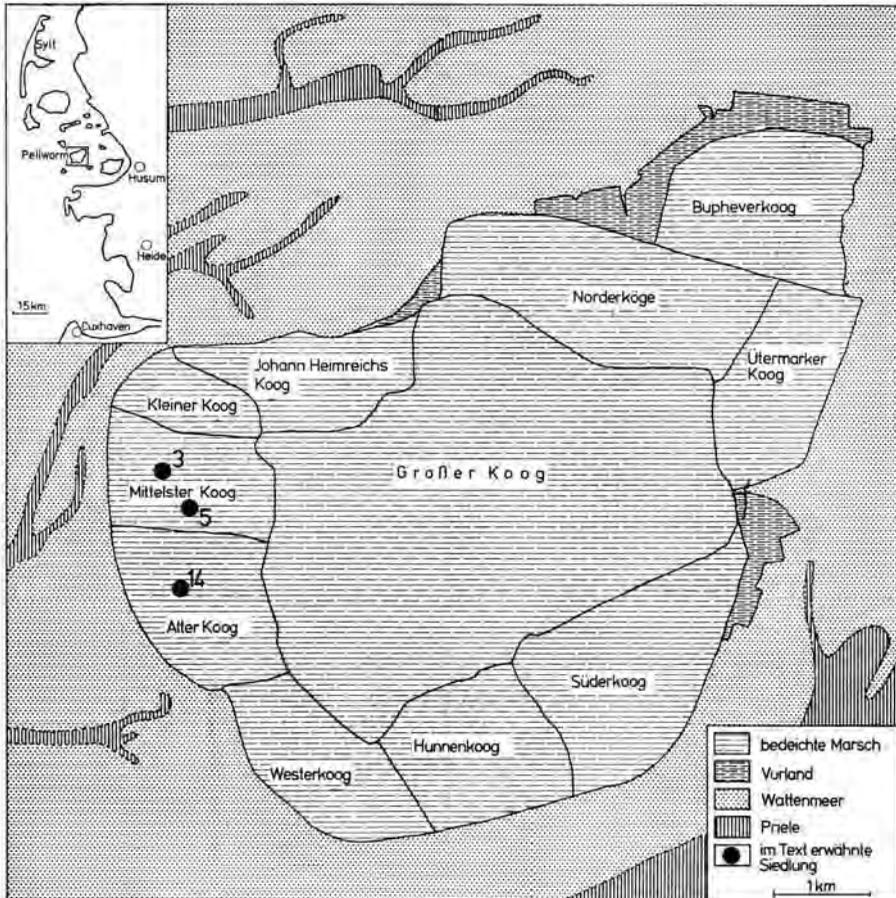


Abb. 1: Lageplan der untersuchten Siedlungen auf Pellworm.

Ziel der geographischen Untersuchungen ist die Aufnahme mittelalterlich-frühneuzeitlicher Kulturlandschaftsreste (Kartierung, Befliegung, Auswertung historischen und modernen Kartenmaterials) in den Wattgebieten, die Rekonstruktion verschiedener Phasen der Landschaftsentwicklung sowie die Analyse und Darstellung der morphodynamischen Verhältnisse im Bereich des Wattenmeeres, der Priele und der Wattströme. Dazu stehen insgesamt drei zeitliche Stadien nivellitischer Aufnahmen der Wattengebiete zur Verfügung, die mit Unterstützung des Rechenzentrums an der Universität Regensburg für die Untersuchungen der rezenten Morphodynamik ausgewertet werden sollen, darüber hinaus werden auch die auf Luftbildern verschiedenen Alters sichtbaren morphologischen Details ausgewertet.

Ziel der siedlungsarchäologischen Untersuchungen ist die Erhellung des eng mit der Landschaftsentwicklung verknüpften Besiedlungsbeginns und -verlaufs. Dazu sind bisher 11 Warften und Flachsiedlungen auf Pellworm, Nordstrand, Langeneß und Hooge durch Schnittgrabungen untersucht worden. Diesen Arbeiten ging eine Aufnahme aller feststellbaren Siedlungsstellen und sonstigen obertägigen Bodendenkmäler voraus. Die bisherigen Ergebnisse der Arbeiten lassen eine Besiedlung seit dem 9./10. Jahrhundert, weiterhin die Anlage von Flachsiedlungen und Warften im hohen und späten Mittelalter sowie in der frühen Neuzeit erkennen, auf Pellworm in unregelmäßiger, auf Nordstrand teilweise in Form der Marschhufensiedlung.

Ziel der geologischen Arbeiten ist es, mit den der Geologie eigenen Arbeitsmethoden an der Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung mitzuarbeiten und diese in Zeiten zu verfolgen, die in diesem Gebiet der archäologischen Forschung nicht mehr zugänglich sind. Für die jüngeren Zeiträume erfolgt dies in enger Kooperation mit den beiden anderen Arbeitsgruppen. Dabei soll vor allem Ausmaß, Art und Zweck der menschlichen Eingriffe in die Landschaftsentwicklung geklärt werden, um Alter und Höhenlage kultivierter Oberflächen im Hinblick auf Meeresspiegelstände des entsprechenden Zeitraums richtig beurteilen zu können. Außerdem sind aus der Untersuchung der gesamten zwischen 20 m und 7 m mächtigen Schichtfolge des Küstenholozäns Aussagen zum örtlichen Ablauf der nach-eiszeitlichen Meerestransgression möglich. Diese waren vor allem aus der Untersuchung des Untergrundes der Siedlungsplätze zu erwarten, da unter den älteren noch Schichtprofile vorhanden sein mußten, die nicht durch Kultivierungsmaßnahmen gestört waren (HIGELKE, HOFFMANN, KÜHN & MÜLLER-WILLE 1979). Außerdem gelang es, durch Höhenvergleiche Sackungs- und Setzungsbeträge abzuschätzen und so weitgehend die ursprüngliche Höhenlage der betrachteten Sedimentoberflächen anzugeben. Dazu eigneten sich besonders die gemeinsam mit den Archäologen vorgenommenen Grabungen an den Siedlungsplätzen 3, 5 und 14 im Westen der Insel Pellworm.

2. Darstellung der Befunde

Für die Untersuchungen waren quer durch die Wohnplätze mit einem Bagger Schnittgräben gelegt worden, deren Sohle bei etwa NN -1 m lag, so daß auch noch die anstehenden Schichten teilweise bis zu einer Mächtigkeit von 1,5 m aufgeschlossen wurden.

Die älteste untersuchte Stelle war eine Flachsiedlung aus dem 9.—10. Jahrhundert (Abb. 1, Punkt 3), die auf einer natürlichen, etwa 30 cm über die Umgebung herausragenden Kuppe angelegt war. Die Unterkante der Kulturschicht liegt an den höchsten Punkten bei NN $+0,6$ m und fällt nach den Seiten bis auf NN $+0,1$ m ab (Abb. 2). Sie liegt auf einem 3—4 cm mächtigen Bodenhorizont, der nur noch unter der Kulturschicht erhalten ist; er bedeckt eine 50—60 cm mächtige Lage aus Sturmflutschichten. Darunter folgt ein 1,2 m mächtiger toniger, z. T. schluffig-feinsandiger Klei, der im unteren Teil durch Bioturbation völlig entschichtet ist. Die erwähnte Kulturschicht des 9./10. Jahrhunderts

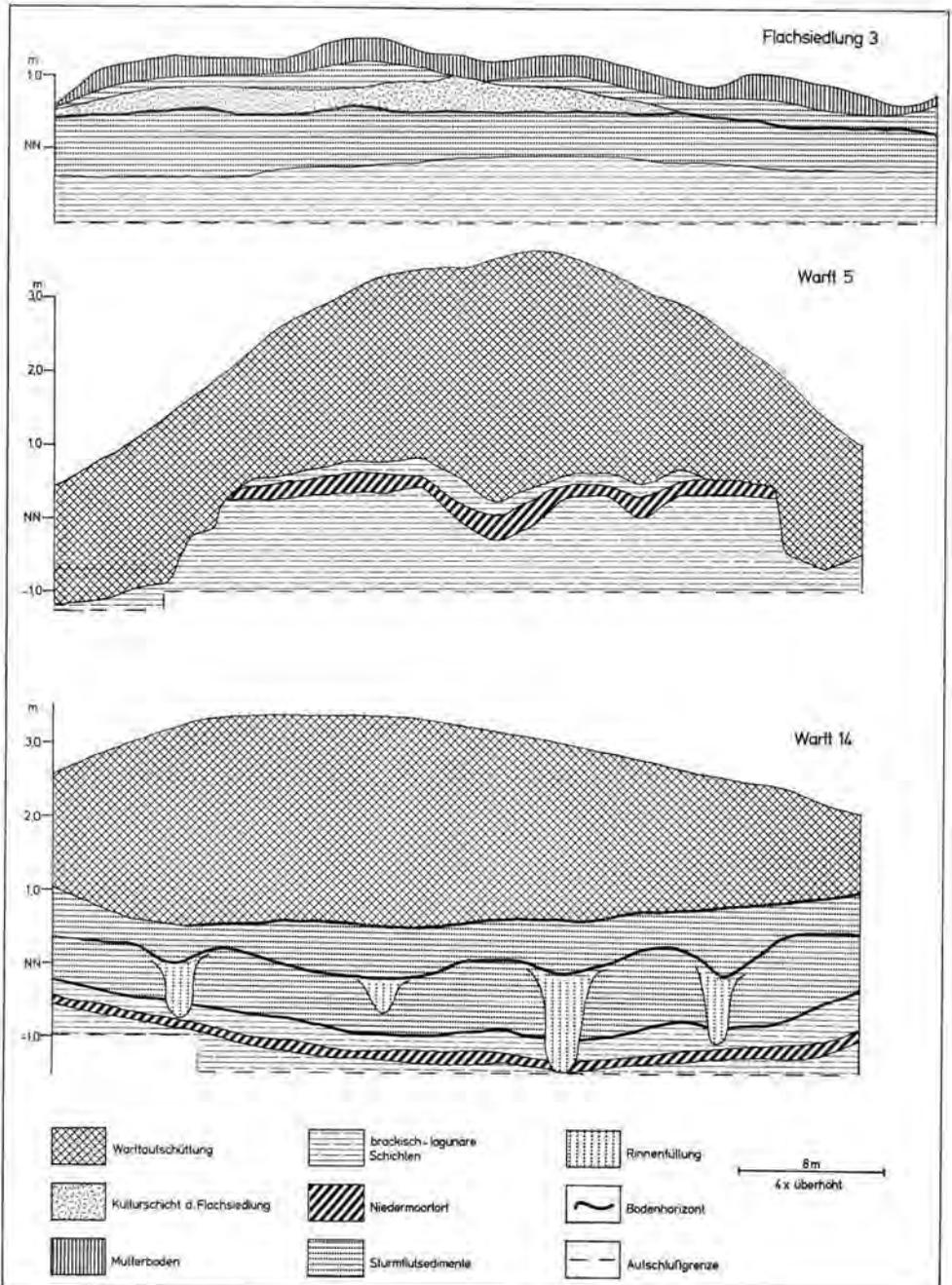


Abb. 2: Untersuchte Profile, nach der Geländedokumentation von H. J. KÜHN (Siedlungen 3 und 5) und K. H. DITTMANN (Siedlung 14) generalisierte Umzeichnung.

wird ebenfalls von Sturmflutschichten überlagert, die an ihrer höchsten Stelle NN + 1,0 m erreichen. Sie enthalten Scherben des 12./13. Jahrhunderts. Darüber folgen ungefähr 20 cm Mutterboden.

War der Punkt 3 bei der Aufnahme der Bodendenkmäler durch seine flache, große Kuppe aufgefallen (Abb. 1), so erregte am Punkt 5 eine ungewöhnlich hohe Warft die Aufmerksamkeit. Bohrungen im Rahmen der Voruntersuchungen der Warften hatten gezeigt, daß der Warftkörper teilweise aus Torf besteht und auch selbst auf anstehenden Torf aufgesetzt ist (Abb. 2). Die nähere Untersuchung durch den Baggerschnitt ergab folgende Befunde: Über einem stark mit Schilf durchsetzten, tonigen Klei liegt eine 20 bis 40 cm mächtige Niedermooerschicht, die im oberen Teil auch Holzstücke enthält. Ihre Oberkante liegt zwischen NN und NN + 0,6 m. Darüber folgt ein etwa 10 cm mächtiger humoser, toniger Klei, dessen Schichtung durch künstliche Einwirkung gestört ist. Wahrscheinlich ist er gepflügt. Den Abschluß der anstehenden Schichten unter der Warft bildet ein 10 cm mächtiger, humoser, feingeschichteter Klei. Die Basis der Warft liegt zwischen NN + 0,2 und NN + 0,8 m. Die Warft selbst läßt mehrere Bauphasen erkennen, die älteste besteht aus einem Kern aus Klei und Torfstücken, die seitlich durch aufgeschichtete Kleisoden gestützt und auch oben durch Kleisoden abgedeckt werden. Auf dieser Kernwarft haben die ersten Siedler im 13. Jahrhundert gewohnt. Später wurde die Warft nur noch mit Klei erhöht und vergrößert. Es fällt auf, daß die unter der Warft erhaltene Marschoberfläche höher liegt als die heutige um die Warft herum. Demnach muß hier der höchste Teil des Bodens, der, wie unter der Warft sichtbar, nur aus einer dünnen Kleidecke und darunter Torf bestand, abgetragen worden sein, wie übrigens auf großen Teilen der Insel Pellworm.

Die Untersuchung des Profils am Punkt 14, gleichfalls einer Warft, ergab ganz andere Befunde (Abb. 2). Ähnlich wie in der gerade beschriebenen Siedlungsstelle 5 war als tiefste Schicht ein toniger, stark schilfhaltiger Klei im Profil aufgeschlossen, dessen Oberkante im Zentrum der Warft bei NN -1,35 m und an den Seiten bis maximal NN -0,2 m hoch liegt. Darüber folgt eine etwa 20 cm mächtige Schilftorfschicht, die zur westlichen Seite der Warft hin allmählich ausdünnert. Ihr Alter ist 2330 ± 55 Jahre BP (Hv-7394). Darüber folgt ein bis zu 0,45 m mächtiger humoser, schilfhaltiger, toniger Klei, dessen Humusgehalt nach oben hin abnimmt. Unmittelbar unter der Oberkante ist eine bis zu 2 cm mächtige Feinsandschicht, offenbar die Ablagerung einer einzelnen Sturmflut, eingeschaltet. Die Oberkante dieses ersten Schichtpaketes über dem Torf bildet ein bis zu 5 cm mächtiger Humusdweg, der scharf gegen das Hangende abgegrenzt ist. Er liegt zwischen NN -0,3 m an der Seite der Warft und NN -1,0 m unter dem Zentrum der Warft. Das zweite Schichtpaket besteht aus 50 cm mächtigen, schwach humosen, tonigen Schichten, die im unteren Teil mit feinen Sandlagen durchsetzt sind. Darüber hat sich ebenfalls ein Humusdweg gebildet. Bemerkenswert ist, daß sich in dieses Schichtpaket mehrere Rinnen eingetieft haben, die später wieder mit schilfhaltigem Klei zuschlickten. Da die Gefahr einer Durchwurzelung von Schilf aus jüngerem Klei an dieser Stelle nicht gegeben war, wurde hier eine ^{14}C -Analyse des Schilfes durchgeführt, die ein Alter von 1620 ± 60 Jahre BP (Hv-7395) ergab. Die Oberfläche über diesem Schichtpaket bildete sich erst, nachdem die Gräben bereits zugeschlickt waren. Das dritte Schichtpaket besteht aus geschichteten, überwiegend schluffigen Sedimenten von 40—70 cm Mächtigkeit und wird durch einen humosen braunen, 1—2 cm mächtigen Bodenhorizont abgeschlossen, auf den die Warft aufgesetzt worden ist, die nur aus Klei besteht und nach der gefundenen Keramik erstmals im 14. Jahrhundert besiedelt war.

3. Ergebnisse

In den Profilen, die nur über eine kleine Fläche verteilt sind, deutet der Torf (Punkt 5 und 14) und der Boden unter der Kulturschicht (Punkt 3) erstmals eine Unterbrechung der

klastischen Sedimentation an, in deren Verlauf weit über 10 m Sedimente über der Holozänbasis im Bereich Pellworms abgelagert wurden. Wahrscheinlich wurde dies durch eine Barre verursacht, die westlich von Pellworm lag und von einem dort vorhandenen Geestkern, vielleicht dem von DITTMER (1952) nachgewiesenen Hever-Geestkern, ernährt wurde. Daß diese vermutete Barre nicht unmittelbar vor Pellworm gelegen hat, ist schon daraus zu ersehen, daß der Torf auch noch westlich von Pellworm und sogar westlich von Hooge im Watt zu finden ist. Nach den dargelegten Befunden gab bzw. gibt es noch heute Gebiete auf Pellworm, in denen der Torf von mächtigen Ablagerungen überdeckt ist, solche mit nur einer geringen Kleibedeckung über dem Torf, wo allerdings heute der Torf im Zuge der Verfehnung weitgehend abgegraben ist; ferner gab es einige Gebiete, die so hoch lagen, daß sich kein Torf bilden konnte, hier entstand ein Boden. Es ist unwahrscheinlich, daß die Oberfläche, über die sich der Torf ausgebreitet hat, bei Beginn der Torfbildung solche Höhenunterschiede aufwies, wie wir sie heute feststellen, sie können höchstens wenige Dezimeter betragen haben. Um aus den geschilderten Befunden Wasserstandshöhen ableiten zu können, muß Sackung und Setzung des Untergrundes abgeschätzt werden. Dies kann jedoch nur in grober Annäherung geschehen. Vergleicht man die heutige Höhenlage der Torfoberkante unter der Warft 5 mit der des Bodens unter der Siedlung 3, so fällt auf, daß der Torf teilweise genau so hoch liegt wie der Boden. Dies kann jedoch zur Zeit der Torfentstehung nicht so gewesen sein; damals muß die Bodenoberfläche höher gelegen haben. Der Torf unter der Siedlung 5 erreicht heute an der höchsten Stelle eine Höhe von NN + 0,6 m und hat hier eine Mächtigkeit von 28 cm. Unterstellt man für die Sackung und Setzung einen Betrag von einem Drittel der ursprünglichen Mächtigkeit, ergibt sich als frühere Höhenlage für die Torfoberfläche ca. NN + 0,75 m. Dies müßte ungefähr die Höhe des Grundwasserspiegels am Ende der Torfbildung gewesen sein. Für eine wesentliche Sackung und Setzung des Untergrundes an dieser Stelle gibt es keine Hinweise. Die tonigen Schichten des Untergrundes haben nur geringe Mächtigkeit und das Gewicht der Warft hat nur im Bereich großer Torfmächtigkeiten Setzungen verursacht (Abb. 2).

Der Boden der Flachsiedlung erreicht heute noch eine Höhe von NN + 0,60 m. Demnach wäre hier eine Sackung und Setzung des Untergrundes von mindestens 0,15 m anzunehmen, um die ursprüngliche Höhe der Torfoberkante zu erreichen. Da die obersten Schichten unter dem Boden jedoch Sturmflutschichten sind, muß man davon ausgehen, daß der Boden ursprünglich noch höher gelegen haben muß als die Torfoberkante, die ja etwa die Höhe des Grundwasserspiegels anzeigt, dessen Höhe in diesem Gebiet wohl nahe der des MThw gelegen haben dürfte, da durch die im Westen vermutete Barre die Vorflutverhältnisse zweifellos ungünstig waren und sich das Wasser im Hinterland gestaut hat. Die Sturmflutschichten unter Siedlung 3 sind noch über diesem Niveau entstanden, demnach muß für die letzte Hälfte des ersten vorchristlichen Jahrtausends, also die Zeit vor der Torfbildung, für das Mittlere Tidehochwasser eine Höhe angenommen werden, die bei NN + 0,8 m gelegen hat. Bei der von LINKE (1979) angegebenen MThw.-Höhe für Pellworm ist die Sackung und Setzung nicht berücksichtigt.

Die ungewöhnlich tiefe Lage des Torfes am Punkt 14 mit bis zu NN - 1,2 m ist einerseits auf die Setzung des Untergrundes durch die Auflast der Warft verursacht (0,6 m) und andererseits durch die Sackung der liegenden Schichten des Torfes nach dessen Entstehung. Über dem Torf liegen 3 durch Humusdüngel abgegrenzte Sedimentdecken, die zusammen bis zu 1,7 m mächtig sind. Ähnlich mächtige Schichten sind unter den anderen Siedlungen nicht vorhanden. Demnach kann man davon ausgehen, daß sich nach dem Ende der Torfbildung nur dort noch Sedimente ablagern konnten, wo die Oberfläche besonders niedrig war. Für die erste Hälfte des ersten nachchristlichen Jahrtausends muß daher angenommen werden, daß der Meeresspiegel nicht so hoch lag, wie zur Zeit der Torfentste-

hung. Nach einem besonders hohen Stand des MThw muß für die Zeit nach Chr. Geb. zunächst ein Abfallen angenommen werden. Eine Bestätigung für diese Annahme ist auch, daß bisher aus Nordfriesland nirgends Ablagerungen aus dem frühen ersten nachchristlichen Jahrtausend nachgewiesen werden konnten, die über der hohen alten Marsch der römischen Kaiserzeit liegen. Erst im 14. Jahrhundert wurden diese Gebiete wieder von Sedimenten bedeckt (PRANGE 1963, 1967).

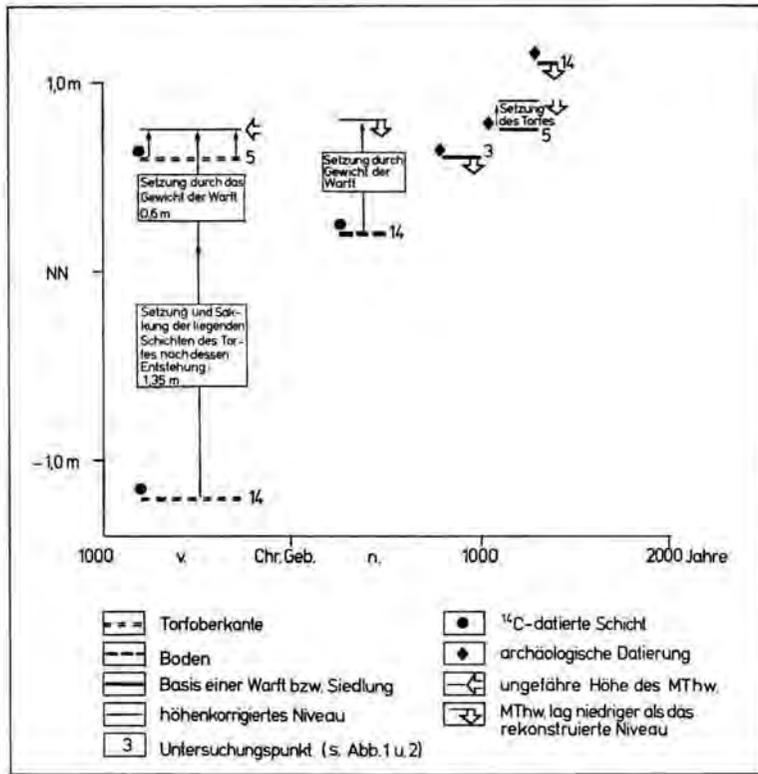


Abb. 3: Sackungs- und setzungskorrigiertes Zeit-Höhen-Diagramm für die datierten Schichten der beschriebenen Profile. Die ¹⁴C-Daten wurden dendrochronologisch korrigiert nach WILLKOMM (1976).

Für die Punkte 3 und 5 ist weiterhin der Zeitraum zu betrachten, an dem die Siedlungen angelegt wurden. Demnach konnte man im 9./10. Jahrhundert noch auf hohen Stellen der flachen Marsch siedeln, ohne allzu häufig von Sturmfluten gestört zu werden. Offenbar hatte der Wasserstand noch nicht wieder die Höhe erreicht, die er vor der Bodenbildung an dieser Stelle hatte. Im 13. Jahrhundert war diese Siedlungsweise scheinbar nicht mehr möglich, zu dieser Zeit wurden erste Warften gebaut, z. B. am Punkt 5, das bedeutet, daß spätestens seit dem Ende des ersten nachchristlichen Jahrtausends die Sturmflutwasserstände wieder anstiegen und damit wohl auch das MThw.

Schriftenverzeichnis

- BANTELMAUN, A. (1966): Die Landschaftsentwicklung an der schleswig-holsteinischen Westküste. — Die Küste, **14**, 2: 5—99, 51 Abb.; Heide/Holst.
- DITTMER, E. (1952): Die nacheiszeitliche Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. — Meyniana, **1**: 138—168, 7 Abb.; Neumünster.
- HIGELKE, B., HOFFMANN, D. & MÜLLER-WILLE, M. (1976): Zur Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte der nordfriesischen Marscheninseln und Watten im Einzugsbereich der Norderhever. — Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **11**: 163—185, 13 Abb.; Hildesheim.
- HIGELKE, B., HOFFMANN, D., KÜHN, H. J. & MÜLLER-WILLE, M. (1979): Geowissenschaftlich-archäologische Untersuchungen zur Landschafts- und Siedlungsgeschichte von Nordfriesland. — Archäologisches Korrespondenzblatt, **9**: 223—239, 9 Abb., 3 Taf.; Mainz.
- LINKE, G. (1979): Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Küstenbereich südlich Cuxhaven. — Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **13**: 39—83, 18 Abb., 1 Tab.; Hildesheim.
- PRANGE, W. (1963): Das Holozän und seine Datierung in den Marschen des Arlau-Gebietes, Nordfriesland. — Meyniana, **13**: 47—76, 11 Abb.; Kiel.
- (1965): Die Höhe der Sturmflut vom 11. Oktober 1634 in Nordfriesland nach neuen Wasserstandsmarken. — Zwischen Eider und Wiedau, Heimatkalender für Nordfriesland, 1965: 40—48, 1 Abb.; Husum.
- (1967): Geologie des Holozäns in den Marschen des nordfriesischen Festlandes. — Meyniana, **17**: 45—94, 20 Abb., 2 Taf., 1 Tab.; Kiel.
- WILLKOMM, H. (1976): Altersbestimmungen im Quartär. — 276 S.; München.

Manuskript eingegangen am 3. 1. 1980.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	30	237—252 5 Abb., 1 Tab.	<i>Hannover 1980</i>
----------------------------------	----	---------------------------	----------------------

Der Anstieg des Ostseespiegels im deutschen Küstenraum seit dem Mittelatlantikum

HEINZ KLUG *)

Classification, transgression, peat, genesis, sea level, regression, C-14 dating, Holocene, coastal plain.

Baltic Sea, Denmark, German Lowlands, Schleswig-Holstein, Niedersachsen, Bez. Rostock, Bez. Schwerin

Kurzfassung: Nach neuen Untersuchungen zur jungholozänen Entwicklung im Küstenraum der südwestlichen Ostsee ist der Meeresspiegel dort klar phasenhaft in Undulationen und nicht kontinuierlich angestiegen. Dies zeigt eine neue Transgressionskurve, die nach morphologischen Feldarbeiten, archäologischen Befunden, Pollenanalysen und ¹⁴C-Datierungen gezeichnet wurde und den Zeitraum der letzten 6000 Jahre erfaßt. Für die Litorina-Zeit können drei Transgressionsphasen (vor 6000 bis 5700 B.P., 5200 bis 4000 B.P., 2900 bis 2000 B.P.), getrennt durch zwei Phasen der Stagnation oder Regression, unterschieden werden. Die postlitorina-zeitliche Entwicklung beginnt mit einem Absinken des Meeresspiegels, worauf ein in Oszillation verlaufender Anstieg zum heutigen Niveau folgt. Transgressive Phasen beginnen um 90 A. D., während der ersten Hälfte des 17. Jahrhunderts und um die Mitte des 19. Jahrhunderts.

Der Vergleich dieser Ergebnisse mit einer neuen stratigraphischen Gliederung der postglazialen Entwicklung im nordöstlichen Küstenraum der DDR zeigt, daß Phasengliederung und -ablauf in beiden Untersuchungsräumen genau übereinstimmen. Die Gleichförmigkeit der Meeresspiegelschwankungen wird glazialeustatisch erklärt, da gegenläufige tektonische Vertikalbewegungen wie mehrmalige Hebungen und Senkungen während der relativ kurzen Entwicklungsperiode auszu-schließen sind und die eustatischen Verschiebungen mit klimatischen Schwankungen übereinstimmen.

Abgesehen davon werden die festgestellten Unterschiedlichkeiten in der Höhenlage, die der Meeresspiegel während der Transgressionsphasen erreichte, und die verschiedenen säkularen Anstiegsraten durch isostatischen Einfluß erklärt. Durch die Anwendung einer Methode zur Trennung des isostatischen und eustatischen Anteils an den Bewegungskomponenten können die Abweichungen in regionaler Differenzierung erklärt werden.

Aus einem Vergleich der Ereignisse mit der eustatischen Kurve FAIRBRIDGES (1976) und unter Bezugnahme auf MÖRNER'S (1971) Arbeitsergebnisse im skandinavischen Hebungsgebiet wird gefolgert, daß beim Anstieg der Ostsee mit der zeitlichen Annäherung an die Gegenwart die eustatische Komponente immer deutlicher hervortritt, während gleichzeitig die Intensität der isostatischen Bewegung abklingt.

[The Transgression in the German Coastal Area of the Baltic Sea since the Middle Atlanticum]

Abstract: Results of recent investigations on Holocene development in the coastal area of the south-western Baltic Sea have proved that the sea-level in this area has clearly risen to its present level in an oscillating manner rather than continuously. This is shown by a new sea-level curve based on morphological field evidence, archeological results, pollen analyses, and radio-carbon datings, which covers the time interval between 6000 B. P. and the present day. During the Litorina time three phases of transgression (before 6500 to 5700 B.P., 5200 to 4000 B.P., 2900 to 2000 B.P.) separated by two phases of stagnation or regression can be distinguished. The Post-Litorina development begins with a subsiding of sea-level, followed by a rise in an oscillating manner to the present level. Transgressive phases started at about 900 A.D., during the first half of the seventeenth century, and about the middle of the nineteenth century.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. Klug, Institut für Geographie, Universitätsstr. 31, D-8400 Regensburg.

The comparison of these results with a new stratigraphic division of the postglacial development in the north-eastern coastal area of the GDR shows that the distinguished phases correspond exactly in both areas studied. The uniformity of the corresponding oscillations of the sea-level is explained by eustatic changes, as tectonic subsidence and uplift during this relatively short period of development can be excluded and as eustatic changes correspond with climatic changes.

In addition, the different heights of sea-level during the transgressive phases and the different secular level changes are explained by isostatic influences. Regional alterations can be explained by using a method for distinguishing isostatic and eustatic components.

A comparison of the results with the eustatic curve of FAIRBRIDGE (1976) and with reference to the results of MÖRNER's research work (1971) in the Scandinavian area of uplift indicates that the eustatic component of the transgression of the Baltic Sea has become more prominent in present times, while the intensity of the isostatic depression of the area has receded at the same time.

1. Einleitung

Die Ergebnisse neuerer Forschungen über den zeitlichen und räumlichen Verlauf der jungholozänen Niveauveränderungen an der Ostseeküste Schleswig-Holsteins (ERNST 1974; KLUG 1973 bis 1980; KÖSTER 1971; VOSS 1967 bis 1973; vgl. Abb. 1) führen dazu, ein gegenüber älteren Auffassungen (KÖSTER 1960, 1961; SCHMITZ 1953; TAPFER 1940) revidiertes Bild des Transgressionsvorganges zu zeichnen. Da auch eine neue stratigraphische Gliederung der postglazialen Entwicklung aus dem benachbarten nordöstlichen Küstenraum der DDR (KLIEWE & JANKE 1978) als Resultat langjähriger Untersuchungen vorliegt, besteht die Möglichkeit, den nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstieg seit dem mittleren Atlantikum im gesamten deutschen Ostseeküstenraum vergleichend zu verfolgen und daraus wichtige Schlußfolgerungen für die Lösung auch grundsätzlicher Probleme des Zusammenwirkens von Eustasie und Isostasie zu ziehen.

2. Der Transgressionsverlauf an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste

Der Anstieg des transgredierenden Litorina-Meeresspiegels vollzog sich im älteren Holozän zunächst — wie bei prinzipieller Übereinstimmung zwischen allen bisher vorliegenden Untersuchungsergebnissen festgestellt — verhältnismäßig schnell. Divergierende Auffassungen bestehen aber über die Art und das Ausmaß des Meeresspiegelanstiegs: erfolgte er kontinuierlich oder oszillierend, lag das Meeresspiegelniveau schon früh nahe NN oder wurde dieser Stand erst später erreicht?

2.1. Forschungsstand und Grundlagen

Nach Untersuchungen an den Küsten Ostholsteins — bei Heiligenhafen, im Oldenburger Graben, in der inneren Lübecker Bucht und Alt-Lübeck kam KÖSTER (1960, 1961, 1967) unter Auswertung älterer, vorwiegend pollenanalytisch datierter Transgressionskontakte (TAPFER 1940; SCHMITZ 1952, 1953) zu dem Ergebnis (vgl. Abb. 2), daß sich im Bereich der südwestlichen Ostseeküste nach einem relativ schnellen Wasseranstieg seit etwa 7500 B.P. der Transgressionsvorgang ab 4500 B.P. zwar verlangsamt, aber insgesamt kontinuierlich fortsetzte. Während diese Annahme sich zunächst (KÖSTER 1960, 1961, 1967) auf den gesamten Zeitraum bis zur Gegenwart bezog, schränkte sie KÖSTER (1971, 97) dann auf die Phase bis Christi Geburt ein und konstatierte, daß der Meeresspiegel von da an oszillierend sein heutiges Niveau erreichte. Ältere transgressive Phasen (älter als 2000 Jahre B.P.) sind unbekannt. Grundsätzlich aber wird stets die Auffassung vertreten, daß der Wasserstand bei Christi Geburt noch gut 2 m unter NN lag.

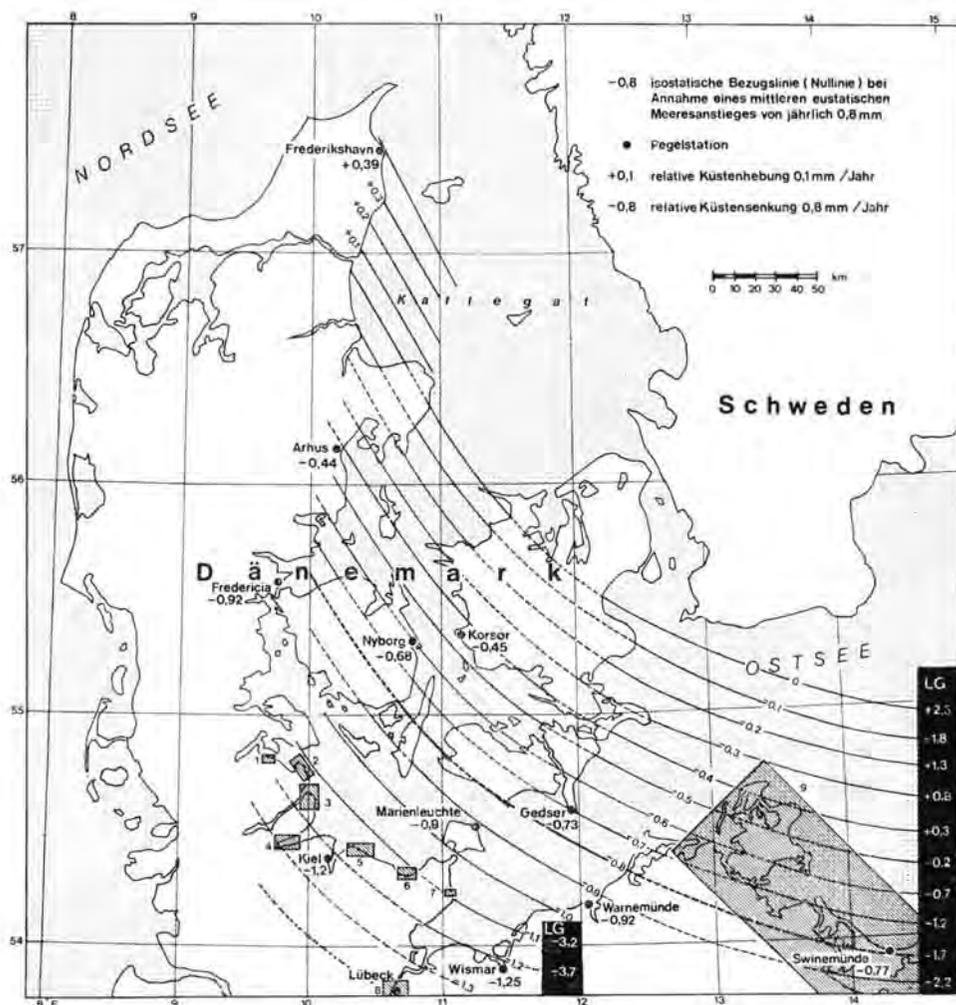


Abb. 1: Übersichtskarte der südlichen Ostsee mit Isolinien säkularer Pegeländerungen und Angabe der Tiefenlage der Litorina - Grenzfläche (LG) (nach KOLP 1978).

Die schraffierten Flächen zeigen Lage und Größe der neu untersuchten Bereiche: 1 Langballigau, 2 Geltinger Birk, 3 Schleimündung, 4 Eckernförder Bucht, 5 Kieler Außenförde, 6 Hohwacher Bucht, 7 Oldenburger Graben/Süssau, 8 Lübeck, 9 Nordöstl. Küstenraum der DDR.

Entgegen diesen Annahmen zeigen die Ergebnisse der neueren stratigraphischen und küstenmorphologischen Arbeiten aus dem Küstenbereich zwischen Flensburger Förde und Oldenburger Graben, daß der Meeresspiegel schon vor 4000 Jahren nahe bei -1 m NN lag und der Transgressionsvorgang insgesamt diskontinuierlich, zeitweise sogar rückläufig, also deutlich oszillierend verlief (vgl. Abb. 2).

Die neuen Erkenntnisse über den postglazialen Meeresspiegelanstieg basieren auf geomorphologischen Studien und stratigraphischen Analysen in Verbindung mit modernen Datierungsmethoden. Die Grundlagen für die Erfassung der mit dem Transgressionsvorgang erfol-

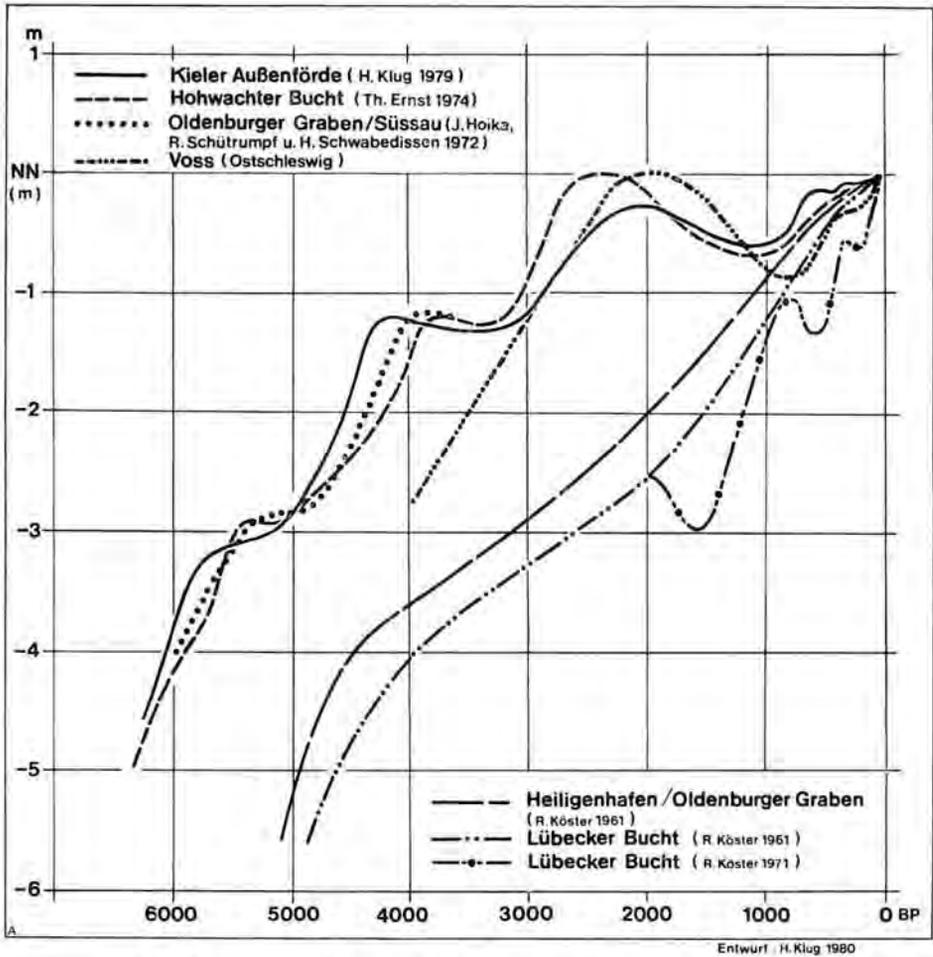


Abb. 2: Transgressionskurven aus dem Küstenraum der südwestlichen Ostsee.

genden Veränderungen der Küstenräume bildeten Aufnahmen der letztglazialen Relief-formen in den terrestrischen und subaquatischen Untersuchungsbereichen. Ausgehend von den heutigen Küstenlandschaften, die durch ausgedehnte Strandwallssysteme geprägt und damit in besonderer Weise auch dem Einsatz geomorphologischer Forschungsmethoden zugänglich sind (Lage s. Abb. 1), wurden — zeitlich zurückschreitend — zunächst unter Anwendung von vermessungstechnischen, kartographischen und geomorphologischen Methoden die einzelnen Phasen der morphologischen Landschaftsgenese rekonstruiert. Die älteren Entwicklungsabschnitte konnten durch die Auswertung von Bohrprofilen, Schürfen und Grabungen, dem daraus resultierenden Sedimentationsablauf sowie aus den Ergebnissen von Pollenanalysen, ^{14}C -Datierungen und der chronologischen Einordnung archäologischer Funde in ihrem räumlich-zeitlichen Ablauf erfaßt werden.

Die daraus resultierenden Erkenntnisse sind in Abb. 2 in Form von Transgressionskurven in einem einheitlichen Gitternetz bzw. im gleichen Maßstab dargestellt. Der da-

durch ermöglichte visuelle Vergleich dieser Ergebnisse aus den verschiedenen Küstenabschnitten der südwestlichen Ostsee dient dem Ziel, sie auf ihre überregionale Aussagekraft hin zu überprüfen. Die vergleichende Betrachtung der Transgressionskurven zeigt eine weitgehende Übereinstimmung sowohl hinsichtlich ihrer Lage innerhalb des Zeit-Tiefen-Diagrammes als auch bezüglich des oszillierenden Verlaufs.

Eine Abweichung ergibt sich — abgesehen von den Kurven KÖSTERS, auf die noch eingegangen wird — lediglich für das zwischen 4000 und 3000 B.P. verlaufende Teilstück der nach Voss gekennzeichneten Darstellung. Dazu ist zu sagen, daß dieser Kurvenverlauf nur durch einen einzigen Datierungspunkt (—2,80 m um 4000 B.P., südlich der Schleimündung) bestimmt ist, der von TAPPER (1940) pollenanalytisch ermittelt wurde. Da jedoch ein weiterer Kontakt aus dem Holmer Moor (Schlei) mit —1,25 m aus derselben Zeit angegeben wird (TAPPER 1940, 196), sind gewisse Zweifel an der pollenanalytischen Aussage und der damit verbundenen Altersstellung des ersten Wertes angebracht (daher das Fragezeichen in Abb. 4), zumal dafür keine Bestätigung durch ^{14}C -Messungen erbracht werden konnte. Im übrigen kamen Voss et al. (1973, 79) selbst zu dem Ergebnis, daß um 4000 B.P. mit einem höheren Meeresstand zu rechnen ist.

Die in den Kurven zum Ausdruck kommende Übereinstimmung läßt auf eine entsprechende Gleichförmigkeit des in Undulationen fortschreitenden Meeresspiegelanstiegs in den untersuchten Küstenräumen schließen (KLUG 1980). Damit besteht die Möglichkeit, das zunächst nur mit Gültigkeit für einen jeweils eng begrenzten Raum ermittelte Bild des Transgressionsvorganges auf die Gesamtheit der untersuchten Gebiete mit weiterreichenden Konsequenzen anzuwenden.

Zu diesem Zweck wurde nach den in den letzten zwölf Jahren erzielten, übereinstimmenden Forschungsergebnissen die neue Kurve des Transgressionsverlaufs für den Küstenbereich der südwestlichen Ostsee entworfen. Abb. 3 zeigt diese Kurve mit der Eintragung aller bisher vorliegenden absoluten Datierungsmarken. Die für jeden Transgressionskontakt bzw. Meßpunkt durch einen Querbalken angegebene zeitliche Schwankungsbreite entspricht dem statistischen Fehlerbereich der ^{14}C -Methode. Da jedoch auch archäologische Zeugnisse, pollenanalytische Datierungen und morphologische Analysen weitere wichtige Zeitmarken für die Bestimmung der relativen Verschiebungen zwischen Land und Meer ergaben, wurden diese zur Dokumentation zusätzlich in Abb. 4 eingetragen. Die Transgressionskurve entspricht der Mittellinie eines Dichtestreifens, in dem sich alle herangezogenen Datierungspunkte anordnen. Nicht zuletzt deshalb, weil viele der Zeitmarken in interdisziplinärer Übereinstimmung festgelegt sind, können auch die Undulationen trotz relativ kurzer Zeitdauer und geringer Amplitude als gut abgesichert gelten. Die ausschließlich pollenanalytisch datierten Transgressionskontakte TAPFERS (1940) aus Ostholstein erwiesen sich beim Vergleich mit neueren ^{14}C -Messungen als zu ungenau (vgl. ERNST 1974, 83; KOLP 1976, 22). Diese Angaben wurden deshalb nicht berücksichtigt.

2.2. Der Entwicklungsgang zwischen Flensburger Förde und Lübecker Bucht

Wie die Transgressionskurve und Tabelle 1 zu erkennen geben, läßt sich der Meeresspiegelanstieg deutlich in einzelne Phasen gliedern. Der noch im älteren Atlantikum sehr rasche, dann etwas verlangsamte Wasseranstieg (KLIEWE 1978, 88) führte dazu, daß der Ostseespiegel schon im 6. Jahrtausend vor der Gegenwart das Niveau von —5 m NN überschritt. Unmittelbar danach erfolgte die Überflutung der Eiszungenbecken, und die Entstehung einer reich gegliederten Buchtenküste begann (ERNST 1974, 79). Damit setzte zugleich die Entwicklung der heutigen Küstenformen ein.

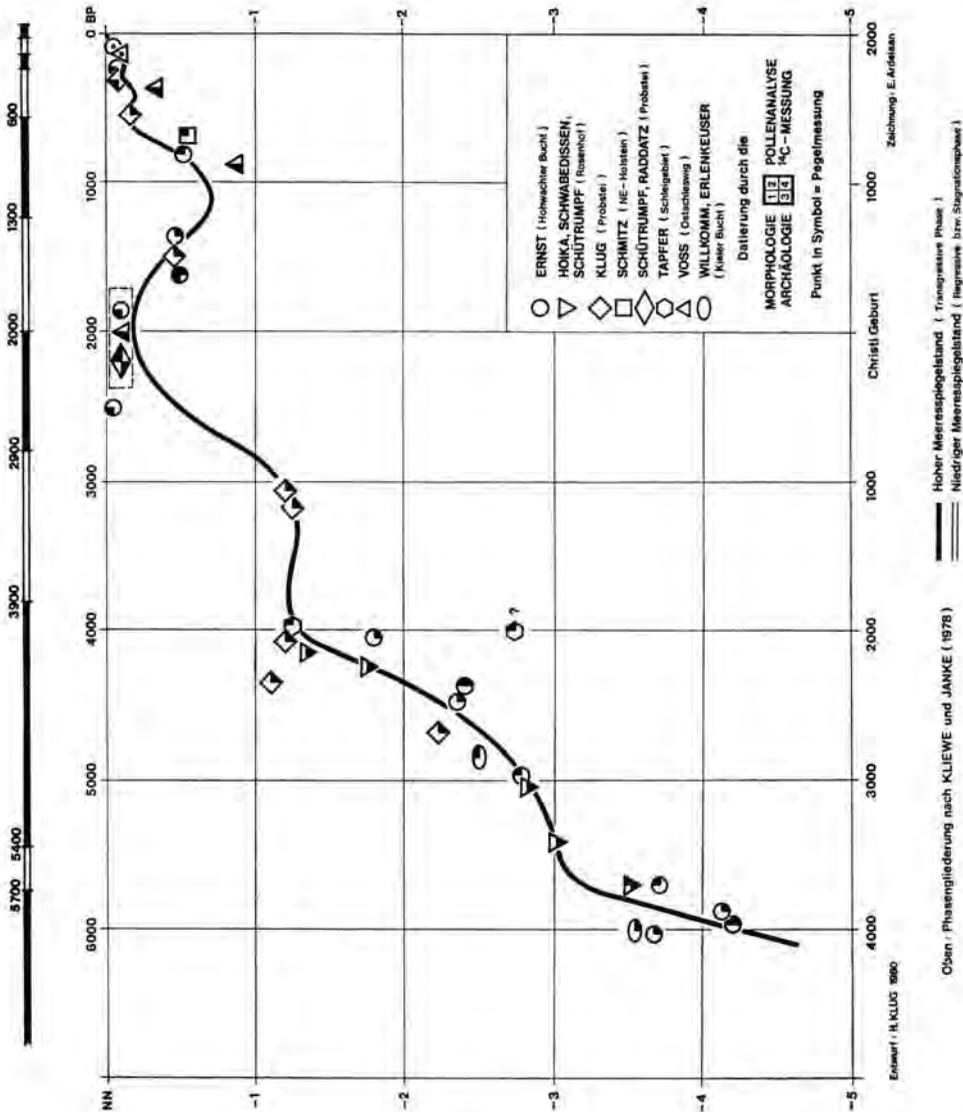


Abb. 4: Transgressionskurve für den Küstenbereich der südwestlichen Ostsee (unter Berücksichtigung aller relevanten Datierungsmarken).

Der Ostseeanstieg wird danach durch eine relativ kurze Phase unterbrochen, in deren Verlauf stark organogene Verlandungssedimente entstehen. Die Transgressionskurve flacht in diesem, von etwa 5700 bis gegen 5200 dauernden Zeitabschnitt stark ab und deutet auf eine Verharrungsphase hin.

Diese Stagnation bildet jedoch nur eine relativ kurze Unterbrechung der Transgression, die von 5200 an zunächst bis etwa 4000 B.P. rasch fortschreitet (2. Abschnitt). In einem

Jahrtausend steigt der Meeresspiegel von $-2,80$ m (um 5000 B.P.) auf wenige Dezimeter unter -1 m an. Das zunächst damit Schritt haltende neuerliche Torfwachstum wird bei fortschreitender Transgression beendet. In den Torf eingelagerte Sandstreifen und -bänder geben die Veränderung der Sedimentationsbedingungen zu erkennen und zeigen das Vor-

Jahre B.P.	Phasen-Kurzbezeichnung		Ostseespiegel (NN-Höhen)		¹⁴ C-Daten Küsten SH		
	SH	DDR	DDR	SH	Labor-Nr.	¹⁴ C-Alter	Tiefe m/NN
500	Subrezente bis rezente Verharrungsphase mit zeitweilig schwachem Anstieg	600			KI-274	520 ± 45	$-0,16$
					KI-719	800 ± 90	$-0,52$
1000	Postlitorine Trans- gression	1300			KI-712	1290 ± 90	$-0,51$
					KI-713	1440 ± 75	$-0,51$
					Hel-389	1490 ± 100	$-0,51$
2000	Nachchristlich- frühmittelalterliche Regressionsphase	2000		mm $-0,6$ NN			
3000	3.litorine Trans- gressionsphase	2900	um \pm NN	-1 m bis \pm NN			
4000	Spätlitorine Stag- nations- und Re- gressionsphase	3900	um $-0,6$ NN	um $-1,20$ NN	KI-366	3060 ± 100	$-1,20$
					KI-709	3170 ± 65	$-1,25$
5000	2.litorine Trans- gressionsphase	5400	zw. -1 m und \pm NN	um $-1,20$ m	KI-718	4040 ± 80	$-1,85$
					KI-710	4070 ± 120	$-1,20$
					KI-716	4260 ± 70	$-2,35$
					KI-707	4350 ± 75	$-1,10$
					Hel-386	4470 ± 170	$-2,35$
					KI-708	4730 ± 150	$-2,20$
					KI-216	4840 ± 110	$-2,50$
5200	Hochlitorine Regression	5700	zw. \pm NN und -1 m NN	um -3 m NN	Hel-388	5870 ± 200	$-4,20$
6000	1.litorine Trans- gressionsphase		-5 m bis nahe NN	-5 m NN	Hel-388	5870 ± 200	$-4,20$
					Hel-387	5930 ± 160	$-4,15$
					KI-217	5940 ± 75	$-3,50$
					KI-717	6050 ± 90	$-3,60$

Tab. 1: Phasengliederung der Holozänentwicklung im Ostseeküstenraum Schleswig-Holsteins und der nordöstlichen DDR.

rücken der Küstenlinie gegen das Festland an. Dieser Transgressionsschub im Ostseeanstieg des jüngeren Holozäns wurde auch bei siedlungshistorischen Untersuchungen (HOIKA 1972, SCHÜTRUMPF 1972, SCHWABEDISSEN 1972) im Küstenbereich des Oldenburger Grabens und bei Süssau festgestellt. Archäologische, stratigraphische und pollenanalytische Befunde bezeugen die diesbezüglichen Ergebnisse übereinstimmend.

Eine weitere Bestätigung für die Aussage, daß der Meeresspiegel schon vor etwa 4000 Jahren eine Höhenlage von wenigen Dezimetern unter -1 m NN erreicht hatte, ergaben naturwissenschaftlich-archäologische Arbeiten an Siedlungsresten des späten Neolithikums bzw. der ältesten Bronzezeit im Küstengebiet von Habernis (BANTELMANN, freundliche mündliche Mitteilung; vgl. auch Voss et al. 1973, 79). Danach stand der Meeresspiegel dort schon etwas früher als 4000 B.P. nicht tiefer als $-1,70$ m im Vergleich zur Gegenwart und war vor 3800 B.P. auf ein mehrere Dezimeter über diesem Wert gelegenes Niveau angestiegen.

Der anschließende Zeitraum von 4000 bis 2900 ist durch ein Verharren des Meeresspiegels im Niveau von wenigen Dezimetern unter -1 m NN gekennzeichnet. Diese Stagnations- bis Regressionsphase konnte besonders gut im westlichen Teil der Küstenlandschaft an der östlichen Kieler Außenförde (KLUG 1979) nachgewiesen werden. In einer ruhigen Flachwasserbucht entstanden dort während dieses Zeitabschnittes einerseits Mud- den, die von marinen Sanden über- und unterlagert sind, andererseits kam es hinter Strandwällen zu Vermoorung und Torfwachstum. Im oberen Teil der Profile auftretende Sandbänder künden die schließlich einsetzende Überlagerung durch marine Sande und damit einen erneuten verstärkten Meereseinfluß an.

Damit beginnt ein dritter litorina-zeitlicher Transgressionsabschnitt im Küstenraum der südwestlichen Ostsee, der von 2900 bis 2000 B.P. dauert. In seinem Verlauf wird etwa um Christi Geburt ein Ostseespiegelstand erreicht, der fast dem heutigen Normalnull entsprach. Diese Phase der Küstenentwicklung ist gekennzeichnet durch eine starke Uferdynamik mit Höftlandentwicklung sowie dem Aufbau und der Zurückverlegung der ältesten Strandwall- und Hakensysteme. Als Beispiele können die Küstenlandschaften in der Hohwacher Bucht (ERNST 1974: 77) und an der Flensburger Förde (Voss et al. 1973: 78 f.) gelten. Die Morphogenese dieser Hakensysteme leitete gleichzeitig die fortschreitende Abschnürung der Buchten und Talmündungen sowie die Fossilierung zahlreicher zunächst noch aktiver Kliffküsten ein. Infolge der starken transgressiven Vernässung kam es im frühen Subatlantikum noch vor der Zeitenwende in der von der Brandung damals geschützten Küstenniederung der östlichen Probstei (Kieler Außenförde) zu intensivem Torfwachstum (Abb. 5).

Eine neue Phase der Entwicklung setzt um Christi Geburt ein. Sie ist durch ein Zurückweichen des Meeres gekennzeichnet. In dieser, von 2000 bis 1100 B.P. andauernden Regressionsphase sinkt der Ostseespiegel nach dem Kurvenverlauf (Abb. 3 und 4) um etwa einen halben Meter auf ca. $-0,75$ m ab. Datierungsmarken liegen vor für $-0,51$ m um 1290 ± 90 B.P., 1440 ± 75 B.P. und 1490 ± 100 B.P. Auch 800 ± 90 B.P. stand der Meeresspiegel noch in diesem Niveau (vgl. Abb. 3), befand sich allerdings wieder im Ansteigen. Denn die nachchristlich-frühmittelalterliche Regressionsphase wurde im frühen 10. Jahrhundert von einer erneut einsetzenden Transgression abgelöst. Der gesamte Entwicklungsgang ist deutlich in Abb. 5 aus der kombinierten Darstellung von Torfwachstum und Meeresspiegelschwankung für ein Grabungsprofil an der östlichen Kieler Außenförde abzulesen.

Morphodynamisch ist dieser Zeitraum durch die Entstehung der jüngeren, zunächst „absteigenden“, dann „aufsteigenden Strandwälle“ charakterisiert, die im Höftland von Langballigau (Voss et al. 1973), in der Geltinger Birk (Voss 1970), an der Schleimündung

(Voss 1967), der östlichen Kieler Außenförde (KLUG 1973) und in der Hohwachter Bucht (ERNST 1974) untersucht wurden. In jedem dieser Gebiete konnte aus der Topographie der Hakensysteme die Undulation im Transgressionsverlauf abgelesen werden.

Auch der spätmittelalterlich-neuzeitliche Ostsee-Anstieg erfolgte in kleinen Oszillationen, wie die morphologische Analyse der Strandwallsysteme und die Auswertung der Pegelmessungen ergab. Während dieser Phase wurde die Herausbildung von Ausgleichsküsten und die Abschnürung von Strandseen zum wesentlichen Geschehen, das auch heute noch andauert.

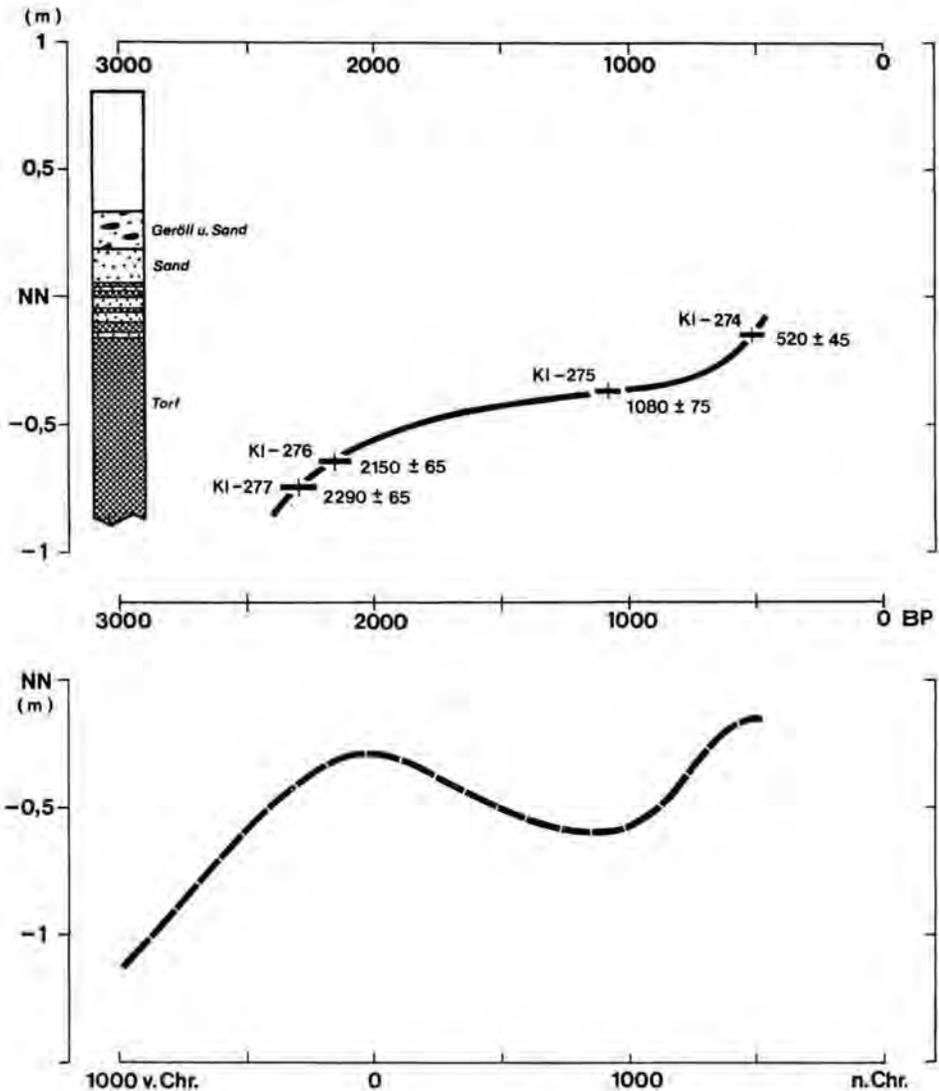


Abb. 5: Relativer Meeresspiegelanstieg und Torfwachstum (Grabung Kalifornien).

Die postlitorinen Transgressionsphasen fallen jeweils in die Zeiten mit besonders starken Ostsee-Sturmfluten: Die erste nachchristliche Transgression beginnt um das Jahr 900 (1100 B.P.) und wird ab 1200 stärker. In der Mitte des 13. Jahrhunderts betrug die Fläche der Salzwiesen in der nördlichen Probstei (Kieler Außenförde) noch ca. 2000 ha, das sind etwa 600 ha mehr als heute, und die Küste lag noch 0,5 km weiter seewärts. Eine Sturmflut zerstörte um 1260 das früher dort gelegene Dorf Wisch.

Nach einer Stagnation bzw. Regression nach 1500 A.D. (500 B.P.) beginnt in der ersten Hälfte des 17. Jahrhunderts ein neuerlicher Meeresanstieg. Schwere Sturmfluten sind aus den Jahren 1625 und 1694 bekannt. Im erstgenannten Jahr wurde die „Heide, die nördlich der Probstei lag, überschwemmt und zerstört“ (JESSIEN, in CLASEN 1898; DETLEFSEN 1971: 35 f.). Das ehemals mehr als drei Hufen umfassende Dorf Lippe (Hohwachter Bucht) wurde zwischen 1511 und 1652 durch das vorrückende Meer zerstört und danach nicht mehr genannt (ERNST 1974, 63).

Der jüngste Meeresanstieg erfolgt nach einer vorausgehenden leichten Regression seit Mitte des 19. Jahrhunderts, wie Pegelmessungen und Kartenvergleiche klar zu erkennen geben. In diesen Zeitraum fällt die „Jahrhundert-Sturmflut“ von 1872 (KIECKSEE 1972). Zwischen 1902 und 1968 erfolgte nach den von TRUELSEN (1973) meteorologisch korrigierten und neu berechneten Mittelwerten langjähriger Pegeländerungen ein relativer Meeresspiegelanstieg um 1,0 mm/Jahr. Die Werte liegen zwischen 0,9 und 1,0 mm/Jahr für Marienleuchte und Fehmarnsund sowie 1,2 mm/Jahr für Kiel (vgl. Abb. 1).

3. Der Vergleich mit der Entwicklung im Küstenraum der DDR

Die von KLIEWE & JANKE (1978) zusammenfassend dargestellte Entwicklung des Transgressionsverlaufs in dem den schleswig-holsteinischen Untersuchungsgebieten benachbarten nordöstlichen Küstenraum der DDR bildet die Grundlage für einen regionalen Vergleich der zeitlich-räumlichen Verschiebungen zwischen Land und Meer in den beiden Saumregionen des Peribaltikums. Damit besteht zugleich die Möglichkeit, die Gültigkeit der oben getroffenen Aussagen auf ihre überregionale Bedeutung hin zu überprüfen.

KLIEWE & JANKE (1978) gliedern die Darstellung der Entwicklung im nordöstlichen Küstenraum der DDR seit dem Mittelatlantikum in einzelne Zeitabschnitte, für die ein transgressiver oder regressiver bzw. Stagnations-Charakter nachgewiesen werden konnte. Die ermittelten Phasen sind in die Abbildungen 3 und 4 als Zeitabschnitte aufgenommen. Ein schwarz ausgezogener Balken steht für „Transgression“, ein offener für „Regression“ bzw. „Stagnation“.

Die Entwicklung bis zur Zeitenwende wird von KLIEWE & JANKE (1978: 88 f.) in drei „Litorine-Hauptphasen“ unterteilt. Das sind transgressive Zeitabschnitte zwischen 7000 und 5700 B.P., 5400 und 3900 B.P. sowie 2900 und 2000 B.P. Dazwischen liegt eine „hochlitorina-“ (5700—5400 B.P.) und eine „spätlitorina-zeitliche“ (3900—2900 B.P.) Regressionsphase.

Für den postlitorina-zeitlichen Entwicklungsabschnitt werden eine leichte Regression während der römischen Kaiserzeit und der beginnenden Slawenzeit (2000—1300 B.P.) sowie eine postlitorina-zeitliche Transgressionsphase (1300—600 B.P.) wahrscheinlich gemacht. Die subrezente Entwicklung bis in die Gegenwart ist „durch ein erneutes Verharren mit zeitweilig, so auch gegenwärtig, schwachem Anstieg des Ostseespiegels gekennzeichnet“ (KLIEWE & JANKE 1978: 90).

Der relative Meeresspiegelanstieg beträgt im nordöstlichen Küstenraum der DDR nach MONTAG (1974) und KOLP (1978, 183) bei Swinemünde 0,77 mm/Jahr und verringert sich nordwärts, so daß er am Nordrand Rügens bei etwa 0,4 mm/Jahr liegt (vgl. Abb. 1).

3.1. Entwicklungsparallelen: eustatischer Einfluß

Der Vergleich dieser Phasengliederung KLIEWES & JANKES (1978) mit dem für die Niveauverschiebungen in den Strandwallandschaften Schleswig-Holsteins herausgefundenen Zeitabschnitten zeigt eine geradezu erstaunliche Übereinstimmung der Untersuchungsergebnisse (vgl. auch Tab. 1). Wo Abweichungen auftreten, betragen sie nie mehr als 100 bis 200 Jahre; sie bleiben damit immer in der Schwankungsbreite des Fehlerbereichs der Datierungsmethoden und beeinträchtigen das Bild der Übereinstimmung nicht. Im einzelnen zeigt auch die vergleichende Betrachtung der Abschnittsgliederung KLIEWES & JANKES (1978) und des Kurvenverlaufs in den Abbildungen 3 und 4, wie weitgehend sich die verschiedenen Phasen entsprechen.

Nach diesen Darlegungen kann der insgesamt diskontinuierliche, zeitweise sogar rückläufige Vorgang der Transgression schwerlich auf tektonische Verlagerungen zurückgeführt werden. Denn mit großer Wahrscheinlichkeit sind für den betrachteten, relativ kurzen Zeitraum gegenläufige Vertikalverschiebungen, wie sie in einem mehrmaligen Heben und Senken des Küstenraumes zum Ausdruck kämen, auszuschließen. Da andererseits aufgrund der Gleichförmigkeit des nachgewiesenen und in der Kurve dargestellten Transgressionsverlaufes im gesamten Gebiet der südwestlichen Ostsee nur ein überregionaler Faktor für das „Oszillieren“ maßgebend gewesen sein kann, dürften die Undulationen des phasenhaften Meeresspiegelanstiegs der letzten 5000 bis 6000 Jahre in erster Linie eustatisch bedingt sein.

Diese Schlußfolgerung wird dadurch bestätigt, daß sich die eustatischen Verschiebungen des Ostseespiegels zwanglos mit klimatischen Veränderungen in Einklang bringen lassen. Dies gilt sowohl für die litorina-zeitliche Holozänentwicklung als auch für den subrezentem Verlauf. Für die letzten 300 Jahre wurden entsprechende Parallelen durch MÖRNER (1973) nachgewiesen.

3.2. Entwicklungsdivergenzen: isostatischer Einfluß

Es bleibt festzustellen, daß beim Vergleich des Entwicklungsganges zwischen den Küstenräumen Schleswig-Holsteins und dem NE der DDR auch deutliche Unterschiede auszumachen sind. Diese Divergenzen beziehen sich ausschließlich auf die Lage der Wasserstandsmarken, die für die einzelnen Zeitabschnitte ermittelt wurden. Das Ostseespiegelniveau erreichte nach KLIEWE & JANKE (1978: 89) im nordöstlichen Küstenraum der DDR schon im jüngeren Atlantikum —2 m bis —1 m NN. Während der letzten 4000 bis 5000 Jahre betrug dort der oszillierend erfolgende Meeresanstieg bis zum heutigen Stand nur noch einen Meter. An den Küsten Schleswig-Holsteins trat diese Entwicklung mit einer zeitlichen Verzögerung von 500 bis 1000 Jahren erst um 4000 B.P. ein. Daß im Küstenraum der DDR das heutige Meeresspiegelniveau bei sonst übereinstimmendem Ablauf der Entwicklung in den zu vergleichenden Untersuchungsgebieten früher erreicht wurde als an den schleswig-holsteinischen Küsten, kann seine Ursache nur in einer unterschiedlich raschen gleichsinnigen oder einer gegenläufigen vertikalen Eigenbewegung des Festlandes haben, die den eustatischen Meeresanstieg überlagert. Im südlichen bis westlichen Ostseegebiet kommt dafür in erster Linie die isostatische Höhenverschiebung in Frage.

In der Tendenz entspricht dieser Entwicklungsdivergenz das rezente Verhalten des Ostseespiegels in den zu vergleichenden Küstenräumen. Dies veranschaulicht die nach KOLP (1978, 183) gezeichnete Karte der südlichen Ostsee mit Isolinien säkularer Pegeländerungen (Abb. 1). In ihrem zueinander parallelen Verlauf zeigt die Kurvenschar eine große Ähnlichkeit sowohl mit den Isobasen der Hebung Fennoskandiens seit Beginn der Litorina-Zeit als auch mit den Linien gleicher Küstensenkung der letzten 2000 bis 3000 Jahre (KÖSTER 1961). In dem vom Nordrand Rügens von —0,4 mm/Jahr auf 1,2 mm/

Jahr in Kiel zunehmenden Betrag der Wasserstandserhöhung kommt die bekannte Tatsache zum Ausdruck, daß die relative Küstensenkung in südwestlicher Richtung, d.h. mit der Entfernung vom skandinavischen Hebungsgebiet zunimmt.

Von Bedeutung ist in diesem Zusammenhang die Lage der betroffenen Küstenräume zu der von KÖSTER (1961) gezeichneten tektonischen Null-Linie. Sie entspricht nach KOLP (1979, 181) in der von ihm entworfenen Karte der Isolinien säkularer Pegeländerungen der Verbindungslinie derjenigen Küstenstationen, an denen die relative Küstensenkung 0,8 mm/Jahr beträgt (vgl. Abb. 1). Da für den weltweiten eustatischen Meeresspiegelanstieg ein Mittelwert von ebenfalls 0,8 mm/Jahr errechnet wurde (MONTAG 1974), folgt daraus, daß die relative Senkung an der tektonischen Null-Linie dem rezenten eustatischen Ostseespiegelanstieg entspricht und die isostatische Vertikalbewegung an dieser Linie gleich Null ist.

Sie verläuft durch die Mitte Fünens, südlich von Lolland, am Nordrand der Lübecker Bucht entlang zur Recknitz-Mündung und weiter durch Mecklenburg zum Ostteil der Insel Usedom. Die Küstenräume im NE der DDR liegen demnach im relativen Hebungsgebiet, die Strandwallandschaften Schleswig-Holsteins dagegen im Bereich der Senkung.

Durch die in nördlicher Richtung zunehmende isostatische Hebung erfolgte eine Schrägstellung der von KOLP (1976) als Marken des holozänen Meeresspiegelanstiegs beschriebenen „submarinen Uferterrassen“. Aus der Kippung dieser Grenzflächen, die der Spiegelhöhe einer früheren Ostseephase entsprechen, entwickelte KOLP (1979) unter Verwendung der tektonischen Null-Linie als Bezugslinie ein Verfahren zur Trennung der eustatischen und isostatischen Komponenten der Vertikalbewegungen. Aus den berechneten isostatischen Beträgen können mit Hilfe eines Koordinatennetzes, in dem die Ordinaten radial zum Hebungszentrum und die als Abzissen dienenden Linien gleicher säkularer Pegeländerungen marginal verlaufen, die isostatischen Beträge für andere Punkte des südlichen Ostseeraumes durch Interpolation festgestellt werden. Die für die Tiefenlage (unter NN) der Litorina-Grenzfläche (LG) (etwa 5000—6000 B.P.) ermittelten Werte sind in der Karte (Abb. 1) nach KOLP (1979, 183) eingetragen. Bei Anwendung dieses Verfahrens auf die Untersuchungsgebiete lassen sich die in der Höhenlage des Meeresspiegels auftretenden Unterschiede im Transgressionsverlauf als isostatisch bedingt erklären. So geht auch aus Abb. 1 hervor, daß etwa an der östlichen Kieler Außenförde, die nahe der Isolinie einer relativen Küstensenkung von $-1,2$ mm/Jahr liegt, der Pegel vor 5000—6000 Jahren etwas höher als $-3,5$ m NN stand, was der Seespiegelkurve (Abb. 2, 3 und 4) entspricht. Die weitgehende Übereinstimmung des Transgressionsverlaufes in den Küstengebieten Schleswig-Holsteins erscheint nicht zufällig, sondern wird dadurch erklärbar, daß sie alle an derselben Marginallinie (etwa $-1,15$) liegen (Abb. 1).

Dies trifft jedoch nicht für den Bereich der inneren Lübecker Bucht zu. Die relative Küstensenkung ist hier analog der größeren Entfernung zur tektonischen Null-Linie stärker, so daß die Litorina-Grenzfläche dort in einer Tiefe von etwa -5 m NN liegt. Dieser Wert entspricht der Kurve des Wasseranstiegs bei Alt-Lübeck (Abb. 2, KÖSTER 1961), die aus den gleichen Gründen im Zeit-Tiefen-Diagramm auch unterhalb der für den übrigen schleswig-holsteinischen Ostseeküstenraum gültigen Transgressionskurve liegen muß. Allerdings ist die Frage noch offen, ob hier der Meeresspiegel in der vorchristlichen Zeit tatsächlich ohne Undulationen, also kontinuierlich anstieg.

4. Ergebnisse und Folgerungen aus einem ubiquitären Vergleich

Die vergleichende Betrachtung der jungholozänen Entwicklung im Ostseeküstenbereich Schleswig-Holsteins und der nordöstlichen DDR ergab weitgehende Parallelen hinsichtlich des eustatisch bedingten Meeresspiegelanstiegs und offenbarte Divergenzen in der isostatischen

Beeinflussung des Transgressionsverlaufs. Für die regionale Differenzierung der isostatischen Ausgleichsbewegungen erwies sich der Abstand der untersuchten Küstenräume zur tektonischen Null-Linie als entscheidend, da an dieser Linie auch die säkulare relative Küstensenkung ($-0,8$ mm/Jahr) dem rezenten Meeresspiegelanstieg entspricht und sie als Bezugslinie für eine Berechnung der Tiefenlage früherer Ostseestände dienen konnte (KOLP 1979). Auf diese Weise ließen sich örtlich verschiedene Kurven des jungholozänen Meeresspiegelanstiegs sowie die unterschiedlichen Beträge der säkularen Pegeländerungen und relativen Küstensenkung in Einklang bringen.

Der glazialisostatische Einfluß auf die jungholozänen Niveauveränderungen ergibt sich schließlich aus einem Vergleich der für das schleswig-holsteinische Küstengebiet erarbeiteten Transgressionskurve mit derjenigen, die FAIRBRIDGE (1961, 1976) vorgelegt hat, denn im südwestlichen Ostseegebiet bleibt die absolute Höhenlage des Meeresspiegels trotz eines sehr starken relativen Anstiegs — stets unter den in „stabilen“ Küstenregionen der Erde erreichten Niveaus. Zwar treten beim Vergleich der Kurven vor allem in der älteren Litorina-Zeit einzelne, zunächst nicht zu erklärende Phasenverschiebungen für Trans- und Regressionsabschnitte auf, doch zeigen die Undulationen der jüngeren Zeit (seit etwa 3500 B.P.) recht gute Übereinstimmungen.

So entspricht der Meeresspiegelanstieg, der zu einem Maximum um Christi Geburt führt, bei FAIRBRIDGE (1978, 358) der transgressiven „Periode VI“ von 2600 bis 2000 B.P. Zugleich wird festgestellt, daß bereits aus der Zeit von 3000 bis 2700 B.P. Anzeichen für den Beginn dieser Transgressionsphase vorliegen, nachdem der Meeresspiegel vorher von etwa +3 m NN auf einen dem heutigen Niveau ähnlichen Stand abgesunken war (= spät-litorina-zeitliche Stagnations- bis Regressionsphase). Die erste Regression und darauf folgende Transgression nach der Zeitenwende liegen in FAIRBRIDGES Kurve von 1976 einige Jahrhunderte früher, stimmen dagegen mit seiner früheren Gliederung (FAIRBRIDGE 1961) zeitlich ziemlich genau überein. Die nachfolgenden Entwicklungsabschnitte entsprechen sich in beiden Darstellungen.

Von besonderer Bedeutung ist beim Vergleich des Transgressionsverlaufs, wie er an der südlichen bis westlichen Ostsee ermittelt wurde, mit der Kurve FAIRBRIDGES (1976), daß sich die Undulationen auch im Senkungsgebiet des deutschen Küstenraumes mit der Annäherung an die Gegenwart immer deutlicher ausprägen. Entspricht zunächst (vor 3000 B.P.) der ubiquitären Regression an den Ostseeküsten Schleswig-Holsteins und der nordöstlichen DDR als Folge der Überlagerung des eustatischen Meeresspiegelanstiegs durch die isostatische Landsenkung nur eine Stagnationsphase, so kommt es nach der Zeitenwende hier tatsächlich wiederholt auch zu einer Meeresspiegelsenkung. Während dieses Entwicklungsganges werden gleichzeitig die Differenzen der Amplituden in den Transgressionskurven sowohl bei FAIRBRIDGE (1976) als auch in der hier vorgelegten immer geringer.

Da sich trotzdem im Senkungsgebiet die eustatisch bedingten Oszillationen auch in Form von Regressionen auswirken, kann daraus gefolgert werden, daß im jungen Holozän die Intensität der isostatischen Bewegungen zur Gegenwart hin immer schwächer werden. Diese Feststellung wird bestätigt durch die von MÖRNER (1971) entworfenen Zeit-Gradient-Kurven für die isostatisch beeinflussten Küstenlinien im südlichen Skandinavien. Nach KOLP (1979, 184) spricht auch die seit 9000 Jahren fast gleichmäßige Kippung verschiedener submariner Uferterrassen für ein allmähliches Abklingen der isostatischen Vertikalbewegungen im Bereich der südlichen Ostsee.

Eine integrative Auswertung dieser Befunde für die Vertikalbewegungen im Küstenraum der südlichen bis westlichen Ostsee (KLUG 1980) führt zu folgendem Ergebnis: In den Gebieten, in denen der Meeresspiegelanstieg von einer Landsenkung überlagert wird, treten mit der zeitlichen Annäherung an die Gegenwart die rein eustatischen Bewegungen, wie

sie auch aus anderen, „stabilen“ Küstengebieten der Erde bekannt sind, immer deutlicher in Erscheinung. Die Intensität der isostatischen Landsenkung wird während dieses Zeitraumes analog immer schwächer. Der Küstenraum der südwestlichen Ostsee wurde demnach im Holozän nicht von einer einheitlichen, zeitlichen kontinuierlichen Landsenkung betroffen. Sie klingt vielmehr allmählich in dem Maß aus, wie die eustatische Komponente der Bewegungen immer deutlicher hervortritt.

5. Schriftenverzeichnis

- CLASEN, H. (1898): Die Probstei in Wort und Bild. Beitrag Jessien: 9—53; Schönberg i. Holst.
- DETLEFSEN, N. (1971): Schönberg im Wandel der 3 Jahrhunderte von 1600—1900. — Schönberg i. Holst.
- ERNST, Th. (1974): Die Hohwachter Bucht. Morphologische Entwicklung einer Küstenlandschaft Ostholsteins. — Schrift. Naturwiss. Ver. Schl.-Holst., **44**: 47—96; Kiel. [Diss.].
- FAIRBRIDGE, Rhodes W. (1961): Eustatic changes in sea level. — *Physics and Chemistry of the Earth*; New York.
- (1976): Shellfish-Eating Preceramic Indians in Coastal Brazil. Radiocarbon Dating of shell middens discloses a relationship with Holocene sea level oscillations. — *Science*, **191**: 353—359; New York.
- GUENTHER, E. W. (1952): Fundumstände und die Geologie des Moores und seiner Umgebung: 33—37, s. Guenther et al.
- GUENTHER, E. W., G. NOBIS, K. RADDATZ & R. SCHÜTRUMPF (1952): Frühgeschichtliche Moorfunde von Barsbek (Kreis Plön). — *Meyniana*, **1**: 32—57; Kiel.
- HOIKA, J. (1972): Süssau, ein neolithischer Wohnplatz an der Ostsee. — *Archäologisches Korrespondenzblatt*, **2**: 17—19; Mainz.
- KIECKSEE, H. (1972): Die Ostsee-Sturmflut 1872. — *Schriften des deutschen Schifffahrtsmuseums Bremerhaven*, **2**: 0—0; Heide.
- KLIEWE, H. & W. JANKE (1978): Stratigraphie und Entwicklung des nordöstlichen Küstenraums der DDR. — *Peterm. Geogr. Mitt.*, **122**, **2**: 81—91; Gotha/Leipzig.
- KLUG, H. (1973): Neue Forschungen zur Küstenentwicklung des südwestlichen Ostseeraumes. — *Kieler Universitätsstage 1973*, 10 Vorträge: 101—126, Kiel.
- (1979): Ergebnisse küstenmorphologischer Untersuchungen im Bereich der östlichen Kieler Außenförde und ihre überregionale Bedeutung. — Vortrag in Kiel am 22. 1. 1979.
- (1980): Art und Ursachen des Meeresanstiegs im Küstenraum der südwestlichen Ostsee während des jüngeren Holozän. — *Berl. Geogr. Stud.*, **7** (Hofmeister B. u. A. Steinecke (Hrsg.): Beiträge z. Geomorphologie und Länderkunde, Prof. Dr. Hartmut Valentin zum Gedächtnis), Berlin. (i. Druck)
- , H. EERLENKEUSER, Th. ERNST & H. WILLKOMM (1974): Sedimentationsabfolge und Transgressionsverlauf im Küstenraum der östlichen Kieler Außenförde während der letzten 5000 Jahre. — *Offa*, **31**: 5—18; Neumünster.
- KOLP, O. (1976): Submarine Uferterrassen der südlichen Ost- und Nordsee als Marken des holozänen Meeresanstiegs und der Überflutungsphasen der Ostsee. — *Peterm. Geogr. Mitt.*, **120**, **1**: 1—23; Gotha/Leipzig.
- (1979): Eustatische und isostatische Veränderungen des südlichen Ostseeraumes im Holozän. — *Peterm. Geogr. Mitt.*, **123**, **3**: 177—187; Gotha/Leipzig.
- KÖSTER, R. (1960): Junge isostatische und eustatische Bewegungen im südlichen und westlichen Ostseeraum. — *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*; 70—95; Stuttgart.
- (1961): Junge eustatische und tektonische Vorgänge im Küstenraum der südwestlichen Ostsee. — *Meyniana*, **11**: 23—81; Kiel.
- (1967): Der nacheiszeitliche Transgressionsverlauf an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste im Vergleich mit den Kurven des weltweiten eustatischen Wasseranstiegs. — *Baltica*, **3**: 23—41; Vilna.
- (1971): Postglacial Sea-Level Changes on the German Northsea and Baltic Shorelines. — *Quaternaria*, **14**: 91—100; Rom.
- MÖRNER, N.-A. (1971): Eustatic Changes during the last 20.000 Years and a Method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplift area. — *Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **9**: 153—181; Amsterdam.

- MÖRNER, N.-A. (1973): Eustatic Changes during the last 300 Years. — *Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **13**: 1—14, Amsterdam.
- MONTAG, H. (1974): Zur Bestimmung rezenter Vertikalbewegungen aus langjährigen Registrierungen von Mareographen. — *Geodätische und geophysikalische Veröffentl.*, **III**, 35: 36—41; Berlin.
- NOBIS, G. (1952): Die Tierknochen von Barsbek, s. Guenther et al.: 50—57.
- RADDATZ, K. (1952): Die Keramik des Barsbeker Moorfundes, s. Guenther et al.: 44—49.
- SCHMITZ, H. (1952): Der pollenanalytische Nachweis der Besiedlung im Küstengebiet. — *Abh. naturw. Ver. Bremen*, **33**: 57—66; Bremen.
- (1953): Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. — *Ber. Dt. Bot. Ges.*, **66**, 3: 151—166; Berlin.
- SCHÜTRUMPF, R. (1952): Die pollenanalytische Horizontierung der Knochenfunde von Barsbek, Kreis Plön, s. Guenther et al.: 38—43.
- (1972): Die Stratigraphie und pollenanalytischen Ergebnisse der Ausgrabung des Ellerbekzeitlichen Wohnplatzes Rosenhof (Ostholstein). — *Archäolog. Korrespondenzblatt*, **2**: 9—16; Mainz.
- (1976): Stratigraphisch-pollenanalytische Untersuchungen am neolithischen Fundplatz Rosenhof zur relativen Datierung und Bestimmung des Ostseemeeresspiegels zur Zeit der Besiedlung. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **27**: 195; Öhringen/Württ.
- SCHWABEDISSEN, H. (1972): Rosenhof (Ostholstein), ein Ellerbek-Wohnplatz am einstigen Ostseeufer. — *Archäol. Korrespondenzblatt* **2**: 1—8, Mainz.
- TAPFER, E. (1940): Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. — *Geol. d. Meere u. Binnengewässer*, **4**: 113—244; Berlin.
- TRUELSEN, G. (1973): Die Wasserstandsänderungen in der südwestlichen Ostsee während der letzten 100 Jahre. — Realschullehrerexamensarbeit (angefertigt bei H. KLUG), Kiel. — [Unveröff.].
- VOSS, F. (1967): Die morphologische Entwicklung der Schleimündung. — *Hamburger Geogr. Studien*, **20** (Diss. Hamburg 1965): O—O; Hamburg.
- (1968): Junge Erdkrustenbewegungen im Raume der Eckernförder Bucht. — *Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg*, **57**: 97—189; Hamburg.
- (1970): Der Einfluß des jüngsten Transgressionsablaufes auf die Küstenentwicklung der Gellinger Birk im Nordteil der westlichen Ostsee. — *Die Küste*, **20**: 101—113; Heide.
- (1972): Neue Ergebnisse zur relativen Verschiebung zwischen Land und Meer im Raum der westlichen Ostsee. — *Z. Geomorph., NF, Suppl. Bd.* **14**: 150—168; Berlin.
- (1973): Geomorphologische und archäologische Untersuchungen im Mündungsgebiet der Langballigau an der Flensburger Förde. — *Archäolog. Korrespondenzblatt*, **3**, 1: 123—127; Mainz.
- , M. MÜLLER-WILLE & E. W. RAABE (1973): Das Höfland von Langballigau an der Flensburger Förde. — *Offa*, **30**: 60—132; Neumünster.
- WILLKOMM, H. & H. ERLKENUSER (1969): University of Kiel Radiocarbon Measurements IV. — *Radiocarbon*, **11**, 2: 423—429; New Haven.

Manuskript eingegangen am 6. 2. 1980.

Paleogeographic Interpretation of a Peat Layer at Torson di Sotto (Lagoon of Venice, Italy) *)

PAOLO A. PIRAZZOLI, NADINE PLANCHAIS, MARIE ROSSET-MOULINIER
& JEAN THOMMERET **)

Paleogeography, peat, stratiform deposit, lagoon, sea level, intertidal sedimentation, regression, transgression, interpretation, core cuttings, pollens (*Quercus*, *Alnus*), foraminiferal fauna, C-14 dating, Holocene, Palaeosalinity, freshwater environment, brackish water. Veneto (Lagoon of Venice).

Abstract: A 3.3 m long core from the central part of the lagoon of Venice has revealed a peat layer between 1.3 m and 2.0 m below mean sea level. Pollen analysis indicates the predominance of *Quercus* and *Alnus* and the existence of a transgressive phase: the base of the peat (dated 1730 ± 80 y. BP) was formed in a soft water environment, and the upper part (dated 1140 ± 80 y. BP) in a brackish one.

Foraminifera analysis indicate that transgression has preceded a regression. The whole sequence is, from bottom to top (Fig. 3): (1) an oligohaline to mesohaline environment (from -3.3 to -2.5 m) with very abundant forams; (2) a soft water environment (from -2.5 to -2.0 m); (3) the 0.7 m thick peat layer, becoming gradually brackish; (4) a mesohaline environment (above -1.3 m).

Correlation with neighbouring localities (Fig. 1) indicates that similar phenomena occurred at the same time in the central part of the lagoon, but not in its northern part. This regression-transgression sequence is ascribed to an increased rainfall period, at about the end of Roman times, which would have resulted in the flooding and a change in the course of several rivers; the hydrologic equilibrium in this marshy area would have been modified temporarily.

Over the past 100 years, the transgression has accelerated, largely as a result of anthropic works. The "barene" are now eroding and disappearing quickly (Fig. 2). They are being replaced by wide sea-water basins.

[Paläogeographische Interpretation einer Torflage bei Torson di Sotto (Lagune von Venedig, Italien)]

Kurzfassung: Ein 3,3 m langer Kern aus dem zentralen Bereich der Lagune von Venedig enthielt eine Torflage zwischen 1,3 und 2,0 m unter dem mittleren Meeresspiegel. Pollenanalysen zeigen ein Vorherrschen von *Quercus* und *Alnus* und eine transgressive Phase an: der untere Teil des Torfes (nach ^{14}C -Daten 1730 ± 80 v.h.) ist in einem Süßwasser-Environment gebildet worden, der obere Teil (nach ^{14}C -Daten 1140 ± 80 v.h.) in einem brackischen. Foraminiferenanalysen zeigen an, daß der Transgression eine Regression vorangegangen ist. Die gesamte Abfolge enthält von unten nach oben (Abb. 3): (1) ein oligohalines bis mesohalines Environment (von $-3,3$ bis $-2,5$ m) mit sehr zahlreichen Foraminiferen; (2) ein Süßwasser-Environment (von $-2,5$ bis $-2,0$ m); (3) die 0,7 m mächtige Torflage, die fortschreitend brackisch wird; (4) ein mesohalines Environment (oberhalb $-1,3$ m).

*) Field-Work was supported by Centre National de la Recherche Scientifique (contrat hors convention A 6412) and was carried out in collaboration with L. Alberotanza and V. Favero. Oceanographic vessel "Umberto D'Ancona" of the Consiglio Nazionale delle Ricerche was available for these operations.

**) Adresses of the authors: P. A. Pirazzoli, C.N.R.S. (E.R.A. 867) and Laboratoire de Géomorphologie de l'E.P.H.E., 1 rue Maurice Arnoux, 92120-Montrouge, France (Field-work, geomorphology, and coordination). — N. Planchais, C.N.R.S., Laboratoire de Palynologie de l'U.S.T.L., Place Eugène Bataillon, 34060-Montpellier Cedex, France (Pollen analysis). — M. Rosset-Moulinier, Laboratoire de Biologie-Géologie de l'E.N.S., 1 rue M. Arnoux, 92120-Montrouge, France (Foraminifera). — J. Thommeret, Centre Scientifique de Monaco, Laboratoire de Radioactivité appliquée, Avenue Saint-Martin, Principauté de Monaco (Radiometric dating).

Korrelationen mit benachbarten Lokalitäten (Abb. 1) weisen darauf hin, daß vergleichbare Erscheinungen zu gleicher Zeit im Zentralteil der Lagune, aber nicht in ihrem Nordteil, aufgetreten sind. Diese Regressions-Transgressions-Abfolge wird auf eine Periode erhöhter Niederschläge um das Ende der Römerzeit zurückgeführt, die zur Überflutung und zu einer Verlagerung des Laufes zahlreicher Flüsse geführt hat; dabei ist das ökologische Gleichgewicht dieses Marschengebietes zeitweilig verändert worden.

Im Verlauf der vergangenen 100 Jahre hat sich die Transgression beschleunigt, überwiegend infolge anthropogener Eingriffe. Die „Barene“ werden jetzt erodiert und verschwinden rasch (Abb. 2). Sie werden durch weite Meerwasserbecken eingenommen.

Introduction

Torson di Sotto ($45^{\circ} 20' 55'' \text{ N} - 12^{\circ} 13' 46'' \text{ E}$) is a small islet of about 1,000 square meters in the Venice Lagoon, practically in the centre of the Malamocco basin. Its present situation below the "barene" limit ("barene" being the local name for the tidal flats) is of somewhat recent origin.

Four centuries ago the Brenta River mouth opened into the lagoon close to that locality. Two centuries later the "Casone" of Torson di Sotto was entirely surrounded by the "barene". As a result of the shrinking of this "barene" by erosion Torson di Sotto became an islet towards the end of the last century; it could well disappear in the coming decades.

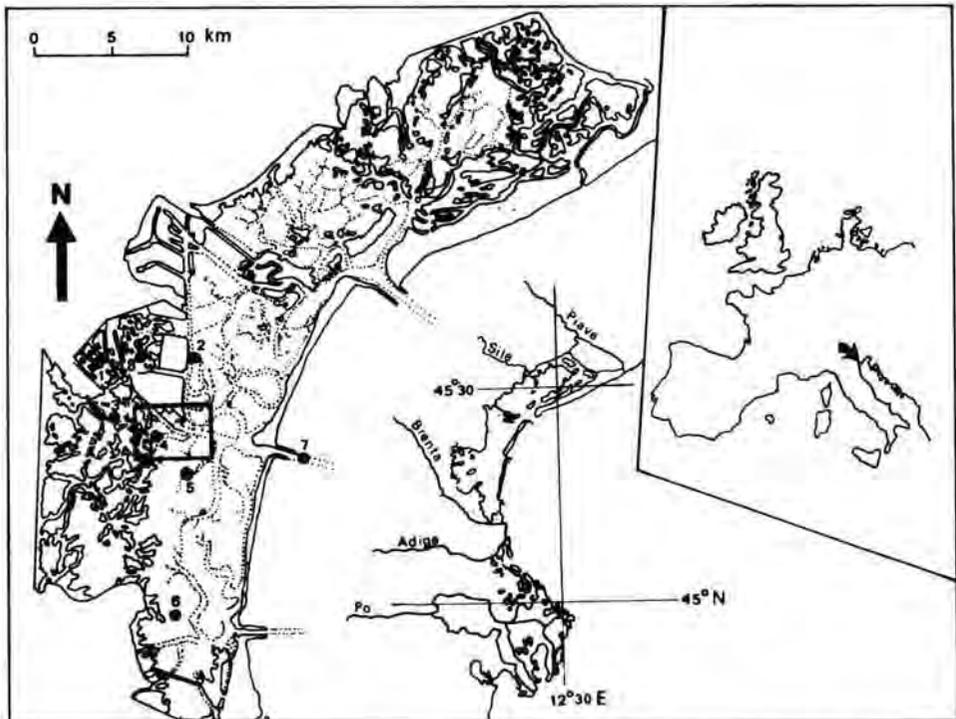


Fig. 1: Location of the lagoon sites mentioned in the text: (1) Fosso del Sorgo; (2) Motte di Volpego; (3) Torson di Sopra; (4) Torson di Sotto; (5) Motta del Cornio Vecchio; (6) Barena di Ca' Manzo; (7) Malamocco Pass and entrance of the oil-transport channel; (8) Laghi Teneri.

The progressive erosion of the „barene“ is a consequence not only of the reduction of the river sedimentary supply, after the deviation of the Brenta R. out of the lagoon, but also of the damming up and the progressive deepening of the Pass of Malamocco, directly opposite to Torson di Sotto and 8 km away. The depth of this inlet, which was about 4 or 5 meters in 1811, increased after the building of the two embankments to 8–9 m by 1901 and, after the digging of the Oil-transport channel between 1966 and 1969, to more than 15 m at the present time (Pirazzoli 1974). The local tidal range ($2HM_2 + 2HS_2$) was 0.65 m in 1938 (Polli 1950) and increased to about 0.75 m in 1973 (GOLDMAN et al. 1975).

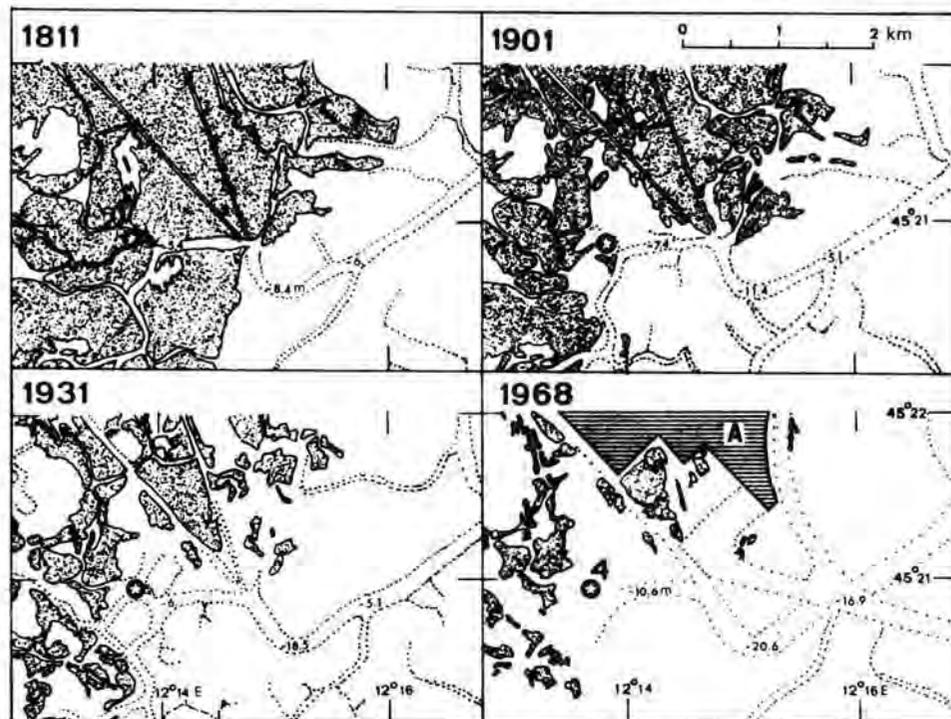


Fig. 2: The „barene“ (local tidal flats) have almost disappeared near Torson di Sotto between 1811 and 1968. (A) man-made embankments; (4) Torson di Sotto.

The salinity which today is about 37–38 ‰ in the Adriatic, 30 ‰ in the open-lagoon and 20–25 ‰ (or somewhat less) in the „Valli“, must have been much lower in former times. Indeed if the present flow of the small rivers opening in the lagoon could reach a maximum of $650 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Cavazzoni 1973), former flows of rivers in spate (the Piave, Sile and Brenta Rivers, as well as some tributaries of the Adige River) were certainly many times more important. The area of Torson di Sotto, in particular, would have been strongly dependent on the influence of the Brenta River at the time when its delta discharged in this region.

Field work

In the course of a preliminary investigation of the lagoonal Holocene sediments, a coring of 3.3 m long was made in 1977 near the northern border of Torson di Sotto. A 40 mm diameter Dachnowsky sampler was used. The core showed the following

stratigraphical succession: (depths are reported with respect to the mean sea level = m.s.l.) (Fig. 3).

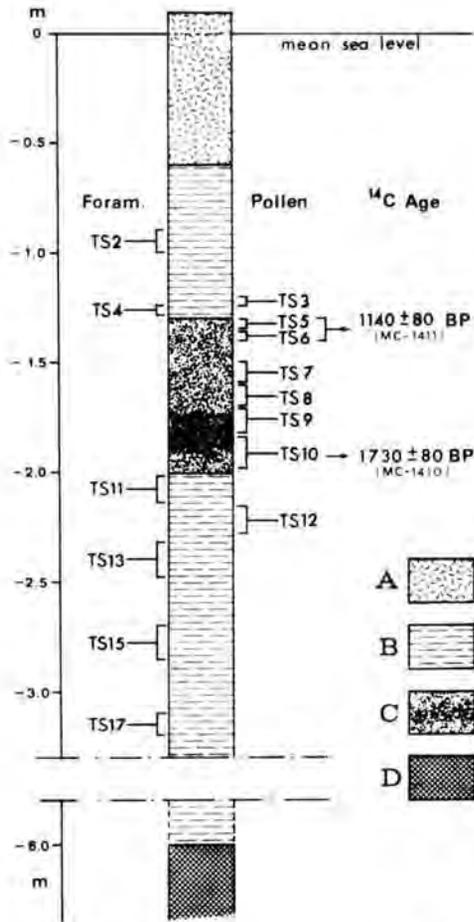


Fig. 3: Location of the analysed samples and stratigraphy of the Torson di Sotto core. (A) reworked silt; (B) silt; (C) peat; (D) continental layers.

- From surface to -0.6 m: reworked oozes of a green to mustard-yellow colour, probably coming from the neighbouring channel draggings in the lagoon.
- From -0.6 to -1.3 m: muddy clay of grey colour with some rare vegetal remains.
- From -1.3 to -2.0 m: peat, turning to a dark-black colour between -1.7 to -1.8 m.
- From -2.0 to -3.3 m: greyish clayey mud.

Another and deeper coring showed that the estuarine or lagoonal silts mixed with some traces of peat, sand and, occasionally, with fossils, were found down to about -6.0 m depth. At this depth they were replaced by a clay which appeared to be of continental origin.

Pollen analysis

Seven samples were analysed (Fig. 3), but two of them (TS9 and TS10) taken from the humified bottom part of the peat contained hardly any pollens. Samples TS3, TS5, TS7, TS8 were abundant in Chenopodiaceae and can accordingly be considered as brackish-water deposits. Sample TS12, a *Phragmites* mud, may on the other hand be considered as a soft-water deposit because of the important contribution of Cyperaceae, Graminae and pollens of the type *Typha-Sparganium*.

The thermophile pollens of anthropic origin, *Juglans*, *Olea*, and *Vitis*, are consistent although rare. In sample TS12 the absence of some species of anthropic origin (*Castanea*, *Juglans*) which are by contrast found in the upper levels, lead one to believe that this sample was deposited before the Roman occupation (Horowitz 1966—1967).

Foraminifera analysis

Six samples were analysed (two above and four beneath the peat layer). The results follow.

TS2 — Few forams were found. Those observed were *Ammonia tepida*, *Protelphidium paraliium* (= *Nonion depressulum* for Cita and Premoli-Silva 1967) and *Buccella* (= *Ammonia perlucida*). Cita and Premoli-Silva consider that this association corresponds to a typical lagoonal environment, whereas Levy (1971) considers it mesohaline. The presence of some Miliolidae suggests that the transport of littoral marine material is involved.

TS4 — Forams rare: *Ammonia tepida*, *Protelphidium paraliium* and *Trochammina inflata*. This last species is typical of a halophile vegetation zone (LUTZE 1968, MURRAY 1971).

TS11 and TS13 — No forams.

TS15 — Very abundant forams: *Ammonia tepida* (about 70%), *Protelphidium paraliium* (about 30%) and some rare *Buccella perlucida* and *Elphidium decipiens*. Oligo to mesohaline environment.

TS17 — Very abundant forams: *Ammonia tepida* (90%), *Protelphidium paraliium*, *Ammobaculites agglutinans*, *Elphidium decipiens* and *Buccella perlucida*. Oligo to mesohaline environment.

Radiometric datations

We were able to date the upper and lower part of the peat layer using the ^{14}C method. A combination of samples TS5 and TS6, collected between -1.3 m and -1.4 m, yielded an apparent age of 1140 ± 80 y. BP (MC-1411). Sample TS10, collected at about $-1.90/-1.95$ m, yielded an age of 1730 ± 80 y. BP (MC-1410) (no correction for age was applied).

Some correlations

A change in the paleogeographic conditions of Torson di Sotto, characterized by a regressive followed by a transgressive marine phase, may be inferred from pollens and forams found from TS17 to TS2. This oscillation is in no way an isolated phenomenon.

(1) At Motta del Cornio Vecchio (Fig. 1, Loc. 5) our coring-device encountered between -1.8 and -2.0 m a peat layer similar to that of Torson di Sotto.

(2) Near the northern limit of Ca' Manzo (Loc. 6) a peat layer is found between -2.0 and -2.5 m. Just above and below this layer the forams are rare (some *Ammonia tepida*, *Protelphidium paraliium*, *Buccella per lucida*) or absent.

(3) In a core from Motte di Volpego (Loc. 2), Ascoli (1966—1967) observed between -5.09 and -5.65 m, with respect to m.s.l., the presence of blackish clays of high organic content and vegetal remains but entirely free of fossil remains. These layers were interpreted by Ascoli as evidence of a very short continental phase of a lacustrine environment type. In the same core, a marine shell found at 0.5 m beneath the clay layer was dated at 1708 ± 85 y. BP (Bonatti 1968).

(4) At Fosso del Sorgo (Loc. 1), Marcello and Spada (1968) mention the existence of peat layers from -1.35 to -1.85 m relative to m.s.l. These deposits, which represent a continental marsh environment, cover soft-water sediments and are themselves topped by a "barene" formation. Tree stumps (*Alnus*, *Fraxinus*) were observed close by at about 1 m depth. Other tree stumps, probably a part of the same forest, were dated at 1140 ± 45 y. BP at Torson di Sopra (Loc. 3) and at 1515 ± 85 y. BP at Laghi Teneri (Loc. 8).

It appears that these peat layers, situated at various depths, do not differ much from the peat of Torson di Sotto in their ^{14}C ages.

Discussion and conclusion

The period between 450 and 650 AD appears to have been very rainy in Venetia (MARCELLO 1963). It was marked by an important hydrologic event: the flooding of 589 AD, described by Paulus Diaconus. This changed the course of several rivers, among them the Brenta and Adige¹). Such powerful was the intensity of the flooding that the town of Julia Concordia, 30 km to the N-E of the Venetian lagoon was destroyed entirely and was left covered by a soft water marsh (MARCELLO and COMEL 1963).

Peat deposits seem to have developed mainly in the central and southern part of the Venetian lagoon, at the former mouth of the Brenta River. In the northern part of the lagoon, on the other hand, the rush of soft water appears to have been less abundant than in central or southern part. The lithology of 35 cores (Alberotanza et al. 1977) does not show the regressive-transgressive oscillation observed in the area of Torson di Sotto, even though there is evidence that brackish waters were present as far back as the Roman epoch. This regressive-transgressive oscillation is not therefore of eustatic origin.

Taking account of all available data, an interpretative sketch of the successive events may be outlined.

Towards the end of the Roman epoch, the lack of maintenance and, probably, an increase in the rainfall, provoked in Venetia some hydrographic disorders around the lagoonal outlets. The level of the soft water layer must have risen, particularly in the vicinity of the water streams. The paludal marshes were then able to extend; the influence of tidal action down-stream was limited, fluvial sediments were trapped, thus giving rise to the formation and deposit of the littoral peats.

At the same time, the compaction of lagoonal Holocene sediments, already some metres thick, was continuing slowly. This compaction was particularly important for peat layers, although it varied from place to place. It probably had the added effect of a slight

¹) Hist. Langob., III, 23: "Eo tempore fuit aquae diluvium in finibus Venetiarum et Liguriae, seu ceteris regionibus Italiae, quale post Noë tempus creditur non fuisse. Factae sunt lavinae possessionum, seu villarum, hominumque pariter et animantium magnus interitus. Destricta sunt itinera, dissipatae sunt viae . . .".

rising of the sea-level, which in this area does not appear to have reached a level higher than that which exists at present (PIRAZZOLI 1973).

Nature was only overcome at the end of the 1st millennium of our era, when the rising State of Venice ordered the digging of channels for drainage or navigation and when the principal river streams were progressively deviated away from the Lagoon. Brackish environments slowly gained the upper hand and stagnant soft waters disappeared; the peat was recovered by a vegetation more and more halophile.

After the improvement of the pass of Malamocco, one century ago, the transgressive phase accelerated near Torson di Sotto. Over several decades the transgression became more and more rapid, as a result of subsidences of anthropic origin and of the progressive deepening of the channel inlet. The resulting increase of the tidal range, the concomitant increase in the tidal current power, and the polluting action of Man (PIRAZZOLI 1978) have accentuated the erosional phenomena. The present transgressive stage leads to a rapid retreat of the "barene", and leaves in their place water basins which, when they are not obscured by pollution, are less and less lagoonal and more and more marine in their characteristics.

References

- ALBEROTANZA, L., SERANDREI BARBERO, R., FAVERO, V. (1977): I sedimenti olocenici della laguna di Venezia (bacino settentrionale). — *Boll. Soc. Geol. It.*, **96**: 243—269; Rom.
- ASCOLI, P. (1966-67): Ostracodi olocenici continentali e salmastri di un pozzo perforato nella laguna di Venezia. — *Mem. Biogeogr. Adriatica*, **VII**: 53—149; Venezia.
- BONATTI, E. (1968): Late-Pleistocene and postglacial stratigraphy of a sediment core from the lagoon of Venice (Italy). — *Mem. Biogeogr. Adriatica*, **VII**, Suppl.: 9—26; Venezia.
- CAVAZZONI, S. (1973): Acque dolci nella laguna di Venezia. — C.N.R., Lab. Dinamica Grandi Masse, *Rapp. Tecn.*, **64**: 33 p.; Venezia.
- CITA, M. B. & PREMOLI SILVA, I. (1966-67): Sui foraminiferi incontrati in un pozzo perforato nella laguna di Venezia. — *Mem. Biogeogr. Adriatica*, **VII**: 29—52; Venezia.
- GOLDMANN, A., RABAGLIATI, R. & SGUAZZERO, P. (1975): Characteristics of the tidal wave in the Lagoon of Venice. — IBM Italia, Technical Report CR V 009-513-3539, 52 p.; Venezia.
- HOROWITZ, A. (1966-67): Palynological studies in the lagoon of Venice. — *Mem. Biogeogr. Adriatica*, **VII**: 17—27; Venezia.
- LEVY, A. (1971): Eaux saumâtres et milieux margino-littoraux. — *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, **13**, 3: 269—278; Paris.
- LUTZE, G. F. (1968): Jahrgang der Foraminiferen-Fauna in der Bottsand-Lagune (westliche Ostsee). — *Meyniana*, **18**: 13—30; Kiel.
- MARCELLO, A. (1963): Lacuna floristica del Veneziano e sue condizioni bioclimatiche. — *Mem. Biogeogr. Adriatica*, **V**: 53—118; Venezia.
- MARCELLO, A. & COMEL, A. (1963): L'alluvione che seppellì Julia Concordia. — *Mem. Biogeogr. Adriatica*, **V**: 139—154; Venezia.
- & SPADA, N. (1968): Notizia di una vicenda climatica antica nella Laguna di Venezia. — *Mem. Biogeogr. Adriatica*, **VII**, Suppl.: 43—49; Venezia.
- MURRAY, J. W. (1971): Living foraminiferids of tidal marshes: a review. — *J. Foram. Res.*, **1**, 4: 153—161; Washington.
- PIRAZZOLI, P. (1973): Inondations et niveaux marins à Venise. — *Mém. Lab. Géomorph. E.P.H.E.*, **22**: 284 p.; Dinard.
- (1974): Dati storici sul medio mare a Venezia. — *Atti Accad. Sci. Ist. Bologna, Rendiconti*, **XIII**, I: 125—148; Bologna.
- (1978): Bathymétrie et turbidité dans la lagune de Venise. — *Photo Interprétation*, **3**: 17—24; Paris.
- POLLI, S. (1950): Costanti armoniche e non armoniche delle maree di 4 località della laguna di Venezia (Paliaga, Torcello, Torson di Sotto, Millecampi). — *Archivio Oceanogr. Limnol.*, **VII**, 1: 17—27; Venezia.

Manuscript received on 14. 1. 1980.

B. Nachrufe

Konrad Richter

* am 7. 10. 1903

† am 12. 8. 1979



Am 12. August 1979 verstarb in Hannover im Alter von 76 Jahren Prof. Dr. KONRAD RICHTER, em. Professor und Direktor des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover. Mit seiner Familie — seiner Frau, zwei Söhnen und einer Tochter — trauern seine Freunde, Schüler und Kollegen um einen liebenswerten Menschen, der auf ein erfülltes Leben und wissenschaftlich fruchtbares Schaffen zurückblicken konnte.

KONRAD RICHTER wurde am 7. 10. 1903 in Stettin geboren. Nach dem Besuch des Realgymnasiums in seiner Heimatstadt studierte er Naturwissenschaften, vornehmlich Geologie, an den Universitäten Freiburg i. Br., Göttingen und Greifswald. Seiner pommerschen Heimat galt das Thema seiner Dissertation, mit der er 1926 in Greifswald zum Dr. phil. promoviert wurde: „Stratigraphie und Entwicklungsgeschichte mittelpommerscher Tertiärhöhen“, erschienen in den Abhandlungen der Pommerschen Naturforschenden Gesellschaft 1927.

Nach Assistenzzeit bei v. BUBNOFF wurde er 1933 Privatdozent, 1939 außerplanmäßiger Professor.

In diesem ersten Abschnitt seines Wirkens lag der Schwerpunkt auf der Erforschung von Struktur und geschiebekundlicher Zusammensetzung der Grundmoränen, Arbeiten, die noch heute richtungweisend sind und deren Höhepunkt seine Habilitationsschrift „Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes“ (1933) war. Seine reiche Erfahrung als Quartärgeologe fand ihren Niederschlag in dem Band „Die Eiszeit in Norddeutschland“, in dem er auf knappem Raum ein in dieser Prägnanz nicht wieder erreichtes wissenschaftlich-allgemeinverständliches Werk schuf.

Im zweiten Weltkrieg konnte er als Chefgeologe beim Inspekteur für Landbefestigungen Nord seine wissenschaftliche Tätigkeit wenigstens in vermindertem Ausmaß fortsetzen. Es erfüllte ihn mit Genugtuung, daß es ihm gelang, am Langesundfjord in Norwegen wikingerzeitliche Gräberfelder vor einer Einbeziehung und damit ihrer Zerstörung in Küstenbefestigungen zu bewahren. Man hat dort sein couragiertes Eingreifen nicht vergessen.

Nach Kriegsende fand KONRAD RICHTER in Niedersachsen eine zweite Heimat. Beim damaligen Reichsamt für Bodenforschung und nachmaligen Landesamt für Bodenforschung in Hannover baute er zusammen mit PAUL WOLDSTEDT die geologische und bodenkundliche Kartierung wieder auf. Besondere Schwerpunkte waren die Emsland- und die Marschenkartierung. Seit 1951 Landesgeologe, ab 1955 Oberregierungsgeologe, war er seit 1952 für die Flachlandkartierung und seit 1959 für die gesamte geologische und bodenkundliche Kartierung in Niedersachsen verantwortlich.

1952 wurde er zum apl. Professor an der Technischen Hochschule in Braunschweig ernannt und nahm 1963, seiner ursprünglichen Neigung folgend, einen Ruf als ordentlicher Professor und Direktor des Geologischen Institutes der damaligen Technischen Hochschule Hannover an. Im gleichen Jahr übernahm er auch den Vorsitz in der Deutschen Quartärvereinigung, zu deren „Gründervätern“ er 1948 gehört hatte. Im Jahre 1964 haben er und seine Mitarbeiter die DEUQUA-Tagung in Lüneburg organisiert, in deren Verlauf interessante Ergebnisse aus der Erforschung dieses bis dahin nur unzulänglich bekannten Gebietes vorgeführt wurden.

Hohe wissenschaftliche Anerkennung kommt in der ihm 1964 verliehenen silbernen Ehrenmedaille der Universität Helsinki und der 1970 verliehenen Albrecht-Penck-Medaille der DEUQUA zum Ausdruck.

Zu Beginn seiner dritten Schaffensperiode als Hochschullehrer in Hannover hat er mit den „Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Technischen Hochschule Hannover“ ein Publikationsorgan geschaffen, in dem auch nach seiner Emeritierung im Jahre 1971 ein Schwerpunkt Quartärgeologie erhalten blieb. Zu seinem 65. Geburtstag ist zu seinen Ehren ein Sonderband erschienen; die dort enthaltene launige Widmung charakterisiert am besten den Menschen und Forscher KONRAD RICHTER.

Mit seinen Kollegen und später mit seinen Schülern, denen er seine Begeisterung für die Quartärgeologie und das Rauchen von Stumpfen mitzuteilen verstand, verband ihn ein vertrauensvolles Arbeitsverhältnis. Auf Exkursionen und in geselligem Beisammensein konnte KONRAD RICHTER die Hülle des Vorgesetzten oder Lehrers abstreifen, und sein Sinn für Humor und launiges Fabulieren und seine unbekümmerte Schalkhaftigkeit konnten immer wieder überraschen.

Freunde, Kollegen und Schüler trauern mit seiner Familie um einen liebenswerten Menschen, dem wir ein ehrendes Andenken bewahren wollen.

Klaus-Dieter Meyer.

Veröffentlichungen von Prof. Dr. KONRAD RICHTER

1926

1. Bilder aus Pommern. — Wolgast (Reyher).

1927

2. Stratigraphie und Entwicklungsgeschichte mittelpommerscher Tertiärhöhen. — Abh. Ber. Pommersch. Naturforsch. Ges., **7** (2): 132—174; Stettin.

1928

3. Fossile Fischotolithen aus Pommern. — Abh. Ber. Pommersch. Naturforsch. Ges., **IX**: 136—145; Stettin.

1929

4. Studien über fossile Gletscherstruktur. — Z. Gletscherkd., **17**, 1—3: 33—46; Berlin.
5. Beiträge zur Kenntnis des Pommerschen Tertiärs. — Abh. Ber. Pommerschen Naturforsch. Ges., **X**: 114—123; Stettin.
6. Die Struktur des Warsower Plateaus, ein Beitrag zur Kenntnis der Staumoränen. — Abh. Ber. Pommersch. Naturforsch. Ges., **X**: 6—12; Stettin.

1930

7. Die Textur des Geschiebemergels und ihre Bedeutung für die Erforschung des präglazialen Untergrundes. — Z. Geschiebeforsch., **VI**, 2: 80—88; Berlin.
8. Ein Saurierfund in Pommern. — Stettiner Generalanzeiger, Stettin, 1930.

1931

9. Naturschutz und Bodenkunde. — Mitt. Bund. Heimatschutz Pommern. — 1 Bl.
10. Die Eiszeitgeschiebe Pommerns. — Unser Pommernland, **1931**: 1—7; Stargard.
11. Geologischer Führer durch die Zarnglaff-Schwanteshagener Malmbrüche. — Mitt. Geologisch-Paläontolog. Inst. Greifswald, **7**: 24 S.; Greifswald.
12. Paläogeographische Deutung von Malmgeschieben. — Z. Geschiebeforsch., **VII**, 3: 97—115; Berlin.

1932

13. Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. — Z. Geschiebeforsch., **VII**, 1: 62—66; Berlin.

1933

14. Erdgeschichtliche Studien auf Hiddensee. — Unser Pommerland, **4/5**: 1—4; Stargard.
15. Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. — Abh. Geologisch-Paläontolog. Institut Greifswald, **XI**: 63 S.; Greifswald, Bamberg.
16. Aus der Erdgeschichte des Kreises Randow. — In: Randow, ein Heimatbuch des Kreises.
17. Die Bodenschätze Pommerns mit besonderer Berücksichtigung ihrer Zukunftsaussichten. — Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Greifswald, **9**: 19—49; Greifswald.
18. Zusammen mit G. MÜNNICH und E. STOLL: Mitteilungen aus dem Bohrarchiv der Pommerschen Geologischen Landessammlung. — In: 25 Jahre geologische Landessammlung: 49—57; Greifswald.

1934

19. Paläobiologische Probleme im pommerschen Malm mit besonderer Berücksichtigung der biplikaten Terebrateln. — Dohrniana, **13**: 161—175; Stettin.
20. Als noch Kopffüßler und Haie im Kreise Ückermünde lebten. — Unser Pommerland, **7/8**: 1—3; Stargard.

1935

21. Zur Frage einer pliozänen Vereisung Norddeutschlands aufgrund neuer Funde bei Stettin. — Z. Geschiebeforsch., **11**, 4: 135—151; Berlin.
22. Horizontbestimmung von Oberkreidageschieben mittels Foraminiferen. — Frankfurter Beitr. Geschiebeforsch., **1935**: 20—28; Leipzig.

1936

23. Ergebnisse u. Aussichten der Gefügeforschung im pommerschen Diluvium. — Geol. Rdsch., **27**, 2, 196—206; Stuttgart.
24. Gefügestudien im Engebrae, Fondalsbrae und ihren Vorlandsedimenten. — Z. Gletscherkde. Eiszeitforsch. u. Gesch. des Klimas, **24**: 22—30; Berlin.
25. Pommersche Erdgeschichte aus neuen Blickwinkeln. — Unser Pommerland, **21**, 2: 1—7; Stargard.
26. Geschiebekundliche Bemerkungen zum Interglazialprofil von Wendisch-Wehningen im südlichen Mecklenburg. — Z. Geschiebeforsch., **12**, 4: 157—165; Berlin.

1937

27. Die Einordnung der Weichseleiszeit in die Strahlungskurve von Milankowitsch. — Geol. Rdsch., **28**: 61—77; Stuttgart.
28. Die Eiszeit in Norddeutschland. — Deutscher Boden, 4: VIII + 179 S.; Berlin (Bortraeger).
29. Die nutzbaren Lagerstätten des Kreises Rügen. — In: Beiträge zur Raumforschung und Raumordnung, **1**: 1—10; Heidelberg, Berlin, Magdeburg.

1938

30. Pleistozän, a) die glazialen Bereiche. — Geol. Jahresberichte, **1**: 448—465; Berlin.

1939

31. Neue Interglazialfundpunkte an der Küste Rügens. — Dohrniana, **18**: 100—108; Stettin.
32. Litorinazeitliche Strandwälle am Westufer des großen Jasmunder Boddens auf Rügen. — Dohrniana, **18**: 109—116; Stettin.
33. Nordostdeutschland. (Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Brandenburg, Pommern Ostpreußen). — Geol. Jahresberichte, **2** (B): 131—140; Berlin.

1940

34. Die Geschiebeeinregelung im Odergletscher in ihrer Bedeutung für die Endmoränenchronologie. — Dohrniana, **19**: 80—83; Stettin.
35. Geochronologische Bedeutung der Flugsandrhythmen an der pommerschen Küste. — Dohrniana, **19**: 84—90; Stettin.

1942

36. Die Verbreitung der pommerschen Phosphorit- und Toneisensteingeschiebe in ihrer Bedeutung für die Entschleierung des tieferen Untergrundes. — Dohrniana, **21**: 67—74; Stettin.
37. Einführung in die bautechnischen Eigenheiten des südnorwegischen Bodens. — Oslo 1942.

1945

38. Beiträge zur Tektonik des Oslograbens. — Oslo.
39. Diluviale Frostspalten in Jütland. — Oslo.

1950

40. Die Entwicklungsgeschichte der Täler zwischen Lathen und Verden/Aller. — Geol. Jb., **65**: 641—656; Hannover/Celle.
41. Gliederungsmöglichkeiten im niedersächsischen Pleistozän mit geschiebekundlichen Methoden. — Z. dt. geol. Ges., **102**: 154—155; Hannover.

1951

42. Die stratigraphische Bewertung periglazialer Umlagerungen im nördl. Niedersachsen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **1**: 130—142; Öhringen/Württ.

1952

43. Klimatische Gliederung von Terrassenschottern. — Z. dt. geol. Ges., **104**: 427—428; Hannover.
44. Morphometrische Gliederung von Terrassenschottern. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**: 120—126; Öhringen/Württ.

1953

45. Geröllmorphometrische und Einregelungsstudien in den pleistozänen Sedimenten der paläolithischen Fundstelle Salzgitter-Lebenstedt. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **3**: 155—160; Öhringen/Württ.
46. Erdgeschichte des Emmelner Berges bei Haren-Ems. — *Jb. Emsländischer Heimatverein* **1953**: 1—14; Meppen.

1954

47. Geröllmorphologische Studien in den Mittelterrassenschottern bei Gronau an der Leine. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **4/5**: 216—220; Öhringen/Württ.

1955

48. Geröllanalytische Gliederung des Pleistozäns im unteren Emsgebiet mit Vergleichen zum Sylter Kaolinsand. — *Geol. Jb.*, **71**: 449—460; Hannover.

1956

49. Klimatische Verschiedenartigkeit glazialer Vorstoßphasen in Norddeutschland. — *Actes du IV Congr. Int. du Quaternaire*, II: 809—819; Roma.
50. & ECKHARDT, F.-J.: Datierungsversuche im Quartär Westdeutschlands mit Hilfe des Fluorrestes. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **7**: 21—28; Öhringen/Württ.

1957

51. Geologisch-bodenkundliche Kartierung der niedersächsischen Marschen im Maßstab 1 : 5000 als Planungsgrundlage für die Praxis. — *Wasser u. Boden*, **9** (2): 51—55; Hamburg.

1958

52. Fluorteste quartärer Knochen in ihrer Bedeutung für die absolute Chronologie des Pleistozäns. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **8**: 18—27; Öhringen/Württ.
53. Bildungsbedingungen pleistozäner Sedimente Niedersachsens aufgrund morphometrischer Geschiebe- und Geröllanalysen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **110**: 400—434; Hannover.
54. Geschiebegrenzen und Eisrandlagen in Niedersachsen. — *Geol. Jb.*, **76**: 223—234; Hannover.

1959

55. & ECKHARDT, F.-J.: Die Altersstellung des „homo visurgensis“ aufgrund der Fluorteste von Knochen aus quartären Weserkiesen. — *Oldenburger Jb.*, **58**: 1—8; Oldenburg.

1960

56. Über Perlite mit besonderer Berücksichtigung isländischer Vorkommen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **112**: 197—207; Hannover.
57. Genetische Einstufung isländischer geröllführender Ablagerungen mit Hilfe von Morphometrie und Einregelungsmessungen. — *N. Jb. Geol., Paläont., Mh.*, 1960: 385—397; Stuttgart.

1961

58. Die geologische Geländeaufnahme. — In A. Bentz: *Lehrbuch der angewandten Geologie* Bd. 1: 1—160; Stuttgart (Enke).
59. Aufpressungsosartige Gletscherbruchrücken südlich Cloppenburg in Oldenburg. — *Z. dt. geol. Ges.*, **112**: 369—377; Hannover.
60. Quartär und Tertiär im Raum der Emsniederung, des Hümmlings und Oldenburgs. — *Z. dt. geol. Ges.*, **112** (3): 542—554; Hannover.
61. Das Alter der Gletscherschrammen von Velpke. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **12**: 125—130; Öhringen/Württ.

1962

62. Geschiebekundliche Gliederung der Elster-Eiszeit in Niedersachsen. — *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg (Weigelt-Festschrift)*, **31**: 309—343; Hamburg.

1964

63. Geschiebekundliche Gliederung der Elster-(=Mindel) Eiszeit in Nordwestdeutschland mit Nachweis von Interstadialen und interstadialer Fließerde. — *Actes du VI. Congr. Int. du Quaternaire*, Warszawa, 1961, **2**: 199—210; Łódz.

64. Beziehungen zwischen lokalem Grundwasserstand und Kryoturbationen auf Bornholm. — Mitt. Geol. Inst. T.H. Hannover, **2**: 3—11; Hannover.

1966

65. Der Salzstock von Lüneburg im Quartär. — Mitt. Geol. Inst. T.H. Hannover, **3**: 1—19; Hannover.
 66. Konnektierungsmöglichkeiten niedersächsischer Flugsandrhythmen. — Mitt. Geol. Inst. T.H. Hannover, **3**: 46—50; Hannover.

1968

67. Klimatische Zyklen im norddeutschen Vereisungsgebiet. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 262—267; Öhringen/Württ.

1969

68. mit MICHAEL, E.: Der „Coccolithen-Test“ als Kriterium gegen Calcitauflösung in Tonsedimenten. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **132** (3): 301—308; Stuttgart.

1971

69. Die Zunahme intraannueller Zuwachsstreifen bei Muscheln im Laufe der Erdgeschichte. — Mitt. Geol. Inst. T.H. Hannover, **10**: 109—117; Hannover.
 70. Paraffin-Versuche zur Groß-Spaltenbildung im Inlandeis über dem nördlichen Mitteleuropa. — Studia Geol. Polonica, **LII**: 373—379; Warschau.

Dr. Heinrich Wortmann †

Im Alter von 79 Jahren verstarb am 20. 12. 1979 in Göttingen Herr Dr. habil. HEINRICH WORTMANN, eines der ältesten Mitglieder unserer Vereinigung. Der Verstorbene war bis zu seiner Pensionierung Oberlandesgeologe beim Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen und dort als Dezernent im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme für den Bereich Münsterland und nördliches Grenzgebiet zuständig.

Die Vereinigung wird diesem begeisterten Quartärgeologen ein ehrendes Andenken bewahren.

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

Aufbau des satzfertigen Manuskripts

Titel kurz, ggf. Untertitel und Ergänzung, z. B. Name des Landes. Klare Gliederung, nur bei längeren Arbeiten ist ein „Inhaltsverzeichnis“ notwendig. Am Anfang der Arbeit steht eine Kurzfassung (Abstract) in Deutsch und Englisch. Der Titel ist zu übersetzen und in eckigen Klammern dem Abstract voranzustellen. Weitere Übersetzungen der Kurzfassung sind möglich. Die Kurzfassung soll für den Leser einen hohen Informationswert haben. Bei größeren Arbeiten können die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend numerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1/2zeilig, mit Seitenzahlen versehen und nicht heften. Unter dem Titel der Arbeit folgt der ausgeschriebene Name des Autors und die Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln. Die Anschrift des Verfassers ist auf der Titelseite unten anzugeben.

Literaturzitate im Text sind Kurzzitate. Beispiel: (BÜTTNER 1938). Dieses Zitat bezieht sich auf die gesamte Arbeit. Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, Tafeln usw. gemeint, dann müssen diese genau angegeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 34 ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: „... MÜLLER (1943: 76) ...“ oder „... (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3 a-b) ...“ Falsch: „... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ...“ Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954a, b), (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963); (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf „... et al.“ gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftauszeichnung: Autorennamen unterstricheln Müller wird MÜLLER; wichtig wird wichtig (gesperrt); Holozän wird **Holozän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursiv*; sie sind im Manuskript mit geschwängelter Linie zu kennzeichnen. — Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2–4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypen nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypen sind wesentlich teurer als Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt unterstreichen = Fettdruck), Seitenzahl (: 6–24), Zahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Erscheinungsort. — Zitate von Werken: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zahl der Seiten, Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Verlagsort (Verlag).

Beispiele

SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 19: 250–261, 7 Abb.; Ohringen (Rau).

WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. — In: LOTZE, Fr. [Hrsg.]: Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2, VIII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Sonderdrucke: 50 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

