Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Im Auftrage des Vorstandes und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT und MARTIN SCHWARZBACH

ACHTZEHNTER BAND MIT 56 ABBILDUNGEN IM TEXT UND 10 TAFELN

1967

Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Ohringen/Württ.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 18	Seite 1-247	Ohringen/Württ. 31. Dezember 1967
	and the state of the	a set of a set of the set of the set of the	A DE LE MER A PRODUCTION AL APPARTA DE LA DE LA DE LA DELLA DE LA DELLA DE LA DELLA DE LA DELLA

Deutsche Quartärvereinigung

3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus Postscheckkonto Hannover 45303

oder Bankkonto: Deutsche Bank Hannover Kto.-Nr. 56/06561

Vorstand

1. Vorsitzender :	H. GRAUL, 6901 Bammental, Hermann Löns Weg 37
2. Vorsitzender :	E. Schönhals, 63 Gießen, Ludwigstraße 23
1. Schriftführer :	H. ROHDENBURG, 63 Gießen, Landgraf- Philipp-Platz 2
2. Schriftführer :	W. KLAER, 69 Heidelberg, Oppelner Str. 4
Schatzmeister :	G. LÜTTIG, 3 Hannover-Buchholz, Alfred- Bentz-Haus
Archivar :	H. SCHNEEKLOTH, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus
Schriftleiter des Jahrbuches :	E. Schönhals, 63 Gießen, Ludwigstraße 23

Beirat

K. BRUNNACKER, Köln	T. NILSSON, Lund
F. Heller, Nürnberg	H. Schwabedissen, Köln
R. HUCKRIEDE, Marburg	H. Spreitzer, Wien
G. C. MAARLEVELD, Wageningen	G. VIETE, Freiberg i. Sa.

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 20.—DM, Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 10.—DM. Der Jahresbeitrag ist bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf eines der obengenannten Konten zu überweisen.

Anmeldung neuer Mitglieder beim 1. Schriftführer, Dr. H. ROH-DENBURG, 63 Gießen, Landgraf-Philipp-Platz 2.

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an die Schriftleiter.

Reklamationen wegen fehlender Hefte an den Schatzmeister, Dr. G. LÜTTIG, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Im Auftrage des Vorstandes und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT und MARTIN SCHWARZBACH

ACHTZEHNTER BAND MIT 56 ABBILDUNGEN IM TEXT UND 10 TAFELN

1967 Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau. Ohringen/Württ.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 18	Seite 1-247	Ohringen/Württ. 31. Dezember 1967

Gedruckt mit Unterstützung

der Deutschen Forschungsgemeinschaft

Schriftleitung dieses Bandes: M. Schwarzbach

Für den Inhalt ihrer Arbeiten sind allein die Verfasser verantwortlich Satz, Druck und Einband: Buchdruckerei H. Wolf KG., Öhringen

INHALT

A. Aufsatze	
BARTELS, G.:	Seite
Stratigraphische und geomorphologische Auswer- tung von Schuttdecken vor Muschelkalkschichtkäm- men und-schichtstufen im niedersächsischen Bergland	76— 81
BECKER, E.:	
Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleisto- zänen Sedimente im nördlichen Oberrheintalgraben	5— 50
BRANDT, K.:	
Halbierte Höhlenbärenfersen aus Westfalen und Süddeutschland	110—112
BRUNNACKER, K.:	
Grundzüge einer Löß- und Bodenstratigraphie am	
Niederrhein	142—151
BUTZER, K.:	
Geomorphology and Stratigraphy of the Paleolithic	
Site of Budiño	82—103
ERGENZINGER, P.:	
Die eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen	
Waldes	152—168
GERMAN, R., LOHR, J., WITTMANN, D. und BROSSE, P.:	
Die Höhenlage der Schichtengrenze Tertiär-Quartär	
im mittleren Oberschwaben	104—109
GRÜGER, E.:	
Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an cromer-	
zeitlichen Ablagerungen im nördlichen Randgebiet	
der deutschen Mittelgebirge	204—235

	c :
ORDAN, H. und MEYER, KD.:	Seite
Gletscherschrammen bei Burgstemmen südlich von	
Hannover	198—203
IENKE, B. und ROSS, PH.:	
Der erste Fund von Kieselgur in Schleswig-Holstein	
bei Brokenlande, südlich von Neumünster	113—126
ICHOLS, H.:	
The Post-glacial history of vegetation and climate	
at Ennadai Lake, Keewatin, and Lynn Lake,	17/ 107
Manitoba (Canada)	1/6—19/
EGOTA, T.:	
Paleotemperature Changes in the Upper and Middle	
Pleistocene	127—141
FUFFERT O	
Die Aussagekraft vorzeitlicher Bodenbildungen als	
Klima- und Zeitindices	169-175
	107 175
IENERT, A.:	
Vogesen- und Schwarzwaldkare	51- 75
. Tagungen	236—239
Buchbesprechungen	240—244
Personennachrichten	245—247
	ORDAN, H. und MEYER, KD.: Gletscherschrammen bei Burgstemmen südlich von Hannover HANNOVER VENKE, B. und ROSS, PH.: Der erste Fund von Kieselgur in Schleswig-Holstein bei Brokenlande, südlich von Neumünster VICHOLS, H.: The Post-glacial history of vegetation and climate at Ennadai Lake, Keewatin, and Lynn Lake, Manitoba (Canada) EGOTA, T.: Paleotemperature Changes in the Upper and Middle Pleistocene Plie Aussagekraft vorzeitlicher Bodenbildungen als Klima- und Zeitindices IENERT, A.: Vogesen- und Schwarzwaldkare Tagungen Personennachrichten

Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheintalgraben

Von Erich Becker, Mörfelden

Mit 1 Karte, 13 Abbildungen und 9 Tabellen im Text

Zusammenfassung. Die quartäre Grabenfüllung des nördlichen Oberrheintales baut sich aus den petrographisch gut unterscheidbaren, fluviatilen Sedimenten von Rhein, Main und Neckar auf. An der Oberfläche dieser fluviatilen Ablagerungen kam es im Jungpleistozän und Holozän zur Bildung von Flugsanddecken verschiedener Mächtigkeit und Ausdehnung; auf größeren Flächen wurden die Flugsande zu Dünen unregelmäßiger Form und Anordnung aufgeweht. Die verschiedene petrographische Ausbildung dieser Flugsande machte eine Abgrenzung folgender Flugsand-Faziesräume notwendig:

- 1. Das Maingebiet mit seinen mittel-grobkörnigen und meist kalkfreien Flugsanden.
- 2. Die Bergsträßer Flugsandvorkommen, in denen feinkörnige, kalkhaltige äolische Sedimente überwiegen.
- 3. Das Lorsch-Viernheimer Dünengebiet, dessen Flugsande sich von denen des Bergsträßer Raumes nur wenig unterscheiden.
- 4. Der Sprendlinger Horst mit seinen, den Mainflugsanden petrographisch ähnlichen, äolischen Sedimenten.

Die vollständigste Profilentwicklung war im Maingebiet zu beobachten. In diesem Raum überlagern die äolischen Deckschichten, wie die eingehende Untersuchung der fluviatilen Ablagerungen deutlich gezeigt hat, auf großen Flächen die Reste eines letztinterglazialen Bodens an der Oberfläche der alt- bis mittelpleistozänen Kelsterbacher Terrasse. Gelegentlich sind Flugsande und Dünen auch auf den geringmächtigen Ablagerungen einer vermutlich Oberen Niederterrasse verbreitet, besonders wo diese randlich auf die Kelsterbacher Terrasse übergreift.

Aus dem Profilaufbau der Dünen im Maingebiet läßt sich, teilweise in Anlehnung an die Lößstratigraphie, folgender Geschehnisablauf rekonstruieren: Auf den, der fluviatilen Akkumulation entzogenen, älteren Terrassenflächen überwogen im Frühwürm intensive Abtragungs- und Verlagerungsvorgänge. Am Ende dieses durch kühlfeuchte Klimabedingungen gekennzeichneten Zeitabschnittes dürfte die Bildung der lehmstreifigen Basiswechselfolge der Dünen erfolgt sein. Über den, durch einen schwer einstufbaren (W I/II?), geringmächtigen Kryoturbationshorizont nach oben begrenzten Basisschichten folgt die Hauptmasse der, meist mehrere Meter mächtigen, Dünensande. Diese im tieferen Teil stellenweise durch einen schwach ausgeprägten Naßfleckenhorizont (W II/III?) gegliederte Flugsandabfolge dürfte stratigraphisch dem Würm III-Löß der hessischen Gliederung entsprechen.

Die unter den besonderen Klimabedingungen des Spätglazials auf diesen Dünensanden einsetzende Bodenentwicklung führte bis zum Alleröd-Interstadial bereits zur Bildung von Sandparabraunerden (Bänderflugsande), während im Vergleich dazu auf den jüngsten Lößdecken stellenweise schwach ausgeprägte Parabraunerden entstanden. Durch die Einlagerung einer im Mittel-Alleröd (Laacher-See-Ausbruch) gebildeten Bims-Tuffschicht im Hangenden der Bänderflugsande ist eine absolute Zeitmarke gegeben. Die Verwitterung der mit Flugsanden vermischten Bims-Tuffe zu einem braunerdeartigen Boden begann vermutlich noch während des Alleröd-Interstadials. Aus den während des Kälterückschlages in der Jüngeren Tundrenzeit gebildeten Flugsanden entstanden unter dem Einfluß des postglazialen Klimaoptimums tiefgründige Braunerden, stratigraphisch vergleichbar den Steppenböden aus Löß im benachbarten Rheinhessen sowie den Lockerbraunerden die C14-Bestimmung an Holzkohlen aus einer Brandschicht nachgewiesen werden konnte, im 6.—7. Jahrh. n. Chr. durch eine letztmalige stärkere Flugsandaufwehung beendet. Die jüngsten Flugsande sind auf den Dünen meist nur schwach verwittert.

In einem besonderen Abschnitt wurden Fragen der Entstehung der für Sande charakteristischen Bänderung (Sandparabraunerde) erörtert. Bei diesen Bändern handelt es sich, wie aus den Befunden eingehender Untersuchungen hervorging, um meist dünne Ton-Eisenanreicherungshorizonte; das eingeschlämmte Material entstammt wahrscheinlich im wesentlichen nicht überlagernden By-Horizonten, sondern dem Sediment selbst. Die Verlagerung und Anreicherung der mobilisierbaren Substanzen dürfte sowohl mechanisch als auch durch die Einwirkung chemischer Prozesse erfolgt sein. Wie aus den stratigraphischen Untersuchungen hervorging, lag die Hauptbänderbildung bereits vor dem Alleröd-Interstadial; unter gegebenen Bedingungen kann es jedoch auch heute noch zur Bänderbildung kommen.

Summary. In the Quarternary the northern Upper Rhine rift valley was filled with the fluviatile deposits (pebbles and sands) of the rivers Rhine, Main and Neckar. During the Würm ice age and in the Holocene the surface of these fluviatile deposits was covered with eolian sand plains and dune fields of varying thickness and extension.

The most complete stratigraphie sequence of the eolian cover was found in the Lower Main district. In this region the eolian deposits cover, over large areas, the remnants of a Riß-Wurm interglacial involution layer at the surface of the Old-to Middle Pleistocene Kelsterbach terrace. Based on the stratigraphic sequence of the dunes in the Main region and by comparison with the loess stratigraphy of Hesse it was possible to reconstruct the following dronology: In early Würm intensive soil erosion and solifluction perdominated on the terrace surfaces. A basal alternation of loamy and sandy layers presumably at the end of this cool-wet climatic epoch originated. These basal layers are limited upward by an involution layer of slight thickness, which is possibly equal to the fossil soil Würm I/II of the loess sequence. In the Maddle Würm this horizon was covered by dune-sands of great thickness. The dunes may be correlated with Würm III loess. A rare tundra gley (Naßfleckenboden) is found in the basal parts of the dunes in places. During the last Glacial the dune-sands weathered to a sandy grey-brown podsolic soil (Sand-Parabraun-erde) found on loess.

An absolute age marker is given by a pumice layer (Laacher See eruption) intercalated in Middle Alleröd. The Laacher See pumice is mixed with drift sand and probably weathered in Upper Alleröd to a brown earth (Braunerde). In the Younger Dryas epoch the pumice brown earth was covered by drift sand again. In the Holocene this drift sand weathered to brown earth of great thickness, stratifically comparable to the chernosem in Rhinehesse and the "Lockerbraunerden" in the mountainous regions of Hesse. It has been demonstrated by palaeolithic findings and the C¹⁴ method that this intensive pedogenesis was interrupted in the 6-7th century B.C. by new sand drift. This youngest drift sand is weathered to a lesser extent.

A special section deals with the genesis of the clay-iron bands (sandy grey-brown podsolic soil). The enrichment in bands is the result of leaching and migration by chemical and mechanical processes extending through the whole eolian complex.

Inhaltsverzeichnis

Seite

1.	Einleitung
	1.1. Das Arbeitsgebiet
	1.2. Problemstellung
2.	Quartäre Bildungen im Maingebiet
	2.1. Fluviatile Ablagerungen
	2.1.1. Allgemeines
	2.1.2. Das Hochflutbett
	2.1.3. Die Untere Niederterrasse (UNT) und ihre Hochflutlehmdecke 9
	2.1.4. Die Obere Niederterrasse (?) (ONT)
	2.1.5. Die Kelsterbacher Terrasse
	2.2 Interglaziale Bodenreste
	2.3. Zusammenfassende Betrachtung
	2.4. Äolische Ablagerungen
	2.4.1. Flugsande
	2.4.2. Dünen und ihr Aufbau
	2.4.2.1. Allgemeines
	2.4.2.2. Die Basisschichten
	2.4.2.3. Bänderflugsande
	2.4.2.4. Die Deckschichten
	2.5. Die Klima- und Bodenentwicklung im Untermaingebiet seit dem Riß/Würm
	Interglazial

6

Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente

		0.54.545
3.	Quartäre Bildungen im Gebiet von Rhein und Neckar	
	3.1. Fluviatile Ablagerungen	37
	3.1.1. Allgemeines	37
	3.1.2. Hochflutlehmdecke	37
	3.1.3. Niederterrassen	37
	3.2. Äolische Ablagerungen	38
	3.2.1. Flugsande	38
	3.2.2. Der stratigraphische Aufbau der Dünen	38
	3.2.2.1. Der Zapfenboden	40
	3.2.2.2. Die Bänderbraunerde	42
	3.2.2.3. Die jüngsten Flugdecksande	42
	3.3. Das Lorsch-Viernheimer Dünengebiet	42
	3.4. Das Alter der Schichten	42
4.	Die Flugsandvorkommen des Sprendlinger Horstes	43
5.	Das Bänderproblem	44
	Literaturverzeichnis	49

1. Einleitung

1.1. Das Arbeitsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den nördlichsten Teil des Oberrheintalgrabens und entspricht damit etwa dem wirtschaftsgeographischen Begriff des südlichen Rhein-Main-Gebietes. Diese zwischen der rheinhessischen Tertiärtafel im Westen und dem Odenwald und Sprendlinger Horst im Osten eingesenkte quartäre Grabenzone erfährt auf drei Seiten eine natürliche Begrenzung. Im Westen zieht der Rhein eine scharfe Grenzlinie. Sein Lauf markiert hier die auch morphologisch deutlich hervortretende, schroffe tektonische Abbruchzone des rheinhessischen Tertiärblockes gegen den in diesem Bereich 25-30 km breiten Bruchgraben. Den nördlichen Abschluß des langgestreckten Rheintalgrabens und damit auch des Arbeitsgebietes bildet der Main am Südrand der Vortaunuslandschaft. Der von den Ausläufern des kristallinen Odenwaldes nach Norden vorspringende schmale Sporn des aus Rotliegend-Sedimenten aufgebauten, morphologisch nicht sehr scharf ausgeprägten Sprendlinger Horstes soll als östlicher Begrenzungsraum angenommen werden. Nach Süden, wo in Fortsetzung der breiten Grabensenke eine natürliche Grenze nicht gegeben ist, möge die Linie Darmstadt-Oppenheim als ungefährer Anhalt dienen. Eine scharfe willkürliche Grenze soll dort schon deshalb nicht gezogen werden, weil zahlreiche Vergleichsbegehungen und Profilaufnahmen auch in den weiter südlich gelegenen Flugsandund Dünengebieten erfolgten.

In diesen derart umgrenzten Bruchgraben wurden von Rhein, Main und Neckar sowie zahlreichen Odenwaldbächen während des Pleistozäns Sand- und Geröllmassen eingeschüttet. Ihre Mächtigkeit beträgt heute stellenweise mehrere 100 m. Aus den oberflächennahen Partien dieser sandig-kiesigen Ablagerungen wurden während des Würm-Glazials und fortwirkend bis in die junge Vergangenheit die feinkörnigen Komponenten als Flugsande ausgeblasen und zu Dünen oder flächenhaft ausgebreiteten Decken aufgeweht. Da diese die unterlagernden fluviatilen Sedimente auf großen Flächen heute verhüllenden Flugsande im allgemeinen nicht wesentlich über die Aufschüttungsbereiche von Rhein, Main und Neckar hinausgehen, ergibt sich im nördlichen Oberrheintalgraben die Möglichkeit einer Abgrenzung folgender Flugsand-Faziesräume: 1) Das Gebiet der Mainflugsande, 2) Das Bergsträßer Flugsandgebiet, 3) Das Lorsch-Viernheimer Dünengebiet, 4) Die Flugsandvorkommen des Sprendlinger Horstes.

7

Seite

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Professor Dr. SCHÖNHALS, Gießen, als Dissertation am Geologischen Institut in Frankfurt (Main).

Meinem hochverehrten Lehrer, Professor Dr. SCHÖNHALS, bin ich für zahlreiche Anregungen und Hinweise anläßlich mehrerer Geländebegehungen sowie das stete Interesse am Fortgang der Arbeit und fördernde Kritik bei der Auswertung und Darstellung der Ergebnisse zu bleibendem Dank verpflichtet. Dr. ALTEMÜLLER, Institut für Bodenbearbeitung an der Forschungsanstalt für Landwirtschaft, Braunschweig-Völkenrode, danke ich sehr herzlich für die Anfertigung einer Anzahl von Bodendünnschliffen und die Unterstützung bei der Auswertung dieser Dünnschliffe. Für die Untersuchung einer Anzahl von Bodenproben bin ich Dr. ECKHARDT, Dr. FASTABEND, Dipl.-Physiker GEYH und Dr. MATTIAT, alle an der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover-Buchholz, zu großem Dank verpflichtet. Mein besonderer Dank gebührt Professor Dr. FRECHEN, Bonn, für die Untersuchung einer Bims-Tuffprobe und Dr. JORNS, Darmstadt, für die Bestimmung einer Anzahl von Scherbenfunden. Großen Dank schulde ich auch Professor Dr. LEHMANN, Frankfurt (Main), für die freundliche Zuweisung eines Arbeitsplatzes im Sedimentpetrographischen Labor des Geographischen Institutes, sowie Dr. SEMMEL, Hessisches Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden, für zahlreiche Hinweise und wertvolle Ratschläge bei der Durchführung dieser Arbeit. Die Geländearbeiten wurden durch eine Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt, wofür an dieser Stelle vielmals gedankt sei.

1.2. Problemstellung

Auf den ausgedehnten Terrassenflächen des nördlichen Oberrheintales war das jüngste geologische Geschehen — wie bereits erwähnt — gekennzeichnet durch die Ablagerung von Flugsanddecken und die Aufwehung von Dünen unterschiedlicher Größe und Anordnung. Stratigraphische Untersuchungen dieser Windsedimente blieben bisher fast ausschließlich auf das Bergsträßer Gebiet beschränkt, was in erster Linie wohl auf die meist ungünstigen Aufschlußverhältnisse in den übrigen Flugsandgebieten zurückzuführen ist.

Durch den Bau der Autobahn-Eckverbindung Mönchhof (östlich Raunheim)-Darmstadt wurden nun in den beiden vergangenen Jahren besonders im Maingebiet eine Vielzahl von Flugsanddünen angeschnitten. Wie schon ein erster Überblick zeigte, handelt es sich bei diesen Dünen nicht um die Aufhäufung einheitlicher Sandmassen, sondern um meist mehrfach gegliederte, verschiedene Flugsandabfolgen. Diese vorübergehend sehr günstigen Aufschlußverhältnisse ließen daher eine zusammenfassende stratigraphische Bearbeitung der Flugsande im nördlichen Oberrheintal angebracht erscheinen. Gleichzeitig ergab sich durch die nähere Untersuchung der die Flugsandkomplexe gliedernden fossilen Bodenreste die Möglichkeit einer Aufhellung der Bodengeschichte dieses Raumes.

2. Quartäre Bildungen im Maingebiet

2.1. Fluviatile Ablagerungen

2.1.1. Allgemeines

Die Lagerungsverhältnisse der fluviatilen Sedimente des randlich gelegenen Untermaingebietes gestalten sich infolge differenzierter tektonischer Bewegungen des Untergrundes weit weniger einheitlich als im Grabeninneren der Oberrheintalsenke, wo sich weitgehend der normale quartäre Flachlandtypus entwickeln konnte. Auf eine eingehende Darstellung (s. E. BECKER, Diss. 1965) der zwischen Kelsterbach und der Mainmündung ausgebildeten Terrassenstufen soll hier verzichtet werden. Wir beschränken uns auf eine kurze Beschreibung der morphologisch und petrographisch unterscheidbaren Stufen und werden die Problematik ihrer exakten Datierung nur so weit behandeln, als dies zum Verständnis der stratigraphischen Einordnung der überlagernden Flugsande notwendig erscheint.

Das von unserer Betrachtung erfaßte linksmainische Gebiet erstreckt sich zwischen Frankfurt/Kelsterbach und der Mainmündung über eine Entfernung von 30-40 km. Die größte Verbreitung im Untersuchungsgebiet erreicht die alt- bis mittelpleistozäne Kelsterbacher-Terrasse, die sich 15—20 km nach Süden verfolgen läßt. Diese zwischen Frankfurt und Kelsterbach mit einer Steilkante morphologisch deutlich gegen die jüngeren Bildungen abgesetzte Terrassenstufe taucht nach Westen allmählich unter jüngere Terrassensedimente ab. Diese jungpleistozänen Terrassenablagerungen, zwischen Raunheim und Kelsterbach als relativ schmale Randsäume ausgebildet, dehnen sich westlich eines bei Raunheim nach Süden abzweigenden Mainaltarmes weit nach Süden aus und verhüllen hier die älteren Kelsterbachschotter.

2.1.2. Das Hochflutbett

Meist unmittelbar über dem mehrfach gestauten Flußspiegel liegt das vorwiegend als Grünland genutzte und bei jedem Hochwasser überschwemmte Hochflutbett des Mains. Das westlich Kelsterbach zunächst 25—75 m breite, an der Oberfläche meist ebene Hochflutbett verbreitert sich nach Westen auf maximal 400—500 m bei Bischofsheim. Die Ablagerungen des Hochflutbettes sind durch ein hellbraunes, vorwiegend schluffig-feinsandiges, stets bis in den Oberboden kalkhaltiges Sediment, das häufig Muschelschalen führt, gekennzeichnet. Das nachstehende Profil wurde in einem Pipeline-Graben auf der Höhe des Hofgutes Klaraberg unmittelbar am Flußufer aufgenommen (Bl. Hochheim 5916; R 3463 940: H 5545 700):

1)	0— 17	(17 cm)	dunkelgraubrauner 10 Y R 4/2, lehmiger Sand bis sandiger Lehm, stark schluffig, schwach humos, sehr stark durchwurzelt (Wiese), wenig aggre- giert
2)	17— 77	(60 cm)	dunkelbrauner 7,5 RY 4/4, schluffig-lehmiger Sand, kalkhaltig, mäßig durchwurzelt, nicht aggregiert
3)	77— 91	(14 cm)	dunkelbrauner 7,5 YR 4/4, lehmiger, glimmerreicher Schluff, kalkhaltig bis stark kalkhaltig
4)	91—119	(28 cm)	dunkelbrauner 7,5 YR 4/4, schluffiger Feinsand, schwach geschichtet, kalkfrei bis schwach kalkhaltig
5)	119—129	(10 cm)	dunkelbrauner 7,5 YR 4/4, lehmiger Schluff, kalkhaltig bis stark kalk- haltig
6)	129-141	(12 cm)	rötlichgelber 7,5 YR 7/6 Feinsand, locker, kalkfrei bis schwach kalkhaltig
7)	141—155	(14 cm)	Schotterlage mit Buntsandsteingeröllen von 8–10 cm ϕ , zahlreiche Keramikbruchstücke und Ziegelreste (15. Jh.), häufig Muschelschalen
8)	155-244	(90 cm)	vorwiegend Sand mit einzelnen lehmigen Schlufflagen.
2.1	.3. Die	Unter	e Niederterrasse (UNT) und ihre

Hochflutlehmdecke

Die stets in Ackernutzung stehende, meist ebene, nur gelegentlich durch Altwasserrinnen schwach gegliederte Oberfläche der Unteren Niederterrasse liegt etwa 2–3 m über

rinnen schwach gegliederte Oberfläche der Unteren Niederterrasse liegt etwa 2–3 m über dem schmalen Grünlandstreifen des Hochflutbettes (92,5 m über NN). Morphologisch deutlich ausgeprägt nimmt diese Terrassenstufe zwischen Kelsterbach und Raunheim nur einen verhältnismäßig schmalen Streifen von 400–500 m Breite ein, erlangt dann aber westlich Raunheim ziemlich unvermittelt eine erhebliche räumliche Ausdehnung nach Süden bis etwa zur Linie Königstädten—Ginsheim. Allerdings dürfen wir, das sei einschränkend hinzugefügt, bei dieser sich auf etwa 5 km verbreiternden Terrassenstufe nicht mehr ausschließlich von einem Aufschüttungsbereich der UNT sprechen, da, wie die Untersuchungen gezeigt haben, gelegentlich auch ältere Ablagerungen zumeist im gleichen Niveau mit den UNT-Sedimenten auftreten können. Durch das Fehlen deutlicher morphologischer Unterschiede in diesem Gebiet lassen sich die verschiedenaltrigen Ablagerungen im Gelände meist nur schwer voneinander trennen.

Der maximal 3-4 m mächtige Akkumulationskörper der UNT setzt sich vorwiegend aus rötlichbraun gefärbten, lockeren, zum Teil kreuzgeschichteten Sanden und Schotterlagen zusammen. Wenn auch die sandigen Schichten im allgemeinen vorherrschen, so kann doch gelegentlich eine stärkere Geröllführung beobachtet werden. Die stets frischen Kiese und Schotter zeigen die bereits vielfach beschriebene charakteristische Zusammensetzung der Mainablagerungen mit einer starken Buntsandsteinvormacht. Typisch und zur Abgrenzung gegen ältere Bildungen gut geeignet ist die stets zu beobachtende Beimengung von Muschelkalkgeröllen, deren Anteil an der Gesamtzusammensetzung der Schotter meist jedoch nur wenige Prozentanteile beträgt. Gelegentlich kann der Muschelkalkanteil allerdings auch sehr stark anwachsen, wie dies in Baugruben bei Rüsselsheim und Schwanheim mehrfach beobachtet wurde.

Die Hochflutlehmdecke der UNT. Die sandig-kiesigen Ablagerungen der UNT tragen stets eine feinkörnige Hochflutlehmdecke von gelegentlich bis zu 1,5 m Mächtigkeit. Im ausgedehnten Akkumulationsbereich der UNT zeigt diese, im obersten Horizont zuweilen auch äolisch beeinflußte, Deckschicht eine typische Dreigliederung in einen oberen dunkelbraun gefärbten, lehmig-sandigen, einen mittleren rotbraunen, lehmig-tonigen und einen unteren stets kalkreichen, lehmig-schluffigen Horizont. Einen guten Einblick in den Schichtaufbau zeigt das folgende, an der Baustelle der Caltex-Ol-Raffinerie westlich der Autobahn Frankfurt (Main)—Köln aufgenommene Profil (Bl. Hochheim 5916; R 3462 090 : H 5543 460):

1)	Ap	0— 25	(25 cm)	dunkelgraubrauner 10 YR 3/2, lehmiger Sand, schwach humos, wenig aggregiert, stark durchwurzelt
2)	Bv	25— 55	(30 cm)	brauner 7,5 YR 4/4, lehmiger Sand, feinsandig, kohärentes Gefüge, gelegentlich schwach rostgefleckt, vereinzelte 4–5 mm starke Ton- anreicherungsbänder (schokoladenbraun), diffuser Übergang
3)	fB	55— 96	(41 cm)	dunkelroter 2,5 YR 3/6, sandig-lehmiger Ton, kleinpolyedrisches Gefüge, durchsetzt mit zahlreichen schwärzlichbr. stecknadelkopf- großen Fe-Mn-Konkretionen, zuweilen auch Fe-Mn-Abscheidungen als Beläge auf den Gefügeelementen, allmählicher Übergang zu
4)	С	96— 134	(38 cm)	gelblichroter 5 YR 5/6, feinsandig-schluffiger, kalkhaltiger Lehm, deutlich geschichtet, pseudomycelartige Kalkabscheidungen, nach unten zunehmend sandig
5)	D 1	34 +		rötlichbraune Sande und Kiese der UNT.

Dieser typische Profilaufbau verdankt seine Entstehung sowohl geologischen als auch bodengenetischen Vorgängen. Für eine geologische Schichtigkeit des oberen Profilabschnittes besonders in flußferneren Gebieten sprechen die Lagerungsverhältnisse in einem Aufschluß am Rande eines engbegrenzten Dünengebietes am Ostpark bei Rüsselsheim-Horlache. Hier wird der rotbraune, tonige Horizont von etwa 1,2 m mächtigen Flugsanden überlagert, die an der Oberfläche (Profiltiefe etwa 30–40 cm) zu einer schwach entwickelten Braunerde verwittert sind.

Läßt sich auf Grund dieses eindeutig geologischen Schichtaufbaues eine Profildifferenzierung durch Verlagerungsvorgänge aus dem Oberboden nahezu ausschließen, so kann bei abnehmender Mächtigkeit und abnehmendem Sandgehalt des Oberbodens in Flußnähe der Einfluß der pedogenetischen Prozesse bei der Horizontbildung nur schwer erfaßt werden. Die Ergebnisse der zur Klärung dieser Fragen durchgeführten sedimentologischen und mikromorphologischen Untersuchungen lassen sich zu folgender genetischer Deutung des Decklehmprofils zusammenfassen:

Nach Ablagerung der sandig-kiesigen UNT erfolgte innerhalb eines längeren Zeitraumes durch häufige Überflutungssedimentation die Bildung der kalkhaltigen Hochflutlehmdecke. Diese Akkumulation kam vermutlich während einer verstärkten erosiven Phase des Mains allmählich zum Stillstand. Damit konnte zunächst an der Oberfläche eine stärkere Entkalkung einsetzen. Unter dem Einfluß eines gegenüber den heutigen Verhältnissen wesentlich wärmeren Klimas setzte dann in diesem teilweise entkalkten Sediment eine intensive Bodenbildung ein, die in dem feinkörnig-schluffigen Substrat zu einer merkbaren Tonmineralneubildung in situ führte. Daneben kann ein geringer Anteil der tonigen Substanz vermutlich auch auf Einschlämmung zurückgeführt werden. Ein erneu-

10

ter Klimaumschwung beendete diese Bodenbildungsphase; in Flußnähe kam es nachfolgend zu wechselnder äolischer und fluviatiler, in den flußfernen Gebieten dagegen zu überwiegend äolischer Sedimentation. Die teilweise vorherrschend sandigen bis 80 cm mächtigen äolischen Ablagerungen wurden in dem bis zur Gegenwart reichenden Zeitraum zu einer schwach bis mäßig entwickelten Braunerde umgebildet. Das geologisch durch seine Zweischichtigkeit gekennzeichnete Decklehmprofil der Unteren Niederterrasse repräsentiert demnach auch zwei zeitlich getrennte, typologisch deutlich unterscheidbare Bodenbildungen. Die eingehende Erörterung der altersmäßigen Einstufung dieser verschiedenen Horizonte soll zusammen mit der Diskussion der äolischen Deckschichtenprofile erfolgen.

2.1.4. Die Obere Niederterrasse (?) (ONT)

An die UNT schließt sich eine, morphologisch gegen diese nur durch eine zwei bis drei m hohe Stirnkante abgesetzte, weitere als Obere Niederterrasse zu bestimmende Terrassenstufe an (95m über NN). Die flächenhafte Ausdehnung dieser Flußaufschüttung läßt sich nur schwer bestimmen, da infolge fehlender morphologischer Unterschiede eine sichere Abgrenzung gegen die nach Süden an die Oberfläche tretenden älteren Ablagerungen nur in wenigen Fällen möglich ist. Zwischen Kelsterbach und Raunheim dürfte die Gesamtbreite dieser Terrasse 400—600 m jedoch nicht überschreiten. Wie in einzelnen Bodeneinschlägen und den wenigen größeren Aufschlüssen beobachtet werden konnte, keilen die Ablagerungen der ONT-Stufe nach Süden allmählich aus und überdecken dann vielfach nur noch als dünner Schleier die älteren Aufschüttungen. Die Stirnkante dieser Terrasse läuft bis Raunheim der B 43 fast parallel, biegt im Ortsbereich scharf nach Süden ab und ist am östlichen Ufer eines Mainaltlaufes bis Königstädten gut zu verfolgen.

Der rötliche, frische, im Durchschnitt 3-4 m mächtige Schotterkörper wird bei Zurücktreten der sandigen Komponente vorwiegend aus rötlichen Buntsandsteingeröllen unterschiedlicher Größe, hellen Quarz- und Quarzitgeröllen sowie vereinzelt beigemengten Kieselschiefer- und Hornsteigeröllen aufgebaut. Nicht selten tragen die Buntsandsteingerölle an ihrer Oberfläche als Anzeichen geringer Verwitterungseinflüsse dünne, meist lückenhafte, schwärzliche Manganüberzüge. Eine Beimengung von Muschelkalkgeröllen, wie sie für die UNT typisch ist, konnte in diesen Ablagerungen nicht beobachtet werden. Die Einlagerung zahlreicher grober Buntsandsteinblöcke vorwiegend an der Basis des Schotterkörpers beweist eindeutig den kaltzeitlichen Charakter dieser Terrasse. Eine Hochflutlehmdecke ist in deutlichem Gegensatz zur UNT an der Oberfläche der schotterreichen Oberen Niederterrasse nicht ausgebildet, so daß dort, wo ihre Oberfläche beackert wird, an der dichten Schotterbestreuung der Felder diese fluviatile Aufschüttung leicht erkannt werden kann. Zu stärkeren Flugsandüberwehungen kam es vor allem im südwestlichen Verbreitungsgebiet zwischen Raunheim und Königstädten, während zwischen Kelsterbach und Raunheim nur randlich von Süden her dünne Flugsandschleier auf diese Terrasse übergreifen. Der rötliche, nahezu unverwitterte Schotterkörper wird stets mit scharfer Grenze von stark verwitterten gelben bis gelblichweißen Sanden und Schottern unterlagert. Diese deutliche petrographische Grenze zwischen gelben und roten Schottern war in der Sandgrube Willersinn westlich Kelsterbach zeitweise gut aufgeschlossen.

An der Oberfläche dieser geröllreichen Terrasse entwickelte sich eine Braunerde geringer Basensättigung. Unter der rezenten Bodenbildung fällt ein stellenweise bänderartig aufgelöster, zuweilen stark kryoturbat gestörter Tonanreicherungshorizont auf, dessen Taschen gelegentlich noch mit einem hochflutlehmartigen, meist schwach kalkhaltigen, feinkörnigen Material gefüllt sind. Die Bildung dieses Horizontes dürfte bereits vor dem letzten Kälterückschlag in der jüngeren Tundrenzeit erfolgt sein und steht damit in keinem zeitlichen Zusammenhang mit der starken Verlehmung der Hochflutablagerungen der UNT.

Erich Becker

Gewisse Möglichkeiten für die zeitliche Datierung dieser Aufschüttung ergeben sich aus dem Fund einiger Zahnfragmente von "Mammonteus primigenius" in der Grube Willersinn. Dr. ADAM (Stuttgart)¹) kommt auf Grund eingehender Untersuchungen der fragmentären Molaren zu dem Ergebnis, daß die beiden dem roten Schotterkörper entstammenden Zahnreste ins Jungpleistozän, also ins Würm zu stellen sind, während dem in den gelben Schottern gefundenen Molarenrest ein vermutlich höheres Alter zukommt.

2.1.5. Die Kelsterbacher Terrasse

In dem von uns betrachteten Flußabschnitt westlich Kelsterbach tritt die Kelsterbacher Terrasse morphologisch nur noch wenig hervor, dagegen kam es in dem östlich anschließenden Gebiet zur Herausbildung einer 10—15 m hohen markanten Geländekante. Diese in nahezu ostwestlicher Richtung zwischen Frankfurt (Main)—Louisa und Kelsterbach sich erstreckende Terrassenstufe tritt bei Kelsterbach dicht an den heutigen Flußlauf heran und bildet dort ein bis auf 20 m über den Flußspiegel ansteigendes Steilufer. Nach Westen verflacht sich die Stirnkante dann sehr rasch und taucht unter jüngere Schotter ab. Westlich des Sprendlinger Horstes erreicht die Kelsterbacher Terrasse eine große flächenhafte Ausdehnung. Die fluviatilen Aufschüttungen, bis etwa 10 km weit nach Süden gut zu verfolgen, bedecken hier eine Fläche von mehr als 150 km².

Die Kelsterbacher Terrasse wird von gelblichen bis gelblichweißen, meist stark verwitterten Schottern und Sanden aufgebaut, wobei grobkörnige Sande und Kiese bei weitem überwiegen. Randlich, besonders im südlichen Bereich, treten die gröberen Gerölle immer mehr zurück. Im Vertikalprofil zeigen die Ablagerungen im allgemeinen einen bemerkenswert einheitlichen petrographischen Aufbau.

Die Altersstellung der Kelsterbacher Terrasse blieb bis heute umstritten. Auf eine umfassende Diskussion der zahlreichen zu dieser Frage veröffentlichten Beiträge soll an dieser Stelle verzichtet werden (s. E. BECKER, Diss. 1965).

Zusammenfassend bleibt festzustellen, daß sich am Aufbau dieser morphologisch einheitlichen Terrasse Schotterkörper stratigraphisch verschiedener Akkumulationsphasen beteiligen, wobei das absolute Alter der einzelnen Aufschüttungskomplexe bis heute nicht bestimmt werden konnte. Die ältesten Schotter jedenfalls gehören nach den Untersuchungen von BAAS (1932) vermutlich dem Brüggen-Glazial an.

Gegliedert wird der Terrassenkörper neben anderen petrographischen Merkmalen vor allem durch meist humose Tonpakete unterschiedlicher Mächtigkeit und Ausdehnung. Umstritten blieb bis heute die Horizontbeständigkeit und damit der stratigraphische Wert dieser Toneinschaltungen. Eigene Beobachtungen sprechen dafür, daß die Tonhorizonte mehr oder weniger rasch seitlich auskeilen und nach einiger Entfernung in anderem Niveau wieder einsetzen. Die endgültige Klärung dieser Fragen steht jedoch noch aus und bleibt als wichtige Aufgabe der Quartärgeologie dieses Gebietes bestehen.

Was das Alter des gesamten fluviatilen Aufschüttungskomplexes betrifft, wird man wohl WAGNER (1950, S. 191) im wesentlichen zustimmen dürfen, der die tektonische Herausbildung zur morphologisch hervortretenden Terrasse in das Präriß verlegte. Während des Rißglazials wurden dann die herausgehobenen östlichen Teile der Kelsterbacher Terrasse vermutlich zum Abtragungsgebiet, worauf auch zahlreiche anschließend wieder mit Kelsterbachschottern aufgefüllte Erosionsrinnen an der Oberfläche dieser Ablagerungen deutlich hinweisen. Altpleistozäne Bodenbildungen sowie rißeiszeitliche äolische Ablagerungen konnten auf dieser Terrasse bisher nicht nachgewiesen werden.

¹⁾ Dr. SEMMEL (Wiesbaden) stellte mir freundlicherweise das Gutachten von Dr. ADAM für meine Zwecke zur Verfügung.

2.2. Interglaziale Bodenreste

Erste Anzeichen einer weit verbreiteten intensiven Bodenbildung an der Oberfläche der Kelsterbachschotter finden sich heute vorwiegend noch in den Gebieten, wo mächtige würmeiszeitliche Flugsanddecken einen vollständigen späteren Abtrag dieser fossilen Bodenbildungen verhinderten. In größerer räumlicher Verbreitung waren diese kryoturbat stark gestörten Bodenrelikte in den letzten Jahren in mehreren Kiesentnahmestellen für den Autobahnbau östlich Raunheim zeitweise gut erschlossen. In Form tiefer Taschen, Tropfen und Keulen wurden hier die Reste einer fossilen Bodenbildung in die Terrassensande intensiv eingewürgt. Die gelegentlich bis zu 2 m tiefen und 1,5 m breiten sackartigen Einstülpungen vermitteln einen deutlichen Eindruck von der ehemals wohl erheblichen Mächtigkeit der ungestörten Bodendecke.

Die Intensität der Kryoturbationsvorgänge wird besonders an einzelnen, in den Schottern eingeschlossenen, isolierten Bodenresten erkennbar. Die meist rundlich geformten Bodenrelikte wurden offenbar durch eine vertikale Rotationsbewegung aus dem übrigen Bodenverband gerissen und förmlich in den Terrassenkörper eingedreht. Die Füllung der Taschen besteht aus einem kräftig dunkelbraun bis schwach rötlichbraun gefärbten, lehmig-schluffigen, gelegentlich auch später tonigen Material, das sich von dem umgebenden Schotterkörper deutlich abhebt. In die vorwiegend dichte, nur wenig gegliederte, kohärente Bodenmasse sind Gerölle unterschiedlicher Größe und Anzahl eingestreut. Gelegentlich kann eine stärkere Anreicherung der sonst meist regellos verteilten Gerölle im Inneren einer solchen Tasche beobachtet werden.



Abb. 1. In Terrassenkiese eingewürgte Reste des Eem-Interglazialbodens. Mönchhof (östlich Rüsselsheim). ¹/40.

Im Schliffbild fällt die bemerkenswert dichte Kornpackung dieses Bodens auf. Stellenweise liegen grobe Körner in einer feinkörnigen Grundmasse eingebettet. Daneben kommen auch Partien gleichartiger Körnung von Grobsand und Schluff vor. Insgesamt ist der Bodenaufbau jedoch durch eine ungleichartige Packung gekennzeichnet. Die feinkörnige Zwischenmasse ist schwach braunerdeartig geflockt. Teilweise zeigen die gröberen Körner eine allerdings nur undeutliche Hüllenbildung.

Vergleichbare, jedoch meist weniger stark ausgeprägte Kryoturbationshorizonte konnten auch in den zahlreichen übrigen, im gesamten Arbeitsgebiet verstreuten Kiesgruben beobachtet werden. Häufig sind allerdings nur noch geringe Reste des Frostbodens erhalten. Aus ihren Vorkommen jeweils an der Oberfläche der Terrasse unter einer jüngeren äolisch beeinflußten Überlagerung darf geschlossen werden, daß es sich um zeitlich äquivalente Bildungen handelt.

Diese Verwitterungsdecken sind vermutlich während des letzten Interglazials (Eem) entstanden. Das dürfte einmal aus den besonderen Lagerungsverhältnissen hervorgehen, zum anderen würden bei einer älteren Einstufung dieser Böden die Anzeichen einer letztwarmzeitlichen Bodenbildung aber völlig fehlen. Es erscheint jedoch unwahrscheinlich, daß





14

in einem Gebiet mit vorherrschender Flugsandakkumulation während des letzten Glazials diese jüngeren Bildungen restlos verschwunden sein sollen, während eine in ein älteres Interglazial zu stellende Verwitterungsdecke auf größeren Flächen erhalten blieb, zumal gerade für das Rißglazial auf der Kelsterbacher Terrasse mit stärkeren Abtragungsvorgängen (s. o.) gerechnet werden muß.

2.3. Zusammenfassende Betrachtung

Wie aus den bisherigen Darlegungen hervorgeht, läßt sich auch in einem räumlich engbegrenzten und morphologisch wenig gegliederten Flußabschnitt eine Terrassengliederung durchführen. Die fluviatilen Aufschüttungen der einzelnen Stufen des südlichen Untermaingebietes werden charakterisiert durch einen bestimmten petrographischen Aufbau sowie durch die an ihrer Oberfläche gebildeten, typologisch verschiedenen Böden. Dabei ergeben sich — wie bereits angedeutet — auch aus dem jeweiligen Aufbau des Bodenprofils bestimmte Hinweise auf die Bildungsperiode der verschiedenen Terrassenkörper.

Noch im Anfangsstadium befindet sich die Bodenentwicklung auf den Sedimenten des Hochflutbettes. Auf diesen, vorwiegend in junger historischer Zeit aufgeschütteten, noch bis zur Oberfläche kalkhaltigen Ablagerungen kam es bisher lediglich zur Ausbildung eines rendzinaartigen Auebodens (Borowina). Die durch eine kleine Geländekante gegen das Hochflutbett abgesetzten, aus frischen, rötlichbraunen Sanden und gelegentlich kalkgeröllführenden Schottern aufgebaute UNT trägt stets eine bis zu 1,5 m mächtige Hochflutlehmdecke. Die deutliche Dreigliederung dieser feinkörnigen Ablagerungen beruht einmal auf primären Sedimentationsunterschieden, zum anderen auf zeitlich verschiedenen Bodenbildungsprozessen. Während nämlich der feinkörnige, braune, kalkhaltige (spätpleistozäne ?) Hochflutlehm in einer ersten, wahrscheinlich frühholozänen Bodenbildungsphase im oberen Teil zu einem kräftig rötlichbraunen, tonigen Lehm verwitterte, entstanden aus den später auf dieser Bodenoberfläche abgelagerten Sedimenten Braunerden geringer bis mittlerer Entwicklungstiefe.

Der — vermutlich im Frühwürm aufgeschüttete — Terrassenkörper der ONT baut sich überwiegend aus rötlich gefärbten, wenig verwitterten, groben Kiesen und Schotterlagen auf. An der Oberfläche dieser von lehmigen Hochflutablagerungen freien Terrasse entwickelte sich eine basenarme Braunerde unterschiedlicher Entwicklungstiefe. Im Inneren des Terrassenkörpers zu beobachtende rotbraune, kryoturbat gestörte Bänder deuten auf die Entwicklung einer Sandparabraunerde bereits im ausgehenden Glazial hin.

Die ältesten Bodenreste im südlichen Maingebiet finden wir auf der Kelsterbacher Terrasse. An Stellen, wo die Oberfläche dieser Terrasse unter jungpleistozänen, äolischen Deckschichten begraben wurde, blieben in den Einstülpungen eines mächtigen Kryoturbationshorizontes die Relikte eines rötlichbraunen Interglazialbodens (Riß/Würm) erhalten. In seinem Gefüge den heutigen Braunerden ähnlich, wird dieser Boden vor allem durch die für Interglazialböden typischen rötlichen Farbtöne gekennzeichnet. Die in großer flächenhafter Verbreitung auftretenden, stark verwitterten Schotter und Sande der Kelsterbacher Terrasse bilden den Rahmen und Untergrund der jungpleistozänen Terrassenaufschüttungen. Auf Grund eingehender petrographischer und floristischer Untersuchungen sind die liegenden Schotter und Sande ins älteste Glazial, die Brüggen-Kaltzeit, zu stellen. Welche Altersstellung den hangenden, durch die unregelmäßige Einlagerung von Tonhorizonten mehrfach gegliederten, fluviatilen Ablagerungen zuzuweisen ist, muß derzeit noch offenbleiben.

2.4. Aolische Ablagerungen

2.4.1. Flugsande

Auf den weiten, der fluviatilen Aufschotterung entzogenen Terrassenflächen sowie in den schmalen Flußrandgebieten kam es während des letzten Glazials und noch bis ins frühe Postglazial zu ausgedehnten Flugsandverwehungen. Dabei wurden vorwiegend die älteren Aufschüttungen (Kelsterbacher Terrasse) nahezu lückenlos von äolischen Sedimenten überdeckt. Lediglich im Bereich der vom Sprendlinger Horst sich nach Westen zu verbreiternden jungen Bachauen ist eine vorwiegend inselartige Auflösung der geschlossenen Flugsandflächen durch Erosion und Überlagerung durch junge Hochflutlehme zu beobachten. Auch dort, wo der kiesige Untergrund auf größeren Flächen dicht an die Oberfläche tritt und demzufolge auf den geologischen Karten als Terrassenablagerung ausgeschieden wurde, läßt sich meist noch ein dünner, lückenhafter Flugsandschleier nachweisen.

Der dem Flugsand genetisch verwandte Löß fehlt dagegen in diesem Gebiet vollkommen. Lößfrei blieb ebenfalls das morphologisch stärker hervortretende Hügelland des Sprendlinger Horstes am Ostrand des Oberrheintalgrabens. Auch die aus anderen Flußrandgebieten bekanntgewordene charakteristische Abfolge Flugsand-Sandlöß-Löß (BREDDIN 1925; DEWERS 1934/35; MÜLLER 1955) ist in dem von uns untersuchten Teil der nördlichen oberrheinischen Tiefebene nicht zu beobachten. Da jedoch zusammen mit der Flugsandbildung zweifellos auch feinere Komponenten aus den Terrassenablagerungen ausgeweht wurden, wie die umgebenden Lößlandschaften hinlänglich beweisen, dürfte dieser Raum vermutlich als riesiges Lößauswehungsgebiet zu betrachten sein.

Der größte Teil des 200—300 km² umfassenden Überwehungsgebietes wird von flächenhaft ausgebreiteten, wenig gegliederten Flugsanddecken unterschiedlicher Mächtigkeit überzogen. An zahlreichen, völlig regellos verteilten Stellen wurden die Flugsande zu Dünen unterschiedlicher Höhe und Ausdehnung aufgeweht. Neben den über das gesamte Gebiet verstreuten Einzelvorkommen entstanden während der intensiven äolischen Sedimentation besonders am West-Nordwest-Rand der Aufschüttungsebene (Kelsterbacher Terrasse) auch größere geschlossene Dünenfelder. Sowohl in den Einzelvorkommen als auch in größerem Verband lassen die Dünen in der äußeren Gestalt sowie in der Anordnung zueinander meist jede Gesetzmäßigkeit vermissen. Das Vorherrschen eines bestimmten Formentyps, wie dies von POSER (1948, S. 273) in den meist durch eine Formengemeinschaft gekennzeichneten Dünenfeldern anderer Dünen- und Flußrandgebiete eindrucksvoll aufgezeigt wurde, läßt sich im Unteren Maingebiet nicht beobachten. Lediglich an einzelnen Stellen treten strichdünenartige, in ihrer Längserstreckung gleichsinnig sw-ne orientierte Formen etwas stärker hervor, ohne daß dadurch jedoch das Gesamtbild eines unruhig kuppigen Reliefs wesentlich verändert würde.

Das Ausgangsmaterial für die Mehrzahl der im folgenden zu besprechenden Bodenbildungen besteht in fast allen Fällen aus Flugsand. Es erscheint daher angebracht, diese äolischen Sedimente etwas eingehender zu behandeln. Die aus den Mainterrassen ausgewehten Flugsande sind meist schwach gelblichbraun gefärbt, relativ grobkörnig und nur gelegentlich sehr schwach kalkhaltig. Während die flächenhaft ausgebreiteten Flugsande nur sehr selten eine schwache Schichtung zeigen, sind vornehmlich die größeren Dünen durch eine meist gut ausgeprägte Feinschichtung gekennzeichnet. Die am Aufbau dieser Flugsande beteiligten dünnen Schichtlagen unterscheiden sich hinsichtlich ihrer jeweiligen Kornzusammensetzung meist sehr deutlich voneinander.

Zur Bestimmung der Korngrößenverteilung in den ungeschichteten Flugsanden wurde an 10 Stellen des Untersuchungsgebietes aus 50 cm Tiefe jeweils eine Probe entnommen und mit Hilfe des Schallfix-Siebgerätes und der Köhn'schen Pipette die Gewichtsanteile der einzelnen Fraktionen bestimmt. Wie aus der beigefügten Tabelle zu ersehen ist, zeigen die Ergebnisse dieser Analysen eine gute Übereinstimmung. Das Maximum der Kornverteilung liegt bei allen untersuchten Proben stets zwischen 200 und 500 μ , übersteigt jedoch in keinem Falle 75% der Gesamtmenge. Ein gelegentlich stärkeres Anwachsen des Grobsandanteils auf über 20% kann als ebenso charakteristisch gelten wie der geringe Gesamtanteil der Fraktionen unter 0,1 mm, der nicht selten noch unter 2% der Gesamt-

16

menge liegt. Dieser geringe Schluffgehalt kann zumindest teilweise auf den meist niedrigen Feinkornanteil des Auswehungsmaterials zurückgeführt werden.

Die quantitative Auswertung der Analysenergebnisse erfolgte in der heute allgemein üblichen Weise mit Hilfe von Summenkurven. Berechnet wurden in vorliegendem Falle jedoch lediglich die für unsere Fragestellung wesentlichen Werte des "Mittleren Korndurchmessers" (Md = Median diameter) und der "Materialsortierung" (So-Wert).

Der Md-Wert wird dabei graphisch aus der Summenkurve bestimmt, indem der dem Schnittpunkt der 50% Ordinate mit der Kurve entsprechende Korndurchmesser auf der Abszisse einfach abgelesen wird. In gleicher Weise ergeben sich auch die zur Berechnung der Sortierung erforderlichen Werte für die Schnittpunkte mit der 25% (Q1) und 75% (Q3) Ordinate. Den Wert für die Sortierung (S0) erhält man aus der von TRASK (1932) aufgestellten und heute international gebräuchlichen Formel:

So =
$$\sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}}$$

Nach TRASK entsprechen dann den verschiedenen So-Werten folgende Sortierungsgrade:

1,2	sehr gut sortiert
1,2-1,5	gut sortiert
1,5-2,5	mäßig sortiert
2,50	schlecht sortiert

SINDOWSKI (in BENTZ 1961, S. 173) fand nun bei seinen Untersuchungen der mechanischen Kornzusammensetzung an Binnendünen So-Werte zwischen 1,2—1,3, was allgemein einer guten Sortierung entsprechen würde. Die von uns errechneten So-Werte für die ungeschichteten Mainflugsande liegen dagegen zwischen 1,25—1,75. Mehr als die Hälfte der untersuchten Proben zeigen demnach mit Werten über 1,5 eine nur mäßige Sortierung. Diese gegenüber den von SINDOWSKI angegebenen Werten auffallende Abweichung könnte vielleicht darauf zurückgeführt werden, daß in den ungeschichteten Flugsanden nur eine geringe Entmischung während des Windtransportes erfolgte oder aber das geschichtete Material wurde durch Pflanzen- und Tiertätigkeit wieder gemischt.

Lokalität u. Proben – Nr.	> 2,0	2,0 - 1,0	1,0 - 0,5	0,5-0,2	Q2 - 0,125	< 0,125	0) - 0,063	Q063-0,02	Q02 - Q0063	0,0063-0,002	< 0,002	Md - Wert	So-Wer
1) Flugsandrücken s. Rüsselsheim 14/34	4,5	23,2	35,9	29,9	6,02	0, 38	×	÷	•			650	1,6
2.)Am Autobahnknoten Mönichhol 53		1,2	25,0	65,3	7,9	0,3		5	2	-	570	350	1,47
3)Bodeneinschlag nw. Klärwerk Langen 76	*	1,5	17, 1	58,8	17,4	4,7	3,1	ω	*	0,5	3 4 3.	310	1,27
4)Helenenbrunnenschneise w. Egeisbach 80	0,3	4,4	16,7	41,6	25,1	9,6	7,8	1,3	0,2	0,3	-	275	1,77
5) Autobahnknoten Haßloch 62	0,1	7,3	27,3	50,6	12,7	1, 8	3	۲	3	2	20	390	1,54
6)Heegberge ö. Reitplatz Erzhausen Hg 1	0,4	9,8	16,3	46,2	26,0	1,1		•			-	290	1,58
7)Sandgrube w. Schwanheim 37		1,9	22,2	65,0	8,9	1,9	4	-		•	-	390	1,29
8.)Königstädter Forst 35	2	0,2	4,6	56,8	36,2	1,9	-	-	3		3	230	1,25
9)ä Hofgut Bay erse ich 41/44	0,4	2,9	18,8	49,7	25,5	2,4	1,8	0,6	-		4	310	1,67
10.)n Eppertshausen im Berkes 40/47	0,1	2,7	12,3	53,2	28,2	3,1	2,2	0,7		0,2	14	270	1, 53

Tab.1 : Korngrößenverteilung in ungeschichteten Mainflugsanden

2 Eiszeitalter und Gegenwart

Erich Becker



Abb. 3. Graphische Darstellung (Summenkurven) der Korngrößenverteilung in ungeschichteten Mainflugsanden. Auswertung Tab. 1 und Text.



Abb. 4. Graphische Darstellung (Summenkurven) der Korngrößenverteilung in ungeschichteten Mainflugsanden. Auswertung Tab. 1 und Text.

Aus Gründen der besseren Übersicht soll bereits in diesem Abschnitt zur Petrographie der Flugsande auch auf die Kornverteilung in den Dünen näher eingegangen werden. Wie bereits erwähnt, zeigen die Dünenkomplexe meist eine ausgezeichnete Feinschichtung. Durch vergleichende Profiluntersuchungen gelang es, die am Aufbau der Gesamtschichtenfolge beteiligten verschiedenartigen fein- und grobkörnigen Schichtlagen im wesentlichen in 6 jeweils durch eine bestimmte Kornzusammensetzung charakterisierte, auch visuell gut unterscheidbare Standardeinheiten aufzuteilen. Die einzelnen, durch mechanische Analysen in ihrer Kornverteilung quantitativ bestimmten Einheiten werden entsprechend dem wachsenden Anteil der gröberen Fraktionen mit den Zahlen 1—6 belegt. Dem grobkörnigsten Flugsand käme demnach der Wert 6 zu. Einschränkend muß bei dieser Einteilung jedoch vermerkt werden, daß die rein äolische Sedimentation der Einheiten 1 und 2 nicht ganz geklärt werden konnte.

Zu teilweise überraschenden Ergebnissen führte die rechnerische Auswertung dieser Körnungsanalysen. So schwanken die Md-Werte innerhalb weiter Grenzen von 195–1290.

Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente

Proben - Nr.	> 2,0mm	2,0 - 1,0	10 - 0,6	0,5 - 0,2	0,2 - 0,125	< 0,125	0,1 - 0,063	0,063-0,02	0,02.0,0063	0,0063-0,002	< 0,002	Hd - Wert	So-Wert
Standard 1 69 B	*	1.7	10,62	35,21	14,26		0,4	16,35	5,61	2,9	2,7	195	3,74
Standard 2 62 B		2,9	17,34	35,24	10,88	-	9,7	14,1	5,9	0,14	0,98	120	1,6
Standard 3 73 8			5,29	70,16	23,25	1,19				•	-	200	1,36
Standard 4 74 B	0,05	14.0	47,3	21,25	10,44	4,9		•	•	-	-	620	1,7
Standard 5 75 B	12,0	34,33	17,88	14,24	10,29	6,62	•		•	•	-	1 050	1,9
Standard 6 76 B	22,4	34,5	8,73	13,29	11,6	5,0			•			1 290	23
Basisflugsande Mönchhof 61 B		3,94	55,9	30,12	1,4	0,4					÷	•	
NaBfleckenzone Mönchhol 71 B	0,5	1.0	10,4	54,6	23,5		4,4	2,5	1,2				

Tab. 2 : Korngrößenverteilung in Flugsandeinzellagen (Dünensande)

Noch stärker streuen jedoch die So-Werte. Mit den ungeschichteten Flugsanden sowohl hinsichtlich ihrer Md-Werte als auch den So-Werten können lediglich die mittleren Standardeinheiten 3 und 4 verglichen werden. Die stärksten Abweichungen von dem für Flugsande charakteristischen Kurvenbild zeigen die Summenkurven Standard 1 und 2. Da die Genese dieser Schichten jedoch nicht endgültig geklärt ist, sei hier auf eine weitere Ausdeutung verzichtet.

Deutlich, wenn auch weniger ausgeprägt, unterscheidet sich aber auch der Kurvenverlauf der reinen Flugsandschichten voneinander. Vergleicht man nun die aus diesen Kurven errechneten So- und Md-Werte miteinander, so besteht offenbar zwischen beiden ein enger, möglicherweise gesetzmäßiger genetischer Zusammenhang: Mit der Erhöhung des Md-Wertes ist stets auch ein Ansteigen des So-Wertes verknüpft. Je grobkörniger demnach die Zusammensetzung einer Flugsandschicht ist, desto schlechter ist auch die Sortierung.



Abb. 5. Graphische Darstellung (Summenkurven) d. Korngrößenzusammensetzung einzelner Schichtlagen der basalen Wechselfolge (61 B Flugsand; 69 B Standard 1; 62 B Standard 2). Auswertung Tab. 2 und Text.

2 *



Abb. 6. Graphische Darstellung (Summenkurven) d. Korngrößenzusammensetzung von Flugsandeinzellagen (73 B Standard 3; 74 B Standard 4; 75 B Standard 5; 76 B Standard 6). Auswertung s. Tab. 2 und Text.

Neben der charakteristischen Kornverteilung werden die Mainflugsande besonders durch ihre auffallende Kalkarmut gekennzeichnet. Merkbare Karbonatgehalte von 3–5% sind lediglich in den schluffigen Basisschichten der Dünensande festzustellen, während in den eigentlichen Dünensanden selten zu beobachtende, schwache osteokollartige Kalkabscheidungen um dünne Wurzeln eine meist nur sehr geringe Karbonatführung andeuten. Diese Kalkarmut wird bedingt durch den fehlenden oder sehr geringen Kalkgehalt der Mainablagerungen und nicht, wie man vielfach annehmen könnte, durch eine starke sekundäre Entkalkung der Flugsande. Neben anderen petrographischen Unterschieden bildet gerade dieser meist fehlende Kalkgehalt ein sehr wesentliches Unterscheidungsmerkmal zu den vorwiegend stark kalkhaltigen Rhein- und Neckarsedimenten.

Eine markante Grenzlinie zwischen den stark karbonathaltigen Rhein- und Neckarflugsanden und den überwiegend kalkfreien äolischen Sedimenten des Maingebietes bildet ein auffallend langgestreckter schmaler Dünenzug, der sich über eine Entfernung von mehr als 10 km in ostwestlicher Richtung von Egelsbach bis Mönchbruch durchgehend verfolgen läßt. Dieser bis 8 m hohe Dünenrücken wird im tieferen Teil von graubraunen, kalkhaltigen, gut geschichteten Flugsanden aufgebaut, die etwa 1–2 m unter der Oberfläche von lockeren, kalkfreien, ungeschichteten Sanden überlagert werden.

Schwierigkeiten bereitet im Gelände oft die Trennung von äolischen und fluviatilen Sanden, besonders dort, wo der Flugsand nur als dünner Schleier aufliegt. Unter dem Binokular lassen sich jedoch meist gewisse Unterschiede feststellen. Während so im Flußsand eckig-splittrige Konformen vorherrschen ("scharfer" Sand), erscheinen die Flugsandkörner meist stärker gerundet und an der Oberfläche mattiert.

In diesem Zusammenhang sei noch kurz auf die bereits viel diskutierte Frage der vorherrschenden Windrichtung bei der Flugsandverwehung eingegangen. Während bisher zur Bestimmung der einstigen Verwehungsrichtungen vorwiegend die Änderung der Kornzusammensetzung über größere Entfernungen hin untersucht wurde, haben wir uns wegen der möglichen Fehlerquellen dieser Methode auf die Analysierung der Kornverteilung gut verfolgbarer Einzelschichten in großen Dünen beschränkt. Im vorliegenden Fall wurde dazu in einem Aufschluß am Autobahnknoten Mönchhof (Bl. Hochheim 5916; R 3463 580 : H 5543 450) einer auffallend grobkörnigen Flugsandschicht an zwei etwa 15 m in West-Ost-Richtung auseinanderliegenden Stellen je eine Probe entnommen. Die Siebanalyse brachte folgende Ergebnisse: Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente

		Т	abelle 3			
Proben-Nr.	>2,0 mm	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,2	0,2—0,1	<0,1
67 B westl. 67 B östl.	22,8 2,2	33,4 18,2	20,3 34,9	19,0 38,8	4,1 5,5	0,4 0,3

Wie die Analysenergebnisse deutlich zeigen, ergibt sich aus der unterschiedlichen Kornverteilung dieser Proben eine auffallende Abnahme der Korngröße von West nach Ost. Zu durchaus vergleichbaren Ergebnissen führte auch die Untersuchung in einem weiteren Aufschluß. Zusammen mit der allgemeinen räumlichen Verteilung der Dünen können wir daher aus der auffallenden Korngrößenabnahme von West nach Ost innerhalb überschaubarer Bereiche ganz allgemein bei der Dünenbildung auf Winde aus vorwiegend westlichen Richtungen schließen.

2.4.2. Dünen und ihr Aufbau

2.4.2.1. Allgemeines

Wie bereits eingangs aufgezeigt, wurden an zahlreichen Stellen die Flugsande zu morphologisch verschieden gestalteten Dünen aufgeweht. Während die Einzeldünen meist nur als mehr oder weniger flache Bodenwellen ausgebildet sind, kam es in den Dünenfeldern zur Aufhäufung riesiger Sandmassen von nicht selten 8–10 m Höhe. Ein solches Dünenfeld wurde östlich Raunheim beim Bau der Autobahneckverbindung Mönchhof-Darmstadt 1962/63 aufgeschlossen. Hier, wie auch in anderen Gebieten, das sei der besseren Übersicht wegen vorweggenommen, zeigt der Schichtaufbau der Dünen allgemein eine Großgliederung in drei in sich weiter untergliederte Flugsandkomplexe: 1) Basisschichtfolge, 2) Bänderflugsande, 3) Deckschichtenfolge.

2.4.2.2. Die Basisschichten

B a s a l e W e c h s e l f o l g e . Die an der Basis der Dünen entwickelte Schichtfolge ist stets gekennzeichnet durch eine unregelmäßige Wechsellagerung sandiger mit lehmig-schluffigen Lagen. Dieser Basiskomplex überlagert meist mit scharfer ebener Grenze den an der Oberfläche der Kelsterbacher Terrasse entwickelten Kryoturbationshorizont, gelegentlich aber auch jüngere, vermutlich der ONT (?) angehörende, fluviatile Ablagerungen. Für die stratigraphische Einstufung der hangenden Schichtfolge, das sei besonders hervorgehoben, erlangen gerade die letztgenannten Lagerungsverhältnisse eine wesentliche Bedeutung. Die Untergliederung der auffallend streifigen, basalen Schichtfolge bereitet infolge des dauernden kleinräumigen Fazieswechsels meist erhebliche Schwierigkeiten. Den klarsten Aufbau dieser typischen Übergangszone zu den eigentlichen Dünensanden zeigte ein Aufschluß am Autobahnknoten Mönchhof. Das im folgenden beschriebene Einzelprofil wurde an der Westseite des Aufschlusses an einer Stelle aufgenommen, wo die basale Schichtfolge ihre mächtigste Entwicklung erkennen läßt.

1)	0— 30	(30 cm)	dunkelbrauner unten bräunlichgrau gefleckter Sand bis anlehmiger Sand, schwach kohärentes Gefüge, Bleichfleckenhorizont
2)	30— 90	(60 cm)	gelblichbrauner Sand, undeutlich geschichtet, locker, mit vereinzelten Ton- anreicherungsbändern
3)	90—112	(22 cm)	gelblichbrauner 10 YR 5/4, lehmiger Sand, weich, schmierig, im unteren Teil Anreicherung von Kalkkonkretionen, Schicht zum Teil kryoturbat gestört
4)	112—155	(43 cm)	gelblichbrauner, teilweise geschichteter Sand (Flugsand), Andeutung von Tonanreicherungsbändern
5)	155-163	(8 cm)	fahlgraubrauner, lehmiger Sand, schwach kalkhaltig, wenig aggregiert
6)	163-173	(10 cm)	gelbbrauner, lockerer Sand, Einzelkorngefüge
7)	173—178	(5 cm)	bläulichgrauer, lehmiger Sand, schwach kalkhaltig, kleinpolyedrisches Gefüge
8)	178—228	(50 cm)	gelblichbrauner Sand, ungeschichtet, locker mit 5-6 ein bis zwei cm starken, lehmigen Sandbändern
9)	228 +		Terrassenoberfläche mit Interglazialboden, kryoturbat gestört.

21



Abb. 7. Profilentwicklung in einer Düne am Autobahnknoten Mönchhof. 1 Kelsterbacher Terr., 2 Eem-Boden, 3 Basale Wechselfolge, 4 Grenzhorizont, 5 Naßfleckenhorizont, 6 Bänderflugsande, 7 Gelbbrauner Tuffboden, 8 Fossile Braunerde.

Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente

Die sandig-schluffigen, meist stärker gewellten Streifen dieser Wechselfolge unterscheiden sich von den mächtigeren Sandlagen im allgemeinen sehr deutlich in ihrer jeweiligen Kornverteilung. Während das sandige Material, wie verschiedene Körnungsanalysen (61 B, 70 B) ergaben, eine typische Flugsandkörnung mit weniger als 5% Feinanteil und So-Werten zwischen 1,2—1,3 aufweist, lassen die schluffigen Bänder, deren Kalkgehalt gelegentlich zwischen 0,2 und 1,5% schwankt, eine deutliche Lößbeimengung erkennen. In den Histogrammen kommt dieser Anstieg der Schluffkomponente in einer charakteristischen Doppelung der Korngrößenmaxima zwischen 20—50 und 200—500 μ sehr klar zum Ausdruck. Mit So-Werten, die zwischen 2,8—3,7 streuen, ist dieses Bändermaterial als ausgesprochen schlecht sortiert zu bezeichnen.

Die häufig beobachtete bläulichgraue Verfärbung und die Ausbildung schwacher Fließstrukturen — besonders im unteren Teil der Wechselfolge — deuten auf verhältnismäßig feuchte Entstehungsbedingungen bei der Bildung der schluffigen Lagen hin. Es erscheint sogar nicht ausgeschlossen, daß gelegentlich auch fließendes Wasser bei der Sedimentation dieser Lagen eine gewisse Rolle spielte, worauf besonders die petrographische Ähnlichkeit mit rezenten Hochflutlehmabsätzen hindeutet. Wir möchten daher annehmen, daß die Bildung dieser Basisschichten vorwiegend unter kühlfeuchten Klimabedingungen erfolgte. Wie aus dem Schichtaufbau hervorgeht, überlagerten sich während dieses Zeitabschnittes äolische und aquatische Vorgänge noch in mannigfaltiger Weise. Andererseits sollen aber nach ROHDENBURG (1962, S. 41/42) das auch im Aufschluß Mönchhof zu beobachtende längere Aushalten und die kleinräumige Wellung der Bänder eine äolische Sedimentation beweisen.

Im oberen Teil der Abfolge werden die schluffigen Lagen seltener. Mit dem Übergang zu reinem Flugsand deutet sich in diesem Niveau bereits ein gewisser Sedimentationsumschwung an.

G r e n z h o r i z o n t. Den Abschluß der basalen Wechselfolge bildet ein kryoturbat stark gestörter 20—25 cm mächtiger, stellenweise noch kalkhaltiger, blaßbrauner Horizont, der eine ähnliche Kornverteilung besitzt (63 B) wie die schluffigen Bänder. An Stellen, wo dieser lehmig-schluffige Horizont in der horizontalen Verbreitung von sandigeren Schichtlagen vertreten wird, kam es zur Ausbildung einer kryoturbat wenig gestörten Bleichfleckenzone mit teilweise mehrere cm starken Tonanreicherungsbändern. Das Maximum in der Schlufffraktion ist in diesem Horizont jedoch noch stärker ausgeprägt als in den Bändern. Außerdem fällt die außerordentlich schlechte Sortierung (So = 5,15) dieses Materials auf, was allerdings teilweise auch auf die starke kryoturbate Durchmischung zurückzuführen sein dürfte.

Damit erhebt sich die Frage nach der Entstehung dieses auffälligen Horizontes. Eine echte Bodenbildung dürfte sich in diesem Horizont nur schwer nachweisen lassen. Allenfalls könnten die schwache Grau- und Rostfleckung, der geringe Humusgehalt sowie eine stärkere Kalkverlagerung als die Anzeichen einer allerdings nur schwachen Verwitterungsbildung gedeutet werden. Wie die chemische Untersuchung ergab, ist der Sorptionskomplex bei geringen Sk-Werten noch weitgehend mit Ca-Ionen abgesättigt.

Aber ganz unabhängig davon, ob es sich um eine echte Bodenbildung handelt oder aber nur um eine weitgehend unveränderte Sedimentlage, kommt diesem Horizont doch insofern eine gewisse stratigraphische Bedeutung zu, als er die Grenze zur reinen Flugsandabfolge deutlich markiert. Bedingt wurde dieser im Hangenden des Kryoturbationshorizontes zu beobachtende ausgeprägte Sedimentationsumschwung wohl in erster Linie durch den Übergang von kühlfeuchten zu mehr kalt-ariden Klimaverhältnissen.

Interstadialer Fleckenboden. Obwohl mit dem Schlufflehmhorizont die basale Schichtfolge scharf abgeschlossen wird, soll die nur im Aufschluß Mönchhof deutlich ausgebildete Zwischenzone zu den eigentlichen Bänderflugsanden mit dem Basisschichtenkomplex zusammengefaßt werden. Über dem Grenzhorizont folgen in unserem Profil geringmächtige, meist feingeschichtete, nur gelegentlich von dünnen Tonanreicherungsbändern durchzogene Flugsandlagen, die nach oben von einer etwa 30-50 cm mächtigen Bleichfleckenzone abgeschlossen werden. Die hellen, unregelmäßig verteilten Bleichflecken dieses Horizontes werden vorwiegend von dunkelgraubraunen, etwas bindigeren gezackten Randzonen umsäumt, wodurch der Gesamteindruck einer als Pantherung zu bezeichnenden Fleckung entsteht. In der Korngrößenzusammensetzung unterscheidet sich das ungeschichtete Material des Fleckenhorizontes (71 B) nur unwesentlich von dem über- und unterlagernden, unverwitterten Flugsand. Durch die auffallende Fältelung sekundär in dieser Zone entstandener Tonbänder wird die starke Störung der ursprünglichen Feinschichtung deutlich hervorgehoben.

Obwohl die Bleichfleckenzone nur in wenigen Aufschlüssen und auch dort meist nur stellenweise zu beobachten ist, dürfte es sich bei diesem Horizont doch um eine echte, allerdings nur schwach ausgeprägte Bodenbildung handeln. Wie der geringe Verwitterungsgrad deutlich anzeigt, entstand dieser Boden vermutlich unter dem Einfluß einer kurzdauernden Wärmeschwankung während einer längeren kalt-ariden Klimaphase. Das heute nur noch sehr lückenhafte Vorkommen läßt sich wohl damit erklären, daß einmal der Flugsand im Gegensatz zum Löß als schlechter Zeichner zu bewerten ist, zum anderen infolge der leichten Beweglichkeit des Flugsandes meist nur ungünstige Erhaltungsbedingungen gegeben waren. Die genetisch schwer deutbare Fleckenbildung beruht möglicherweise auf einer intensiven Wurzelbleichung, wie wir sie häufig auch um rezente Wurzeln beobachten können. Aus der geringen Mächtigkeit und der scharfen Begrenzung dieser Bleichfleckenzone könnte man vielleicht mit Vorsicht auf das Vorhandensein einer spärlichen, niederen Vegetation mit einheitlicher Durchwurzelungstiefe schließen.

2.4.2.3. Bänderflugsande

Über dem durch einen kleinräumigen Fazieswechsel gekennzeichneten, nach oben meist durch den Fleckenboden begrenzten Basiskomplex baut sich eine zuweilen 6-8 m mächtige, reine Flugsandabfolge auf. Bei der Aufwehung dieser gewaltigen Flugsandmassen kam es zu den für äolische Sandablagerungen bezeichnenden, verschiedenartigen Formen der Dünenbildung. In den größeren Dünenfeldern führte diese besondere Art der Sedimentation zur Ausbildung eines meist stärker gegliederten hügeligen Reliefs, das häufig den Eindruck eines lebhaft kuppigen Dünengewoges vermittelt. Die meist mehrere Meter mächtigen Dünensandkomplexe werden stets gekennzeichnet durch eine weitgespannte Parallelschichtung verschiedenkörniger Flugsandlagen. In zahlreichen Dünen kann man ein schwaches Einfallen der einige mm bis mehrere cm starken fein- und grobkörnigen Flugsandschichten in vorwiegend östliche Richtungen beobachten.

Die Korngrößenverteilung der einzelnen Lagen entspricht den bereits durch Körnungsanalysen bestimmten Standardeinheiten 2—4 (s. Tab. 2), umfaßt also vorwiegend den Mittel- bis Grobsandbereich. Auffallend grobkörnige Schichten (5—6) treten vorwiegend an der Basis der Bänderflugsandfolge häufiger auf. Gelegentlich können sich sogar dünne Kiesschnürchen (ϕ bis 15 mm) einschalten, wie dies vor allem im Aufschluß Haßloch an mehreren Stellen dicht über dem Fleckenboden deutlich zu beobachten war. Aus dem petrographischen Aufbau dieser durch ständige Wechsellagerung fein- und grobkörniger Flugsandschichten charakterisierten Vertikalprofile der Dünensande läßt sich jedoch im allgemeinen eine klare Gesetzmäßigkeit im Sedimentationsablauf nicht erkennen. Lediglich in den Aufschlüssen Rüsselsheim und nördlich Nauheim deutet sich, wie bereits erwähnt, durch eine wiederholte, jeweils im Abstand von 1,5—3 m zu beobachtende auffallende Korngrößenabnahme von der Basis gegen das Hangende hin ein gewisser rhythmischer Sedimentationsablauf an.

Neben der in allen mächtigeren Flugsandprofilen entwickelten Feinschichtung werden die Dünensande des Maingebietes weiterhin charakterisiert durch eine vorwiegend an die Schichtung gebundene rotbraune Bänderung. Vertikale Verbindungen zwischen den meist parallel laufenden Bändern sind nur selten zu beobachten. In ungeschichteten Flugsanden werden die sonst maximal 2—3 cm dicken Bänder 5—8 cm stark und sind dann meist gefältelt sowie gelegentlich untereinander durch Übergänge verbunden. Auf Grund zahlreicher Korngrößenanalysen (Tab. 8) konnte nachgewiesen werden, daß diese auffallende Bänderung im wesentlichen auf einer erheblichen Anreicherung schluftig-toniger Substanz in einzelnen Flugsandlagen beruht. Beträgt der Gesamtanteil der Fraktionen $\langle 0,1 mm$ in den bänderfreien Flugsanden selten mehr als 3%, so steigt die Schluff-Ton-Komponente in den Bänderlagen auf 15—25% (davon 6—12% Tonanteil) stark an. Die Bildung dieser Bänder setzt stets ein völlig kalkfreies Substrat voraus. Schon bei geringen Kalkgehalten, wie sie besonders in tieferen Lagen der Mainsande gelegentlich noch auftreten, setzt daher die Bänderung oft unvermittelt aus.

Die mächtige Schichtenfolge der Bänderflugsande zeigt in fast allen Aufschlüssen des Maingebietes den gleichen einförmigen Aufbau aus vorwiegend gebänderten, feingeschichteten Flugsandlagen. Daraus kann gefolgert werden, daß bei der Dünenbildung, vermutlich unter dem Einfluß einer länger dauernden kalt-ariden Klimaphase, weitgehend einheitliche Sedimentationsbedingungen innerhalb eines größeren Raumes geherrscht haben müssen.

In größeren Dünenaufschlüssen, wo die Bänderflugsande von jüngeren Deckschichten meist diskordant überlagert werden, schaltet sich stellenweise zwischen beide Schichtkomplexe eine durchschnittlich 20—50 cm mächtige, meist stärker gebleichte Zone ein. Dieser Bleichhorizont greift nicht selten in Form von unregelmäßig begrenzten, zum Teil stark zerlappten Taschen und Zapfen in die unterlagernde Schichtfolge ein. An den gezackten Rändern ist die Wiederauflösung bereits gebildeter Bänder deutlich zu erkennen. Auch an Stellen, wo die Bänderflugsande infolge späterer Deflationsvorgänge die heutige Dünenoberfläche bilden, kommt es zu einer beginnenden Wiederauflösung der Bänder. Das Vorkommen dieser Ausbleichungszone unter einer teilweise mächtigen jüngeren Überdeckung beweist deutlich ihre bereits fossile Entstehung. Allerdings, das bleibt unbestritten, dürfte sie an Stellen stärkerer Durchfeuchtung auch unter den gegenwärtigen Bedingungen noch weitergebildet werden.

2.4.2.4. Die Deckschichten

Der gleichförmig aufgebaute Komplex der Bänderflugsande wird überlagert von einer mehrfach gegliederten Schichtenfolge jüngerer Flugsande. Diese Deckschichtenfolge gewinnt durch die Einlagerung einer datierbaren Bims-Tuffschicht und die Ausbildung einer mächtigen fossilen Verwitterungsdecke eine besondere stratigraphische Bedeutung für die Gesamtgliederung der Dünensande. Einen guten Einblick in den Schichtenaufbau dieses jüngsten Flugsandkomplexes bot eine zeitweilig gut erschlossene Sandgrube am Schützenhaus von Raunheim (Bl. Hochheim 5916; R 3462 320 : H 5541 680). Hier konnte im April 1962 folgendes Profil aufgenommen werden:

Α	0— 6	(6 cm)	dunkelgraubrauner 10 YR 3/2, lockerer Sand, schwach humos
$B_{\rm v}$	6— 40	(34 cm)	blaßbrauner 10 YR 7/4, lockerer Sand, teilweise schwach ver- kittet, sonst Einzelkorngefüge, nur ganz schwache Verbraunung
f (A)	40— 55	(15 cm)	schwach graubrauner 10 YR 5/2—5/3 Sand bis anlehmiger Sand (schwach humos), wenig aggregiert
$f_1B_{v1} \\$	55— 78	(23 cm)	dunkelbrauner 7,5 YR 5/6, anlehmiger Sand mit hellbraunen 7,5 YR 6/4 unregelmäßigen Flecken, schwach kohärentes Gefüge, allmählicher Übergang zu
f_1B_{v2}	78—162	(84 cm)	gelblichbrauner 10 YR anlehmiger Sand, vorwiegend kohärentes Gefüge
$f_2B_{\rm V3}$	162—187	(25 cm)	dunkelgelblichbrauner 10 YR 4/4, feinsandig schluffiger Lehm, weich schmierig, wenig aggregiert
	$A B_{v}$ $f (A)$ $f_{1}B_{v1}$ $f_{1}B_{v2}$ $f_{2}B_{v3}$	$\begin{array}{cccc} A & 0 & - & 6 \\ B_v & 6 & - & 40 \\ f & (A) & 40 & - & 55 \\ f_1 B_{v1} & 55 & - & 78 \\ f_1 B_{v2} & 78 & - & 162 \\ f_2 B_{v3} & 162 & - & 187 \end{array}$	$\begin{array}{cccc} A & 0 & - & 6 & (\ 6 \ cm) \\ B_v & 6 & - & 40 & (34 \ cm) \\ f & (A) & 40 & - & 55 & (15 \ cm) \\ f_1 B_{v1} & 55 & - & 78 & (23 \ cm) \\ f_1 B_{v2} & 78 & - & 162 & (84 \ cm) \\ f_2 B_{v3} & 162 & - & 187 & (25 \ cm) \end{array}$

26		Erich Becker									
7)	С	187—205	(18 cm)	bräunlichgraues 10 YR 6/2, schluffiges Tuffmaterial zu harten, eckig-splittrigen Einzelaggregaten schlackig verbacken. An der Basis nesterartige Einlagerung von gelblichbraunem, lockerem, körnigem Bimsstein, stark durchsetzt mit schwärzlichen Gesteins- blättchen							
8)	Cv	205—213	(8 cm)	dunkelgrauer, anlehmiger Sand, durch graue Einwaschungen aus dem Hangenden leicht verkittet							
9)	Cn	213 +		hellgelblichbrauner, lockerer Sand, ab 250 von rötlichbraunen Tonanreicherungsbändern durchzogen.							

Zur näheren Bestimmung der Herkunft und des Alters der vulkanogenen Sedimente dieses Profils wurde eine orientiert entnommene Probe von Professor FRECHEN in Bonn eingehend untersucht. Die makroskopische und mikroskopische Prüfung des Bims-Tuffs ergab, daß darin alle Bestandteile enthalten sind, die den Laacher Bims-Tuff charakterisieren. Die einzelnen Bimskörner enthalten in der glasigen Grundmasse als Einsprenglinge Natronsanidin, Plagioklas, seltenen Hauyn, Aegirinaugit, barkevikitische Hornblende, Magnetit, Apatit, Titanit und Zirkon. Wie in den Laacher Bims-Tuffen kommen diese Minerale auch in unserer Probe als isolierte Einzelkristalle in der feinen Fraktion vor. Einen wichtigen Hinweis auf die Herkunft des Tuffs von Raunheim bilden auch die in ihm zahlreich enthaltenen Splitter von Tonschiefern und Grauwacken, die in den Laacher Bims-Tuffen den Hauptanteil der nichtmagmatischen Bestandteile bilden. Sie stammen aus dem durchbrochenen Rheinischen Schiefergebirge. Aus diesen Befunden geht eindeutig hervor, daß der Tuff von Raunheim den Laacher Bims-Tuffen zuzurechnen ist, die während des Mittelalleröd gefördert wurden. Das Material des Raunheimer Tuffhorizontes ist ungeschichtet und teilweise schwach mit Flugsand vermischt. Linsen- und nesterartige, unregelmäßig verteilte Anreicherungen von körnigem Bims finden sich vor allem an der Basis dieses Horizontes. Die teilweise intensive Durchmischung des Bims-Tuffs mit Flugsand deutet auf spätere Umlagerungen hin.

Wie aus einer schematischen Darstellung der Lagerungsverhältnisse und des Schichtaufbaus im Aufschluß Raunheim hervorgeht, füllt die junge Deckschichtenfolge eine ehemalige Depression zwischen zwei Dünen aus. Der Bims-Tuff fiel demnach bei seiner Ablagerung in ein stark gegliedertes Dünenrelief. Auf den Dünenscheiteln wurde das leichtbewegliche Material vermutlich bereits während oder kurz nach seiner Ablagerung wieder verweht und verschwemmt. Als Sedimentfallen wirkten dabei, wie das heutige Vorkommen des Tuffs zeigt, die zwischen den Dünenkämmen liegenden Deflationswannen, in denen das bereits leicht mit Flugsand vermengte Bims-Tuff-Material wieder zum Absatz kam und dort vor neuerlicher Erosion geschützt in größererMächtigkeit erhalten blieb.

Unveränderter Bims-Tuff konnte innerhalb des gesamten Flugsandgebietes lediglich noch in einem Aufschluß südlich Rüsselsheim an der Basis der Deckschichtenfolge beobachtet werden. Dieses Vorkommen ist heute jedoch infolge des rasch fortschreitenden Abbaus der Dünensande bereits wieder verschwunden.

In dem weiter westlich gelegenen Mainzer Flugsandgebiet wurden in Dünen und auf Rheinterrassen solche Tuffhorizonte dagegen an zahlreichen Stellen nachgewiesen (SONNE & STÖHR 1959). Die vulkanogenen Sedimente dieses Raumes lassen sich nach der Art ihres inneren Aufbaus in zwei Gruppen einteilen: a) die geschichteten, b) die ungeschichteten Tuffe. Der Raunheimer Tuffhorizont wäre demnach bei gleicher Altersstellung mit der zweiten (ungeschichteten) Gruppe zu vergleichen.

Nach SONNE & STÖHR (1959, S. 115) kann aus der regelmäßigen, ungestörten Abfolge der umgelagerten, geschichteten Tuffe in der Sandgrube Walter auf einen ruhigen Klimaablauf während und unmittelbar nach der Sedimentation geschlossen werden. Außerdem deutet nach ihnen die scharfe Überlagerung der Tuffe durch Flugsande auf eine einheitliche und kurze Umlagerungszeit hin, so daß auch die umgelagerten Tuffschichten als



Abb. 8. Blockdiagramm der Sandgrube Raunheim/M.

absoluter Zeitmesser anzusehen seien. Dieser Auffassung dürfen wir uns auch für das Raunheimer Vorkommen anschließen.

Der gelbbraune Tuffboden. Der Bims-Tuffgeht im Profil Raunheim nach oben allmählich in einen gelblichbraunen, in feuchtem Zustand schwach gelbolivbraun gefärbten, feinsandigen Lehm über. Eine diesem Bodenhorizont vergleichbare, meist jedoch weniger stark verlehmte Bildung konnte in zahlreichen anderen Dünenaufschlüssen beobachtet werden, allerdings stets ohne die Unterlagerung durch unverändertes vulkanisches Material. Die in den Flugsandkomplexen etwas fremdartig wirkende Farbtönung sowie die von Flugsandböden stark abweichende mechanische Kornzusammensetzung des Horizontes ließen jedoch bald die Vermutung eines engeren genetischen Zusammenhangs zwischen dieser Bildung und dem Tuff aufkommen. Den Beweis für die Richtigkeit dieser Annahme erbrachten schließlich sowohl makroskopische als auch quantitative chemischphysikalische Untersuchungen:

Neben dem charakteristischen Farbton wird der Tuffboden durch einen auffallend hohen Tonanteil gekennzeichnet (bis zu 11%)). Wie aus dem Korngrößendiagramm des Profils Raunheim weiterhin eindeutig hervorgeht, wurde besonders der obere Teil des Tuffbodens von einer intensiven Verlehmung erfaßt. Während der Tongehalt von $6,5^{0}/_{0}$ (II₆C) auf $11,5^{0}/_{0}$ (II₅f₂B_v) im oberen Profilabschnitt ansteigt, verhalten sich die Schluffanteile (unverwitterter Tuff) gerade umgekehrt. Die stärkere Beteiligung der Fraktionen von 0,2—1,0 mm in der Probe II₅ können auf die bereits stärkere Einmischung von Flugsandkomponenten in dieser Zone zurückgeführt werden.

In der chemischen Analyse kommt diese bemerkenswerte Tonmineralneubildung durch einen, im Vergleich zu den aus reinem Flugsand entstandenen Braunerden auffallenden Anstieg der SK-Werte (SK = Summe der sorbierten Kationen) deutlich zum Ausdruck. Dieser bei 11,8 mval/100 d Bd. liegende Wert deckt sich übrigens auffällig mit dem aus einer Bims-Tuff-Probe ermittelten Wert von 11,4 mval/100 g Bd. Entsprechend hoch liegen auch in beiden Substraten die Werte für lösliches Fe₂O₃, Al₂O₃ und SiO₂. Bei der röntgenographischen Untersuchung der Tonsubstanz des Tuffbodens konnte im Unterschied zu zahlreichen anderen Bodenbildungen Kalifeldspat als Hauptgemengteil nachgewiesen werden.



Abb. 9. Gelbbrauner Tuffboden (Profil Raunheim). An Kornoberflächen und in Kornzwischenräumen (feinkörnigere Partien) des locker gelagerten Skelettmaterials geflockte, "erdige" Feinsubstanz. × 40. Übersichtsaufnahme.



Abb. 10. Aufnahme wie Abb. 9 bei+Nic. Die kolloidale Tonsubstanz zeigt keine Doppelbrechung. \times 40.

Im Schliffbild dieses Bodenhorizontes fällt die bemerkenswert lockere Lagerung des Skelettanteils auf. Am Aufbau der stabil geflockten Zwischensubstanz beteiligt sich vorwiegend blaßgelblich gefärbter Grobton. Um die Einzelkörner ist eine meist stärker ausgeprägte Hüllenbildung aus locker gelagerten Tonanteilen zu beobachten, so daß man auch von einer "Hüllenbraunerde" sprechen könnte. Anzeichen einer bemerkenswerten Tonverlagerung sind nicht zu erkennen. Über den gesamten Schliff verteilt finden sich stark inkohlte, fossile Holzreste. Nicht selten kann man in dem lehmigen Material des Tuffbodens auch makroskopisch noch deutlich dunkle Gesteinsblättchen erkennen, die sich bei näherer Untersuchung als schwer verwitterbare Relikte des nichtmagmatischen Anteils des Tuffmaterials erweisen.

Diese Untersuchungsergebnisse führen damit eindeutig zu dem Schluß, daß es sich bei dem Tuffboden nur um ein Verwitterungsprodukt des unterlagernden Bims-Tuff-Horizontes handeln kann. In den zahlreichen Vorkommen, wo der Bims-Tuff unter dieser



Abb. 11. Korngrößendiagramm des Profils Raunheim.

Bodenbildung heute fehlt, wurde demnach das gesamte stets mit Flugsand vermischte, vulkanische Material bereits vollständig zum Tuffboden umgebildet. Genetisch dürfte die Verlehmung des Bims-Tuffs einer intensiven Verbraunung auf sandigem Substrat entsprechen, so daß wir den Tuffboden typologisch als Braunerde einstufen können.

Es bleibt nun noch die Frage zu erörtern, ob es sich bei diesem Horizont um eine selbständige Bodenbildung handelt oder aber die Verwitterung des vulkanischen Materials erst zusammen mit der späteren Braunerdebildung im Hangenden erfolgte. Für eine einheitliche gleichzeitige Verwitterungsbildung spricht vor allem der stets vorhandene unmittelbare Übergang von der Braunerde aus Sand zu dem liegenden, lehmigen Horizont. Wenn diesem Horizont trotzdem der Rang einer möglicherweise nur geringen, selbständigen Bodenbildung zuerkannt werden soll, dann vor allem auf Grund der Einlagerung zahlreicher, im Schliffbild gut zu erkennender fossiler Holzrestchen (0,6% Humus), die in der überlagernden Braunerde nicht beobachtet werden konnten (0,1—0,2% Humus). Zweifellos wurde jedoch der Tuffhorizont von der nachfolgenden Braunerdebildung noch mit erfaßt. Aber ganz unabhängig davon, ob es sich hierbei um eine selbständige Bodenbildung handelt oder nicht, kommt diesem Horizont doch ebenso wie dem unveränderten vulkanischen Material die Bedeutung eines wichtigen stratigraphischen Leithorizontes zu.

Fossile Braunerden. Der Tuffboden geht nach oben in allen bekannten Vorkommen ohne scharfe Grenze in eine tiefgründige, sandige Braunerde über. Dieser Boden zeichnet sich sowohl durch eine intensive Verbraunung als auch durch eine bemerkenswerte Mächtigkeit, die in Muldenlagen nicht selten 1,2 merreicht, aus. Das Ausgangsmaterial dieser Bodenbildung besteht ausschließlich aus Flugsand, vulkanische Beimengungen sind darin nicht mehr enthalten (vgl. Korngrößendiagramm Abb. 11). Entsprechend dem geringen Gehalt an verwitterbaren Silikaten und dem Zurücktreten der Schluffkomponente im Ausgangsmaterial liegen die Werte des Tonanteils meist zwischen 1–2%. Dieser geringe Tongehalt bedingt wiederum eine äußerst niedrige AK (Kationen-Austauschkapazität), die zwischen 2,2–2,8 mval/100 g Bd. schwankt. Die geringen Prozentgehalte an löslichem Fe₂O₃, Al₂O₃ und SiO₂ entsprechen den in rezenten Braunerden festgestellten Werten.

Bezeichnung d. Probe	Entnahme-	nahme- pH	Karbonate	Org Subst	6.232.7	mval/100g Boden			Kationen in mval/100 g Boden						114
	in cm	(KCI)	۶.	7.	CIN	T - Wert	SK	н	Ca	Mg	×	Na		LOS AL	LOSK SI
11/0	•	3,2		14,0		30,0	31,0	25,5	4,9	0,2	0,2	0,2	0.41	0,48	Q,62
8/3	25	4,7		0,3		2,2							0,47	0,35	0,19
11/2	30	4,6		0,3		2,6							0,47	0,60	0,34
11/3	90	4,4		0,1		2,2							0, 38	0,63	0,35
11/4	130	4,3		0, 2		2,3							0,7	0,82	0,39
1176	200	4.4		0,6		10,3	11,0	6,5	4,3	0,1	0,5	0.4	1,67	2,88	1,60
11/7	220	4.9		0,2		11,1	11,4	4,9	4,6	0, 2	0,9	٩.0	1,38	2,46	1,68
1178	240	4,9		0,1		1,1							0,3 %.Fe203	0,18 %.Alg03	0,11 %.5i 02

Tab. 4 : Chemische Untersuchungsergebnisse des Profiles Raunheim (Schützenhaus) (Mtbl. Hochheim 5916; R 3462 320: H 5541 680) Analytiker:Dr. Fastabend

Das Gefüge dieses fB_v -Horizontes entspricht dem der Braunerden. In den Kornzwischenräumen des locker gelagerten, ungleichkörnigen Skelettanteils befindet sich vorwiegend stabil geflockte, gelblichbraune Tonsubstanz. Vereinzelt macht sich eine schwache Hüllenbildung an Kornoberflächen bemerkbar. Verlagerungserscheinungen der feindispergierten Tonsubstanz sind nicht zu beobachten.

In Muldenlagen, wo die Braunerde eine größere Mächtigkeit erlangt, ist häufig eine deutliche Zweiteilung dieses braunen Horizontes in einen unteren gleichmäßig sattbraun gefärbten und einen oberen stark gefleckten Abschnitt zu erkennen. Die beiden Horizonte gehen stets diffus ineinander über. Worauf diese unterschiedliche Aufhellung bestimmter, unregelmäßig begrenzter Partien beruht, läßt sich bisher nur vermuten. Es wäre denkbar, daß die unterlagernde, etwas verdichtete Bodendecke bereits eine gewisse Stauwirkung auf die, wenn auch vermutlich nur geringen, Sickerwassermengen ausübt und es dadurch zu einer gerade eben angedeuteten Pseudovergleyung in diesem oberen Horizont kommt. Nicht auszuschließen ist daneben die Möglichkeit einer allerdings nur schwach ausgeprägten Wurzelbleichung. Nach Röschmann (1960, S. 750) entstehen solche Bleichzonen in der näheren Umgebung von Wurzeln durch die Lösung und Fortführung des Fe durch die bei der Wurzelatmung entstehenden Säuren (s. a. SCHRÖDER & SCHWERTMANN 1955). In den Aufschlüssen am Schützenhaus bei Raunheim sind an verschiedenen Stellen noch geringe Reste eines ehemaligen A-Horizontes der fossilen Braunerde erhalten. Von den meist kräftig braungefärbten B_v -Horizonten unterscheidet sich dieser 15—25 cm mächtige, stark von graubraunen Flecken durchsetzte Horizont vor allem durch seinen in den dunkleren Partien 0,6—0,9% betragenden Humusgehalt. Das Vorkommen dieses autochthonen Humushorizontes im obersten Profilabschnitt beweist, daß es sich bei der Braunerde auch in den Muldenlagen um eine *in situ* entstandene Bodenbildung handelt und diese in ihrer heutigen Mächtigkeit nicht erst, wie man auf Grund der für Dünen auffallenden Profiltiefe zunächst vielleicht annehmen könnte, durch kolluviale Vorgänge entstanden ist.

Jüngste Deckschichten. Über der tiefgründigen Braunerde folgt abschließend eine jüngste Flugsanddecke unterschiedlicher Mächtigkeit. Die vorwiegend gelblichbraun gefärbten, mittel- bis grobkörnigen Sande zeigen eine meist auffallend lockere Kornlagerung. Im Gegensatz zu den Bänderflugsanden werden diese jungen Decksande daneben durch ihre fehlende Schichtung gekennzeichnet. Ob hier eine ehemals vorhandene Schichtung durch die wühlende Tätigkeit von Tieren und die in Oberflächennähe zu beobachtende stärkere Durchwurzelung wieder zerstört wurde oder aber die Sande bereits ungeschichtet sedimentiert wurden, läßt sich heute nicht mehr feststellen. Allenfalls könnten die während dieser Verwehungsperiode entstandenen kleineren Dünen, deren Material ebenfalls ungeschichtet ist, einen gewissen Hinweis auf eine bereits primär weitgehend unsortierte Ablagerung geben. Eine deutlich erkennbare rezente Bodenbildung läßt sich auf dieser, die heutige Dünenoberfläche bildenden, jüngeren Flugsanddecke meist nicht beobachten. Lediglich in den oberen 20-30 cm deutet sich eine zuweilen geringe Verbraunung an. Dagegen werden die lockeren Sande häufig von dünnen, meist unregelmäßig gefältelten Tonanreicherungsbändern (2-7 mm) durchzogen. Das erste Band setzt gewöhnlich 20-40 cm unter der Oberfläche ein.

Wie aus der Darstellung der Lagerungsverhältnisse in der schematischen Zeichnung des Profils Raunheim deutlich hervorgeht, kam es bei der Aufwehung der jüngsten Flugsanddecke zu einer starken Reliefumbildung insbesondere der Dünenkämme. In den Dünenscheiteln wurde die geringmächtige, fossile Bodendecke vermutlich ganz oder teilweise wieder durch verstärkte Deflation abgetragen. Relikte dieser intensiven Bodenbildung konnten in den jungen Decksanden jedoch nicht beobachtet werden.

2.5. Die Klima- und Bodenentwicklung im Untermaingebiet seit dem Riß/Würm-Interglazial

Fassen wir die in den weitverstreuten Aufschlüssen meist unterschiedlich ausgeprägten Schichtfolgen in einem idealisierten Übersichtsprofil zusammen, so ergibt sich für die äolischen Deckschichten des Maingebietes folgende Gesamtgliederung:

Aus diesem Schichtaufbau läßt sich für das Jungpleistozän im Maingebiet kurzgefaßt folgender bodenkundlich-geologischer Gesamtablauf rekonstruieren:

- 1) Bildung eines rötlichbraunen, braunerdeartigen Interglazialbodens im Riß/Würm.
- In den Gebieten außerhalb des Akkumulationsbereiches des würmzeitlichen Mains teilweiser Abtrag und frostdynamische Verwürgung des Interglazialbodens. Im Aufschüttungsbereich des Mains beginnende Aufschötterung der ältesten Würmterrasse.
- 3) Stellenweise schwach ausgeprägtes Bodenfließen, das zur Bildung geringmächtiger, autochthoner Solifluktionsdecken führt. An exponierten Stellen erste Flugsandakkumulation. Im flußnahen Bereich Bildung der lehmstreifigen Basisschichtfolge.
- 4) Regional verbreitet Flugsandbildung.
- 5) Schwach entwickelter Naßfleckenboden.



Abb. 12. Übersichtsprofil der äolischen Deckschichten im Maingebiet.

- 6) Verstärkte Flugsandverwehung, Anfänge der Dünenbildung.
- 7) Bänderbildung (Tonverlagerungsprozesse).
- 8) Geringmächtige Bims-Tuff-Ablagerungen (Raunheim, Rüsselsheim).
- 9) Verwitterung des mit Flugsand vermengten Bims-Tuffs zu einem braunerdeartigen, gelbbraunen Boden.
- 10) Erneute verbreitete Flugsandverwehung.
- 11) Braunerdebildung auf den Dünen; Verlehmung der Hochflutabsätze auf der jüngeren Niederterrasse.
- 12) Letzte starke Flugsandverwehung (vermutlich anthropogen mitbedingt), die eine deutliche Reliefumbildung der älteren Dünen bewirkte.
- 13) Schwache Verbraunung des jüngsten Flugsandes, geringe Bänderbildung.

Nach dieser kurzen Skizzierung der Ereignisabfolge erhebt sich nun die Frage nach der absoluten zeitlichen Einordnung der verschiedenen Bildungen im Rahmen des seit Beginn des letzten Interglazials allgemein bekanntgewordenen klimatischen Gesamtablaufs. Eine nähere Erörterung dieser Altersfragen erfordert in besonderem Maße eine Berücksichtigung der sowohl klimatischen als auch geologischen Sonderstellung des Oberrheintalgrabens. Klimatisch zeichnet sich dieser Raum gegenüber den umgebenden Landschaften in erster Linie durch relativ geringe Niederschläge (500—550 mm/a) und eine hohe mittlere Jahrestemperatur von 9—10° C aus. In geologischer Hinsicht beruht diese Sonderstellung in einer ausschließlich auf dieses Gebiet beschränkten starken Flugsandsedimentation; sämtliche umgebenden Landschaften wurden dagegen von Lößdecken unterschiedlicher Mächtigkeit überzogen. Durch diese enge, gleichsam inselartige, räumliche Begrenzung der Flugsandvorkommen in einem klimatisch besonders begünstigten Raum ergeben sich hinsichtlich eines Profilvergleichs zu weiter entfernten Flugsandgebieten (Westfalen, Niederlande und Bayern) meist erhebliche Schwierigkeiten.

Bei entsprechender Berücksichtigung der klimatischen und räumlichen Verschiedenartigkeit lassen sich jedoch, wie im folgenden zu zeigen sein wird, auch typologisch unterschiedliche Bodenbildungen weit auseinanderliegender Flugsandvorkommen zuweilen in eine enge zeitliche Beziehung zueinander bringen. Im übrigen können auch, trotz materialmäßiger Unterschiede, besonders ausgeprägte fossile Bodenbildungen in Löß- und Flugsandabfolgen angrenzender Gebiete stratigraphisch miteinander verglichen werden, so daß schließlich eine Einordnung der äolischen Deckschichtenprofile unseres Raumes in das allgemeine jungpleistozän-holozäne Gliederungsschema ermöglicht wird.

Von der ältesten, weitverbreiteten Bodenbildung des Untersuchungsgebietes blieben nur spärliche Reste in Gestalt eines ausgeprägten Kryoturbationshorizontes an der Oberfläche der Kelsterbacher Terrasse erhalten. Bei der rotbraunen, lehmigen Füllung dieser Taschen, Zapfen und Säcke dürfte es sich um die Relikte eines Interglazialbodens handeln, denn nach allem, was wir bisher über die Bodenbildung im Periglazialgebiet wissen, entsteht ein so kräftig gefärbter und stark verlehmter Boden nur während einer ausgesprochenen Warmzeit. Daß diese Bodenbildung in das letzte Interglazial zu stellen ist, geht einmal aus den Lagerungsverhältnissen hervor (s. S. 18), zum anderen konnten dieser terrestrischen Verwitterungsdecke äquivalente Flußschlicklagen auf Grund ihrer Pollenspektren mit hoher Wahrscheinlichkeit ins Eem-Interglazial eingestuft werden.

Mit beginnender Abkühlung und allmählicher Entwaldung gegen Ende der letzten Warmzeit wurde dieser Boden in den der fluviatilen Akkumulation entzogenen Gebieten unter dem Einfluß einer zunehmend feuchteren Klimaentwicklung bevorzugt in Muldenlagen durch Staunässeeinwirkung in den oberen Horizonten stärker pseudovergleyt. Das nachfolgende frühglaziale Geschehen war zunächst vermutlich durch einen stärkeren Bodenabtrag gekennzeichnet, wie dies BRUNNACKER (1957/1959) auch in Bayern an zahlreichen Stellen nachweisen konnte. Die noch verbliebenen Bodenreste wurden nach der allmählichen Herausbildung eines Dauerfrostbodens infolge der durch ständiges Gefrieren und Wiederauftauen an der Oberfläche wirksam werdenden frostdynamischen Vorgänge in die unterlagernden Terrassenkiese intensiv eingewürgt. In den Flußrandgebieten erfolgte vermutlich zur selben Zeit die Aufschotterung der ältesten Würmterrasse des Mains. Der anfänglich breit ausgedehnte fluviatile Akkumulationsbereich schrumpfte bei nachlassender Schuttzufuhr allmählich wieder auf einen schmalen Aufschüttungsstreifen zu beiden Seiten des Flusses zusammen.

Der folgende Zeitabschnitt war an der Oberfläche der Kelsterbacher Terrasse durch wenig ausgeprägte Solifluktionsvorgänge gekennzeichnet, die an geeigneten Stellen der schwach gewellten Oberfläche zur Bildung geringmächtiger, autochthoner Solifluktionsdecken führten. Auch die basale Wechselfolge sandiger und sandig-schluffiger Schichten, sowohl im Hangenden des Kryoturbationshorizontes als auch randlich auf dem bereits gebildeten geringmächtigen Schotterkörper des Mains, entstand vermutlich noch unter dem Einfluß eines kühlfeuchten Klimas. Durch die gelegentliche Zwischenschaltung von Flugsanden in diesem Schichtkomplex deutet sich jedoch bereits der Übergang zu mehr trockenkalten Klimaverhältnissen an.

33

Den Abschluß der basalen Wechselfolge nach oben bildet im Aufschluß Mönchhof ein kryoturbat gestörter, brauner, lehmig-schluffiger, gelegentlich noch kalkhaltiger Horizont, dem ähnliche Bildungen in benachbarten Aufschlüssen entsprechen. Da sich in diesem Horizont eine Bodenbildung mit Sicherheit nicht nachweisen läßt, muß seine stratigraphische Einstufung unsicher bleiben. In Anlehnung an die Lößstratigraphie in Hessen wäre es vielleicht denkbar, daß es sich bei dieser Bildung möglicherweise um ein Äquivalent des W I/II handelt. Sicherlich kommt dieser Schicht jedoch ein höheres Alter zu als einer auf Grund von Pollenanalysen ins Bölling Interstadial eingestuften (V. D. HAMMEN 1951, zit. n. DüCKER & MAARLEVELD 1958), ähnlich zusammengesetzten, die Wechselfolge der "Älteren Decksande" nach oben abschließenden Grenzschicht in den niederländischen Flugsandgebieten. Aber ganz unabhängig davon, ob es sich in unserem Falle nun um eine echte Bodenbildung oder nur um eine wenig veränderte Sedimentlage handelt, gewinnt diese Schicht doch insofern eine gewisse stratigraphische Bedeutung, als sie einen deutlichen Sedimentationswechsel anzeigt.

Das allgemein durch kühlfeuchte Klimabedingungen charakterisierte frühglaziale Geschehen im Maingebiet zeigt im übrigen eine gute Übereinstimmung zu der von DÜCKER & MAARLEVELD (1958, S. 132) in den niederländischen Flugsandgebieten beobachteten Entwicklung.

Der folgende Zeitabschnitt ist gekennzeichnet durch eine erstmals reine Flugsandsedimentation. Da allgemein für die Bildung von Flugsand ebenso wie für Löß ein möglichst kalttrockenes Klima vorausgesetzt wird, dürfen wir am Ende des Frühglazials mit einem deutlichen Klimaumschwung rechnen. Die Flugsandbildung wird nach einem kürzeren Zeitraum von einer geringen Wärmeschwankung, die einen schwach entwickelten Naßfleckenboden hinterläßt, kurzfristig unterbrochen. Dieser nur an wenigen Stellen erhaltene Fleckenboden könnte wiederum in Anlehnung an die Lößstratigraphie mit allem Vorbehalt vielleicht dem W II/III (BRUNNACKER W I/II) gleichgestellt werden.

In der Folgezeit erreicht die Flugsandakkumulation dann mit einer noch schwach ausgeprägten Dünenbildung ihren Höhepunkt. Flugsandverwehungen in dem genannten Ausmaß sind aber an klimatische Voraussetzungen gebunden, wie sie nach der bisherigen Kenntnis vor allem während des langdauernden, trocken-kalten Hochglazials gegeben waren. Schon DEWERS (1934/35, S. 347/48) nahm auf Grund der engen Verzahnung von Löß-Flottsand und Flugsand in Norddeutschland eine im wesentlichen gleichzeitige, hochglaziale Entstehung der verschiedenen Bildungen an. Auch die niederländischen Bearbeiter der dortigen Flugsande vertreten allgemein die Auffassung einer vorwiegend hochglazialen Entstehung der "Älteren Flugdecksande" (DÜCKER & MAARLEVELD 1958, S. 221).

Den ältesten Flugsanden im bayrischen Donautal als auch in Nordbayern kommt nach BRUNNACKER (1959, S. 122) ebenfalls ein hochglaziales Alter zu. Dagegen konnte MAAS (1950, S. 76) in den westfälischen Dünengebieten eine vorwiegend spätglaziale Entstehung der dortigen Dünen nachweisen.

Die, wie gezeigt wurde, seit Beginn des Hochglazials kräftig in Gang kommende Dünenbildung setzte sich vermutlich unter allmählicher Abschwächung bis zum Ende der Älteren Tundrenzeit fort. In dem zwischen dem Hochglazial und dem Alleröd-Interstadial liegenden, als Spätwürm bezeichneten Zeitabschnitt erfolgte vermutlich die für diese Dünensande charakteristische Bänderbildung (Ton-Eisenanreicherung). BRUNNACKER (1959, S. 120), der diese von ihm als Rostbänder bezeichneten Lagen unter einem allerödzeitlichen Podsol im Rednitztal beobachten konnte, hält eine Entstehung der dünnen Anreicherungshorizonte hauptsächlich während des relativ kühlfeuchten Bölling-Interstadials für wahrscheinlich. In unserem Falle dagegen möchten wir auf Grund bestimmter Überlegungen zur Genese dieser Bildungen eine weniger enge zeitliche Begrenzung für die Bänderentwicklung annehmen. Der Zeitraum, in dem die Bildung dieses als Sandparabraunerde zu bezeichnenden Bänderkomplexes erfolgte, dürfte vielmehr das gesamte
Spätwürm umfaßt haben. Diese Annahme könnte auch durch die an Lößprofilen beobachtete spätglaziale Bodenentwicklung gestützt werden. So gelang es SCHÖNHALS (1961, S. 283 ff.) durch eingehende Profilstudien an Lößabfolgen, die unter einer mächtigen allerödzeitlichen Bimsbedeckung gleichsam konserviert wurden, nachzuweisen, daß die Bodenbildung auf Löß bis zum Alleröd stellenweise bereits das Parabraunerde-Stadium erreicht hatte. Zu vergleichbaren Ergebnissen kommt auch BRUNNACKER (1957/1959) für die bayerischen Lößgebiete.

Im Hangenden der Bänderflugsande erhalten wir durch die Einlagerung einer, nachweisbar im Mittelalleröd entstandenen, Bims-Tuffschicht die absolute Zeitmarke unserer Schichtfolge. Dieser durch Umlagerungen mit Flugsand vermischte Bims-Tuff wurde in den meisten Fällen zu einer schwach olivgelb gefärbten Braunerde umgebildet. Es läge nun nahe, diese charakteristische Bodenbildung in das vermutlich durch günstigere Klimabedingungen gekennzeichnete Alleröd einzustufen. Da dieser Bodenhorizont jedoch ohne die Zwischenlagerung einer unverwitterten Schicht in die hangende Braunerde übergeht, können wir diesen nicht ohne weiteres dem Alleröd zuordnen. Andererseits spricht aber der höhere Humusgehalt - im Dünnschliff kenntlich an der Einlagerung verkohlter Pflanzenreste - für eine selbständige Bodenbildung. Auch der zur Verfügung stehende Zeitraum von 500-700 Jahren dürfte für die Bildung eines braunerdeartigen Bodens ausgereicht haben. Wenn man weiterhin berücksichtigt, daß in Bayern während des Alleröd ein Podsol und in den Niederlanden ein holzkohleführender Bleichhorizont gebildet wurden, so könnte dem in unserem Gebiet durchaus eine schwache Braunerdeentwicklung entsprechen. Andererseits hat sich der Nachweis einer auffallenden Wärmetönung während des Alleröd gerade im Oberrheintal pollenanalytisch bisher nicht führen lassen (G. v. d. Brelie, Vortrag 1962 Tgg. D.G.G., Ffm.).

In der jüngeren Tundrenzeit kommt die Flugsandverwehung infolge eines stärkeren Rückgangs der Vegetation, ausgelöst durch einen erneuten Kälterückschlag, nochmals kräftig in Gang. Dieser Befund steht allerdings in gewissem Widerspruch zu der Auffassung von FIRBAS (1952, S. 45), der es für unwahrscheinlich hält, daß die jüngere Tundren-Zeit im Oberrheingebiet noch zu einer stärkeren Entwaldung führte.

Auf diesen jüngeren bis zu 2 m mächtigen Flugdecksanden kommt es im Postglazial zu einer sehr intensiven Braunerdebildung. Der in Muldenlagen nicht selten über einen Meter mächtige B_v -Horizont entstand vermutlich zur selben Zeit wie die Steppenböden auf Löß im benachbarten, trockenen Rheinhessen (ZAKOSEK 1962, S. 30). Die Hauptbildungszeit der Braunerden aus Flugsand lag demnach im Boreal, das durch sein trocken-warmes Klima besonders gekennzeichnet war. Dieser den Steppenböden auf Löß vergleichbaren Sandbraunerde dürften andererseits auch die aus den hessischen Mittelgebirgen bekanntgewordenen Lockerbraunerden (SCHÖNHALS, 1957) entsprechen. Im klimatisch weniger begünstigten Westfalen setzte zu dieser Zeit (Atlantikum) auf den spätglazialen Dünen eine bereits kräftige Podsolierung ein (MAAS 1950, S. 74).

Die intensive boreale Bodenbildung auf den silikatarmen Mainsanden erfaßte vermutlich auch noch die unterlagernde, bereits im Alleröd vorgebildete Bimsbraunerde und führte zur weiteren "Verlehmung" des leicht verwitterbaren Bims-Tuffes. Wie aus dem Fund römischer Scherben dicht unter der Oberfläche der Braunerde und der C¹⁴-Datierung einer Brandschicht im Hangenden dieser Verwitterungsbildung deutlich hervorgeht, dürfte sich diese Bodenentwicklung bis ins 6. bis 7. Jahrhundert n. Chr. hinein ziemlich ungestört fortgesetzt haben. Die auf den Steppenböden des Rheinhessischen Lößgebietes unter veränderten Klimabedingungen (Atlantikum/Subboreal) einsetzende Degradations- und Regratationsphasen sind in der Braunerde allerdings nicht nachzuweisen.

In den Dünengebieten wurde diese Bodenentwicklung schließlich zu einem uns nicht genau bekannten Zeitpunkt durch das wohl letztmalige starke Wiederaufleben der Flugsandverwehung beendet. Während die Braunerden besonders bei der starken Reliefum-

3 *

Str des J	ratigraphische Gliederung Jungpleistozäns u Holozäns	Deckschichten und fossile Böden auf der Kelsterbacher Terrasse	Akkumulationsbereich des würmzeitlichen Mains	Bergsträßer und Lorsch Viernheimer Dünengebiet	Sprendlinger Horst Flugsandvorkommen
stglazial	6.–7. Jh. n.Chr.	Braunerde / Bänder bildung Flugsand	Hochflutablagerung. Flugsand / Hochflutsediment	Braunerde / Bänder bildung Flugsand	Braunerde Flugsand Holzkohleschicht
Po	Boreal	Braunerde	Verlehmung d. Hochflutsediments	Bänderbraunerde	Braunerde
	Jüngere Tundrenzeit	Flugsand			Flugsand
ürm	Alleröd	Braunerde? Bimstuff	Kalkhalhaltige Hochflutablagerung.	Bänderbildung	Bimstuff
Spätw	Bölling Älteste Tundrenzeit	Bänderbildung	Aufschüttung der UNT	Tonan - reicherungshorizont	Bänder bild ung
		Flugsand - Dünenbildung		Flugsand	Flugsand - Dünenbildung
	Mittelwürm	Naßfleckenhorizont	Erosionsphase		Naßfleckenhorizont
		Flugsand		Aufschötterung der	
		lehmig-schluffiger brauner Horizont (kryoturbat gestört)	- Aufschotterung der	der ONT / Schuttkegel-	
	Frühwürm	løhmstreifige Basisschichten (lluviatil/äolisch ONT	sande	lehmstreifige Basisschichten
		Solifluktion/Erosion			Erosion / Solifluktion
	Riß/Würm Interglazial	rötlichbrauner Rest eines kryoturbat gestörten By-Horizontes	1		

Tab. 5 : Stratigraphische Gliederung des Jungpleistozäns und Holozäns im nördlichen Oberrheintal

36

bildung der Dünenkämme im höheren Niveau teilweise erodiert wurden, blieben sie in Muldenlagen meist erhalten und wurden dort von jüngsten Flugsanden überdeckt. In den flußferneren Gebieten kam es vermutlich zur selben Zeit zu einer geringen Flugsandüberwehung des "blutlehmartigen" Bodens. Auf welchen Ursachen diese erneute, starke Flugsandbildung letztlich beruht, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Da jedoch, wie bereits dargelegt, das Ingangkommen der Flugsandbildung eine Beseitigung der Vegetation voraussetzt, ein natürlicher Rückgang der Bewaldung zu dieser Zeit aber nicht mehr erwartet werden kann, dürften hier Eingriffe des Menschen eine größere Rolle gespielt haben. Zu welchem Zeitpunkt diese jüngsten Flugsande schließlich wieder festgelegt wurden, läßt sich nur abschätzen. Will man die nur schwache "rezente" Bodenbildung auf den Dünen als Zeitmaßstab heranziehen, dann dürfte die Beendigung der weiträumigen, äolischen Sedimentation im nördlichen Oberrheintalgraben allerdings nicht sehr weit zurückliegen.

3. Quartäre Bildungen im Gebiet von Rhein und Neckar

3.1. Fluviatile Ablagerungen

3.1.1. Allgemeines

Im Akkumulationsbereich von Rhein und Neckar kam es in dem von uns untersuchten Gebiet der eigentlichen Grabenzone zu einer regelmäßigen Überlagerung älterer durch jüngere Flußabsätze. Morphologisch erkennbare ältere Terrassenstufen konnten sich in diesem, während des Pleistozäns ständig weiter einsinkenden Trog nicht entwikkeln, so daß der Gesamtaufbau der eingeschütteten Lockersedimente der unmittelbaren Beobachtung nicht zugänglich ist. Ausgehend vom heutigen Rheinlauf wird die Oberfläche der relativ ebenen Talsohle gegliedert in das nur schwach eingetiefte Hochflutbett (88 m über NN) und die 10–15 km breite Niederterrassenstufe (Hochgestade, etwa 91–96 m über NN), die ihrerseits wiederum durch die stellenweise ausgedehnten Neckarauen stärker zerschnitten wurde.

3.1.2. Hochflutlehmdecke

Die aus vorwiegend feinkörnig-tonigen Sedimenten aufgebaute Hochflutlehmdecke (SCHÖNHALS 1954, S. 89 ff.) wechselt in ihrer flächenhaften Ausdehnung meist sehr stark, erstreckt sich jedoch nicht selten über eine Breite von mehreren Kilometern. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 0,4 und über 2 m in alten Erosionsrinnen. Neben einem noch im gesamten Profil nachweisbaren, 1,5% übersteigenden Anteil organischer Substanz werden diese Hochflutabsätze vor allem durch ihren stets vorhandenen Karbonatgehalt gekennzeichnet. Eine deutliche Profildifferenzierung ist in diesem vorwiegend tonigen, bei tiefem Grundwasserstand stark austrocknenden Hochflutlehm nicht zu beobachten. Die Entwicklungstendenz der vermutlich bereits primär humushaltigen Sedimente ging bei hochstehendem Grundwasser zunächst wohl in Richtung der Anmoorbildung. Nach stärkerer Absenkung des Grundwassers (Riedkultivierung) dürfte sich derzeit eine mehr terrestrische Bodenentwicklung vollziehen. GANSSEN & HARTH (1957, S. 217) bezeichnen diese Bildungen als "tschernosemartige Wiesenböden" oder auch als "Auenschwarzerden"; SCHÖNHALS (1954, S. 93) nimmt unter den gegenwärtigen Bedingungen eine Entwicklung zu "rendzinaartigen Auenböden" an.

3.1.3. Niederterrassen

Die fast über den gesamten Raum zwischen der Rheinaue (84 m über NN) und dem Gebirgsrand, mit Ausnahme der alten Neckarbetten, verbreitete Niederterrasse ist gegen das Hochflutbett durch eine meist scharfe, etwa 1–2 m hohe Geländekante (86 m über NN) deutlich abgesetzt. Der Terrassenkörper wird vorwiegend aus grauen bis rötlichgrauen, feinkörnigen, kalkhaltigen Sanden mit gelegentlichen Kieseinschaltungen aufgebaut. Auf weiten Flächen werden diese jungpleistozänen Sande von Flugsanddecken unterschiedlicher Mächtigkeit überlagert. Auf diesen meist noch kalkhaltigen, äolischen

Erich Becker

Sedimenten entwickelten sich vornehmlich Braunerden unterschiedlichen Ausprägungsgrades. Ihre nähere Charakterisierung erfolgt zusammen mit der Beschreibung der Flugsande.

Am östlichen durch Sprendlinger Horst und Odenwald begrenzten Grabenrand verzahnen sich die jungpleistozänen, fluviatilen Ablagerungen mit den nach Westen vorgeschütteten Schuttkegelsanden und Schottern der aus dem Bergland kommenden Bäche. Eine größere flächenhafte Verbreitung erreichen die feinkörnigen, von Schuttstreifen durchzogenen Sande im Gebiet westlich Darmstadt und in der Arheilger Bucht, wo sie die Rhein- und Neckarsedimente stellenweise in größerer Mächtigkeit überlagern.

3.2. Äolische Ablagerungen

3.2.1. Flugsande

Ein ausgedehntes, vorwiegend bewaldetes Flugsand- und Dünengebiet erstreckt sich im Raum Darmstadt—Zwingenberg zwischen dem heute verlassenen Bergsträßer Neckarlauf und dem Westabfall des Odenwaldes. Vielfach werden auch die weniger steilen Randhöhen des Gebirges noch von Flugsanden und Dünen meist lückenhaft überzogen.

Die Darmstädter Flugsande unterscheiden sich von den Mainflugsanden in Farbe, Korngröße und Kalkgehalt meist sehr deutlich. Besonders gekennzeichnet werden diese Sande durch einen bemerkenswert hohen Kalkgehalt, der im unverwitterten Material nicht selten 15% überschreitet. Das Karbonat überzieht vorwiegend hüllenartig die Kornoberflächen, wodurch die hellgraue, gelegentlich auch gelbgraue Färbung der Flugsande hauptsächlich hervorgerufen wird. Größere Mengen des Karbonats werden durch zuweilen bis in tiefere Schichten vordringendes CO₂-haltiges Niederschlagswasser auch im unverwitterten Flugsand bereits wieder gelöst und bevorzugt an wasseraufnehmenden Pflanzenwurzeln abgeschieden. Dadurch entstehen die knochenförmigen, oft bis zu Armdicke die Wurzeln umhüllenden Kalkgebilde, die auch "Osteokolle" oder "Beinbrech" genannt werden (SCHÖNHALS 1954, S. 78). Plattige Kalkanreicherungen kommen besonders in gut geschichteten Flugsanden häufiger vor.

Im Vergleich zu den relativ grobkörnigen Mainsanden treten hier vorwiegend feinkörnigere Flugsande auf. Die vorherrschende Korngröße liegt zwischen 200–100 μ , die Schlufffraktion übersteigt nur selten 5% des Gesamtanteils. Höhere Anteile der Fraktionen >200 μ kommen nur gelegentlich in einzelnen petrographisch auffallenden Schichten vor.

Lokalität und Nr. der Probe	> 2,0 mm	2,0 - 1,0	1,0 - 0,5	0,5 - 0,2	Q2 - 0,125	< 0,125	0,1 - 0,063	0,053-0,02	0,02-0,0063	0,0063-0,002	< 0,002	Hd- Wert	So- Wert
1.) Dünengebiet s. Eberstadt, aus 0,5m u.O. 26/41	-	-	1,4	20,5	66,8		9,2	1, 6	0,4			150	1,26
2.) Düne am Rotböhl sw. Wishausen, aus 2,7m 12/1	0,1	1.0	1,1	26,2	58,1		12, 2		1,1		*	155	1,32
3.)Bodeneinschlag w Weiterstadt, aus 1,0m 52/50	-	-	0,4	26,7	62,18	•	e,0	2,32	•	-		159	1,29
4.)Düne 1km n. Malchen, aus 15m	0,3	0,78	2,23	43,1	43,8	4	4,5	3,0	2,1	2	-	185	1,31

Tab. 6 : Korngrößenverteilung in Rhein- und Neckarflugsanden

3.2.2. Der stratigraphische Aufbau der Dünen

Im Gegensatz zum Maingebiet liegen von dem Bergsträßer Flugsandvorkommen bereits mehrere eingehende stratigraphische Bearbeitungen vor. So konnten SCHOTTLER (1926) und O. DIEHL (1933) die Dünensande dieses Gebietes übereinstimmend in "ältere" und "jüngere" Flugsande, die durch eine auffallende Bodenbildung voneinander getrennt werden, untergliedern. Die von O. SCHMITT (1955) in neuerer Zeit durchgeführten stratigraphischen Untersuchungen brachten im wesentlichen eine Bestätigung der von den älteren Autoren vorgelegten Ergebnisse. Wie das im folgenden beschriebene Profil jedoch

38

zeigt, ergibt sich durch die Einschaltung jener bisher nicht bekannten fossilen Bodenbildung im jüngeren Flugsand die Möglichkeit einer weiteren Untergliederung.

Profil	Zwingenberg,	am	Hundetressurplatz	(Bl.	Zwingenberg	6217;]	R	3471 350	:
H 5510 85	50):								

1)	Ap	0— 20	(20 cm`	stark dunkelgraubr. 10 YR 3/2, feinkörniger, schw. humoser Sand, stark durchwurzelt
2)	Bv	20— 62	(42 cm)	dunkelbrauner 7,5 YR 4/4, anlehmiger Feinsand, schwach ko- härentes Gefüge, mit einzelnen humosen Schmitzen (Spargel- kultur), anthropogen gestört
3)	С	62— 87	(25 cm)	gelblichbr. 10 YR 5/4, schwach gefleckter, feinkörniger Sand, leicht verkittet
4)	fB _{vt}	87—162	(75 cm)	dunkelbrauner 7,5 YR 4/4, anlehmiger Sand, kohärentes Gefüge, von zahlreichen dunkelrötlichbr. 2,5 YR 2/4, lehmigen, stark ge- fältelten Sandbändern durchzogen
5)	fAl, B _t	162—302	(140 cm)	blaßbrauner Sand 10 YR 5/3, kohärentes Gefüge, durchzogen von zwölf 2—3 cm starken rötlichbr. 5 YR 4/4 stark gefältelten Tonanreicherungsbändern
6)	fB _t	20—200 c	m	gelblichroter 5 YR 4/6, lehmiger Sand, stellenweise stark rost- gefleckt, kohärentes Gefüge, zuweilen schwach aggregiert in Form von Taschen und Zapfen bis 2 m tief in den Untergrund ein- greifend
7)	Cn			graubrauner Taschenboden, 10 YR 5/2, feinkörniger, gutgeschich- teter Sand, kalkhaltig, vereinzelt starke osteokollartige Kalkab- scheidung.

Tab. 7 : Chemische Untersuchungsergebnisse des Profiles Zwingenberg

(Mtbl. Zwingenberg 6217; R 3471 350 : H 5510 850)

Analytiker: Dr. Fastabend

Bezeichnung	Entnahme-	pH	Karbonat	org Subst.	C . N	mva1/100	g Boden		Kationen	in mval/10	00 g Boden		Lösi,	Lösl.	Löst
der Probe	Gel. in cm	(KCI)	4.	- 26		T-Wert	SK	н	Co	Mg	ĸ	Na	r.	Al	Si
ı	30	7,0	0	0,3		5,0			_				0,52	0,48	0,21
4	80	6,8	0,1	0,2		2,7							0,55	Q.37	0,25
5	120	7,1	0, t	0,3		6,2	7,2	1,3	5,4	0,3	0,1	0,1	0,66	1,04	0,50
6	125	6,7	0,2	0,2		3,2							0,57	0,47	0,25
7	130	6,6	0,1	0,2		15,4	16,0	1, 6	12,6	1, 2	0, 3	0,3	1,68	1,67	0,78
	160	7, 5	15, 9	0,1		2,6							Q 47	0, 21	0,21
													". Fe 203	%AI2 03	%SI 0

Die grauen, feinkörnigen, stark kalkhaltigen Sande im Liegenden des Zapfenbodens werden von den vorgenannten Autoren als die "älteren" Flugsande bezeichnet. Ihre Untergrenze und damit ihre Mächtigkeit lassen sich meist nur schwer angeben, da diese Flugsandfolge nach unten allmählich in einen von Kiesschnüren und Schuttstreifen durchzogenen Sandkomplex übergehen. Die häufig nur schwach gerundeten Gerölle von unterschiedlichem Durchmesser entstammen ausschließlich dem nahen kristallinen Odenwald. Während die Geröllagen zweifellos fluviatil entstanden sind, lassen sich bei der Sedimentation der feinkörnigen Sande äolische Einflüsse nicht ohne weiteres ausschließen. Offenbar treten besonders in diesem basalen Bereich beide Transportmedien noch in vielfache Wechselwirkung. Diese mit der im Maingebiet beobachteten kaum vergleichbaren Entwicklung der basalen Schichtfolge erklärt sich aus den großräumigen geologischen Verhältnissen am westlichen Odenwaldrand. Nach SCHOTTLER (1926, S. 191) bildeten sich vor dem Westrand des Odenwaldes mächtige Schuttkegel aus, die sich mit Rhein- und Neckarsedimenten ständig verzahnen. Im jüngeren Pleistozän erhoben sich die Schuttkegel allmählich über die fluviatile Aufschüttungsebene hinaus, so daß fortan Rhein- und Neckargerölle in den Schuttkegelsanden fehlen.

Im Laufe des Würms vereinigten sich schließlich die einzelnen Schuttfächer zu dem großen Darmstädter Schuttkegel (SCHMITT 1955, S. 84), der aus den älteren Schuttkegelsanden (SCHOTTLER 1926) aufgebaut wird. Während im Frühglazial die aquatischen Sandund Geröllverlagerungen vermutlich vorherrschten, kehren sich im Hoch- und Spätglazial die Verhältnisse allmählich um, bis die äolische Sedimentation überwiegt und reine Flugsande zur Ablagerung kommen.

SCHOTTLER (1926, S. 193) und SCHMITT (1955, S. 84) nehmen an, daß die kalkhaltigen Schuttkegelsande ehemals als Flugsande aus Rhein- und Neckarterrassen ausgeblasen und von Westwinden in den Odenwald hineingeweht wurden. Von dort sollen sie dann zusammen mit Odenwaldgeröllen vermischt teilweise wieder abgeschwemmt und vor dem Gebirgsrand in den Schuttfächern abgelagert worden sein. Trifft diese Deutung zu, so erhalten wir damit einen weiteren Hinweis auf die bereits sehr frühzeitig einsetzende Flugsandverwehung in diesem Gebiet. Das Fehlen deutlicher Zeitmarken in den tieferen Schichten läßt sich leicht damit erklären, daß auf der exponierten Oberfläche der Schuttfächer ständig neue Umlagerungen der leichtbeweglichen Sande erfolgte, wodurch mögliche Anzeichen schwacher interstadialer Bodenbildungen leicht wieder verwischt wurden.

3.2.2.2. Der Zapfenboden

Auf den älteren Flugsanden hat sich ebenso wie auf den in gleichem Niveau gelegenen Schuttkegelsanden eine eigenartige, für kalkhaltige Sande dieses Raumes aber geradezu typische Bodenentwicklung vollzogen; ein rötlichbraun gefärbter, 30-80 cm mächtiger Tonanreicherungshorizont greift in Form von Zapfen und Taschen bis zu 2 m tief in den unverwitterten Untergrund ein. Hin und wieder läßt diese Bodenbildung in den Profilen eine deutliche Zweiteilung in einen mächtigeren, weniger bindigen, zuweilen auch gefleckten oberen und einen stärker verlehmten unteren Horizontabschnitt erkennen. Besonders mächtig wird der von SCHOTTLER (1926, S. 177) auch als "Brandletten" bezeichnete Horizont in den tief nach unten greifenden Zapfen und Taschen. Während die häufig schalig aufgebauten Randzonen der Taschen stets durch eine größere Bindigkeit gekennzeichnet werden, wird das Innere dieser Gebilde meist von hellbraunem, sandigem, stark gebändertem, kalkfreiem Material ausgefüllt.

Genetisch wird diese eigenartige Form der Bodenbildung verschieden gedeutet. SCHOTTLER (1926, S. 182) nimmt an, daß eine zunächst einheitliche, braunerdeartige Bodenbildung eine spätere Umwandlung erfahren hat. Danach sollen aus dem oberen Profilabschnitt Eisenhydroxyd und Tonteilchen ausgewaschen und an der Basis in der sogenannten "Brandlettenzone" wieder angereichert worden sein. Er vergleicht diesen Vorgang mit einer durch sauren Auflagehumus bedingten, schwachen Ortsteinbildung. Nach der von WAGNER (1952, S. 173) und SCHMITT (1955, S. 82/83) vertretenen Auffassung handelt es sich bei diesen Taschen und Zapfen dagegen um Verlehmungszonen entlang ehemaliger Baumwurzeln. Sie gehen dabei offenbar von der Vorstellung aus, daß sich in den Wurzelröhren bevorzugt Leitbahnen für das eindringende Sickerwasser ausbilden konnten, was zu einer häufigeren und stärkeren Durchfeuchtung und damit zu einer verstärkten Karbonatlösung in diesem Bereich führte. Nach Weglösung der Karbonate kam es im weiteren Verlauf zu einer durch die Einwirkung organischer Säuren noch gesteigerten Verwitterung in der Wurzelzone, was allmählich zu einer intensiven Verlehmung führte.

Was jedoch die Karbonatlösung und Wegführung betrifft, so können wir heute gerade den umgekehrten Vorgang beobachten. Die unter dem derzeitigen Klima herrschende Dynamik führt nämlich im Bereich der Baumwurzeln nicht zu einer verstärkten Karbonatlösung, sondern im Gegenteil zu einer intensiven Kalkanreicherung bis zu Armdicke um die Wurzelstränge (Osteokolle). Ob sich dieser Vorgang unter feuchteren Bedingungen in die von WAGNER und SCHMITT geforderte Dynamik umkehrt, erscheint jedoch zweifelhaft.

Ergeben sich schon aus diesen allgemeinen Erwägungen verschiedene Einwände gegen eine stärkere Verlehmung im Sinne von WAGNER und SCHMITT, so sprechen auch die im

Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente

Dünnschliff erkennbaren mikromorphologischen Merkmale gegen eine solche Deutung. Das sehr gleichkörnige Skelettmaterial des Tonanreicherungshorizontes wird gekennzeichnet durch einen hohen Anteil verwitterbarer Silikatminerale. Neben Quarz und Quarzit als Hauptgemengteilen treten besonders zahlreich Plagioklas, Orthoklas, Hornblende, Granat, Muskowit und Biotit als Nebengemengteile auf. Die Silikate erscheinen stets vollkommen frisch. Das Fehlen jeglicher erkennbarer Verwitterungsspuren auch in den Randpartien der leichter angreifbaren Silikate läßt aber darauf schließen, daß eine intensive Verlehmung nicht in dem geforderten Maße erfolgt sein kann. In Anlehnung an die bereits von SCHOTTLER (1926) geäußerte Vermutung wäre demnach die deutliche Tonanreicherung in diesem Horizont im wesentlichen auf Einwaschung größerer Mengen von Feinsubstanzen aus höheren Profilteilen zurückzuführen. Ob diese Tonverlagerung allerdings auf der Umbildung einer bereits vorhandenen Braunerde beruht, mag zunächst dahingestellt bleiben. Dagegen erscheint es nicht ausgeschlossen, daß es sich bei einem Teil der Tonsubstanz um bei der Karbonatlösung entstandene braunlehmartige Rückstandsbildungen handelt.

Im Schliffbild werden die Kornoberflächen des einheitlich feinkörnigen Skelettmaterials gleichmäßig von dünnen Hüllen orientiert angelagerter, feindisperser Tonsubstanz überzogen. Freie Intergranularräume sind noch reichlich vorhanden, so daß die Lösungsbewegung zwar gehemmt wird, aber noch möglich ist. Häufig wurden die Tonanlagerungen von Eisenhydroxydlösungen saumartig imprägniert. Diese Fe-Verbindungen wurden vermutlich ebenso wie die Tonsubstanz durch Sollösungen infiltriert; eine Entstehung am Ort scheidet aus. Nachdem somit als Ursache der Tonanreicherung im wesentlichen Einschlämmungsvorgänge erkannt werden konnten, bleibt die Entstehung des merkwürdigen Formenbildes dieses Horizontes zu klären.



Abb. 13. Dünenprofil am Seehof südl. Lorsch. 1/100. Erläuterung s. Text.

Eine gute Deutungsmöglichkeit ergibt sich aus einem am Seehof südlich Lorsch aufgeschlossenen Dünenprofil. In diesem Profil löst sich der im Scheitel der Düne entwickelte fBt-Horizont auf der Dünenflanke in zahlreiche, dünne Einzelbänder auf. Die Grenze dieser Bänderflugsande zu den liegenden, kalkhaltigen Dünensanden wird in diesem Bereich durch eine lediglich noch leicht gewellte und schwach rostgefleckte Übergangszone gebildet.

Auf Grund zahlreicher Beobachtungen könnte diese unterschiedliche morphologische Entwicklung des fB_t-Horizontes in den Dünen genetisch vielleicht in folgender Weise gedeutet werden: Die ehemals bis zur Oberfläche kalkhaltigen Dünen wurden durch das bevorzugt auf den Flanken ablaufende Niederschlagswasser an den Unterhängen stärker durchfeuchtet, was in diesem Bereich zweifellos zu einer erhöhten Karbonatlösung führte. Beschleunigend auf die Entkalkungsvorgänge wirkten im vorliegenden Falle vermutlich die relativ grobe Körnung des Materials (erhöhte Selbstdränung) sowie ein gegenüber den Darmstädter Flugsanden zuweilen wesentlich geringerer primärer Karbonatgehalt. In diesem in verhältnismäßig kurzer Zeit bis in größere Tiefe entkalkten Substrat konnte sich dann bei der nachfolgend einsetzenden Tondurchwaschung an den Unterhängen eine ausgesprochene Bänderbildung vollziehen, während auf den nur bis in geringe Tiefe kalkfreien Dünenscheiteln ein einheitlicher Tonanreicherungshorizont entstand. Entscheidend dafür, ob es zur Ausbildung einer Bänderzone (A1Bt) oder aber eines geschlossenen Bt-Horizontes kommt, wäre demnach in erster Linie die jeweilige Mächtigkeit des kalkfreien, sandigen Substrates bei Beginn der Tondurchschlämmung.

3.2.2.2. Die Bänderbraunerde

Der fA_1B_t -Komplex wird nach oben durch eine schwach entwickelte, mittelgründige Braunerde abgeschlossen. Das besondere Merkmal dieser Bodenbildung besteht in einer deutlichen Bänderung des fB_v -Horizontes, wobei das erste Band stets unmittelbar unter der Oberfläche des Verbraunungshorizontes einsetzt. Nach dem äußeren Erscheinungsbild zu schließen, wurde hier eine bereits vorhandene Verwitterungsbildung nachfolgend durch eine vermutlich unter geänderten Klimabedingungen in anderer Richtung ablaufende Bodenentwicklung stark überprägt. Makroskopisch ist nicht zu entscheiden, welche dieser beiden verschiedenartigen Bildungen als die primäre anzusprechen ist. Diese Frage der genetischen Deutung soll zusammen mit dem Bänderproblem diskutiert werden. Im übrigen entspricht diese Verbraunungszone, deren Untergrenze meist nur schwach gewellt ist, in ihren morphologischen Merkmalen weitgehend den Braunerden auf den Mainflugsanden.

3.2.2.3. Die jüngsten Flugdecksande

Über der gebänderten Braunerde folgen meist mit geringer Mächtigkeit die jüngsten Dünensande. Die gelblichbraunen, kalkfreien, meist locker gelagerten Sande unterscheiden sich von den liegenden Bänderflugsanden meist nur sehr unwesentlich, so daß es schwierig sein dürfte, im aufschlußlosen Gelände beide Flugsandkomplexe voneinander zu trennen. Eine deutliche Bodenbildung ist in diesem die heutige Dünenoberfläche bildenden Material nur gelegentlich an exponierten Stellen zu beobachten. Dagegen deutet sich ebenso wie im Maingebiet in 50-80 cm Tiefe eine beginnende undeutliche Bänderbildung an.

3.3. Das Lorsch-Viernheimer Dünengebiet

An das Bergsträßer Flugsandvorkommen schließen sich nach Süden zwischen Lorsch und Viernheim mehrere Dünenzüge an. Trennend zwischen beiden Dünengebiete schieben sich die breiten Schlingen des ehemaligen Bergsträßer Neckars, der seinen Lauf zwischen Zwingenberg und Hahn mit einer leichten Umbiegung nach Nordwesten vom Gebirgsrand weg mehr in die Ebene verlegte. Während so das Bergsträßer Dünengebiet östlich des alten Neckarlaufes liegt, erstrecken sich die Flugsandvorkommen zwischen Lorsch und Viernheim westlich dieser heute verlandeten Neckarbetten. Am Aufbau der Dünen beteiligen sich vorwiegend fein- bis mittelkörnige, kalkhaltige Flugsande. Von den Darmstädter Sanden unterscheiden sie sich zuweilen durch einen höheren Anteil der Fraktionen 0,2-0,5 mm und durch einen meist geringen Kalkgehalt. Nach den Untersuchungen von SCHOTTLER (1906, S. 81) beteiligen sich an der Zusammensetzung der äolischen Sedimente neben Rheinsanden in stärkerem Maße auch feinkörnige Neckarsande. Die Profilgliederung der Dünen unterscheidet sich nicht wesentlich von der des Bergsträßer Flugsandgebietes. Lediglich bei geringem primären Karbonatgehalt kam es im Verlauf der nach der Ca-Fortführung einsetzenden Tondurchschlämmung zu einer verstärkten Bänderung vorwiegend auf den Dünenflanken.

3.4. Das Alter der Schichten

In den zahlreichen von uns untersuchten Profilen der Bergsträßer und der Lorsch-Viernheimer Flugsandgebiete konnten vulkanische Einlagerungen oder deren Verwitterungsprodukte nicht beobachtet werden, so daß infolge des Fehlens dieser wichtigen Zeitmarken der Einstufung der übrigen Verwitterungsbildungen erhebliche Schwierigkeiten entgegenstehen. Ein unmittelbarer Vergleich mit den Mainflugsandprofilen wird darüber hinaus durch die materialbedingte verschiedenartige Profilgestaltung noch zusätzlich erschwert. Da die verschiedenen Flugsandvorkommen jedoch in einem sowohl morphologisch-klimatisch als auch pflanzengeographisch regional einheitlich gestalteten Raum verbreitet sind, dürfte es sich bei den charakteristischen Bodenbildungen trotz morphologischer Unterschiede im Profilaufbau um zumindest annäherungsweise zeitgleiche Bildungen handeln.

4. Die Flugsandvorkommen des Sprendlinger Horstes

Den östlichen Grenzraum des Untersuchungsgebietes bildet der von den Ausläufern des Odenwaldes nach Norden vorspringende schmale Rücken des Sprendlinger Horstes. Morphologisch tritt der aus Gesteinen des Rotliegenden aufgebaute Höhenrücken nur wenig hervor. Die hügelige, durch breite Täler stärker gegliederte Oberfläche erreicht eine Durchschnittshöhe von 140–160 m über NN und liegt damit etwa 40–60 m über der sich nach Westen anschließenden Oberrheinischen Tiefebene.

Die in größerer flächenhafter Verbreitung auftretenden äolischen Ablagerungen des Sprendlinger Horstes bestehen ebenso wie in der Ebene ausschließlich aus Flugsand. Löß konnte innerhalb des gesamten Gebietes nicht nachgewiesen werden. Gut erschlossen sind die Dünensande in einer größeren Sandgrube westlich Urberach. Der als "Häsengebirg" bezeichnete schmale Dünenzug erstreckt sich hier über eine Länge von etwa 400 m in nahezu ostwestlicher Richtung auf dem schwach geneigten nördlichen Talhang des breiten Rodau-Tales. Die aus den aufgearbeiteten Rotliegend-Sedimenten ausgewehten Flugsande sind meist auffallend rötlichbraun gefärbt, was auf die meist noch geschlossene, dünne Tonumhüllung der Einzelkörner zurückzuführen ist. In der Korngrößenzusammensetzung ergeben sich im Vergleich zu den Mainflugsanden keine wesentlichen Unterschiede. Der stratigraphische Aufbau dieser Dünen stimmt mit der im Maingebiet erkannten Schichtfolge weitgehend überein. Lediglich die basale Schichtfolge scheint hier im Gegensatz zum Normalprofil unvollständig ausgebildet, was jedoch auch auf späteren, durch die exponierte Lage zweifellos begünstigten, Umlagerungen verbunden mit Abtragungsvorgängen in den tieferen Schichten beruhen kann.

Eine besondere stratigraphische Bedeutung erlangt in diesem Aufschluß das Deckschichtenprofil durch die Einlagerung einer holzkohleführenden Brandschicht im Hangenden der fossilen Braunerde. Das nachfolgende Profil wurde an der östlichen Aufschlußwand aufgenommen (Bl. Langen 6018; R. 3483 100 – H 5537 350):

1)	Ah	0- 2	(2 cm)	dunkelgraubr. 10 YR 4/2 Sand, locker, stark durchwurzelt
2)	Dv	2- 9	(/ cm)	dunkelbr. 10 1 K 4/4 Sand, locker, durchwurzeit
3)	f_1A_h	9-12	(3 cm)	dunkelgraubr. 10 YR 4/2 Sand, schwach humos, zahlreiche feine
				Wurzelreste
4)	f_1B_v	12- 20	(8 cm)	i. w. wie 2)
5)	f_2A_h	20- 22	(2 cm)	i. w. wie 3)
6)	foB	22- 26	(4 cm)	i. w. wie 2)
7)	f ₃ A _h	26- 29	(3 cm)	i. w. wie 3)
8)	$f_3 B_v$	29— 57	(28 cm)	brauner 10 YR 5/3, feinkörniger Sand bis anlehmiger Sand, stellenweise schwach hellbraun gefleckt, kohärentes Gefüge
9)		57— 71	(14 cm)	schwärzlicher, feinkörniger Sand, stark humos, durchsetzt mit zahlreichen Holzkohlestückchen
10)	f_4B_{v1}	71—101	(30 cm)	brauner 7,5 YR 5/6, feinkörniger, anlehmiger Sand, schwach ko- härentes Gefüge (Braunerde)
11)	f_4B_{v2}	101-127	(26 cm)	gelblichbr. 10 YR 6/4, schluffig-lehmiger Sand, weich, schmierig
12)	CBt	137 +	. ,	rötlichbr., feingeschichteter Sand mit dünnen Tonanreicherungs- bändern.

Das nach der C¹⁴-Methode bestimmte Alter der Holzkohle beträgt 1360±90 Jahre vor 1950. Die überlagernden jüngsten Flugsande können also erst in der Zeit nach 600 n. Chr. aufgeweht worden sein. Da die Brandschicht der Verbraunungszone, die altersmäßig der Raunheimer Braunerde entsprechen dürfte, unmittelbar aufliegt, wird damit die bereits bei der Besprechung der Mainflugsande geäußerte Vermutung einer stärkeren Flugsandbildung in historischer Zeit vollauf bestätigt.

5. Das Bänderproblem

Äolische und zuweilen auch oberflächennahe fluviatile Sedimente des nördlichen Oberrheintalgrabens zeigen häufig eine charakteristische, rötlichbraune Bänderung, worauf bei der Besprechung der stratigraphischen Einheiten im einzelnen bereits hingewiesen wurde. Im folgenden Beitrag wollen wir uns vor allem mit dem bisher noch umstrittenen Bildungsmechanismus dieser Bänder und der Möglichkeit ihrer stratigraphischen Einstufung befassen.

Unter Bänderung, das sei vorausgeschickt, sollen im folgenden stets durch stoffliche Verlagerungsvorgänge sekundär gebildete Anreicherungszonen und nicht etwa eine durch primäre Sedimentationsunterschiede entstandene Schichtung (z. B. Warven, Liniensalze usw.) verstanden werden. Bänderbildung in Gesteinen ist eine weitverbreitete Erscheinung und kann in den verschiedensten Abwandlungsformen beobachtet werden. Besonders eindrucksvolle Beispiele von Bänderung finden wir in den vielfach zu Schmucksteinen verarbeiteten Achaten. In diesen vorwiegend in Hohlräumen von Rotliegend-Instrusiva vorkommenden kiesigen Abscheidungen tritt uns diese Erscheinung in ihrer wohl vollkommensten Ausbildung entgegen. Schon frühzeitig befaßten sich neben Geologen vor allem auch Chemiker mit der Erforschung der Entstehungsbedingungen dieser auffallenden Gebilde.

Allen voran ist hier wohl R. E. LIESEGANG zu nennen, dessen zahlreiche Arbeiten auf diesem Gebiet zur Klärung des Bänderproblems wesentlich beitrugen. LIESEGANG (1913, 1915 und 1924) kommt auf Grund zahlreicher Modellversuche zu der Überzeugung, daß diese Bänderungen nur durch rhythmische Niederschlagsbildungen infolge chemischer Fällungen entstanden sein können. Als geologisches Beispiel zu diesen Versuchen führt LIESEGANG (1915, S. 12/13) den Münzenberger Sandstein (Oberhessen) an, der durch seine auffallende Eisenoxyd-Bänderung gekennzeichnet ist. Nach LIESEGANG sollen diese Bänder bei Verwitterungsvorgängen dadurch entstanden sein, daß in "Oxydulform" vorliegenden Eisensalzlösungen durch eindringendes sauerstoffreiches Wasser das Eisen rhythmisch ausgefällt wurde.

Diese nicht unwidersprochen gebliebene Diffusionstheorie von LIESEGANG wurde auch späterhin noch vielfach — allerdings mit gewissen Abwandlungen — zur Deutung der verschiedensten Bändererscheinungen herangezogen. So vertritt KUBIËNA (1936, S. 19/20) für die von ihm in Böden beobachtete Bänderung ebenfalls die Auffassung einer auf rhythmischen Ausscheidungen beruhenden Entstehung. Hierbei soll es sich jedoch in deutlichem Unterschied zu den LIESEGANG'schen Vorstellungen nicht um chemische Fällungen, sondern um die rhythmische Wiederholung eines "inneren Ausblühungsvorganges" handeln. Nach KUBIËNA (1936, S. 20) setzt das Ingangkommen der Bänderbildung einen "mit Lösung erfüllten Bodenkörper von gleichmäßig leitendem Gefüge" voraus. Ausgelöst wird dann der "innere Ausblühungsvorgang" durch die Schaffung einer übersättigten Lösung an der obersten Grenzschicht des Bodens infolge einer allmählich nach unten fortschreitenden Austrocknung des Substrates.

Dagegen soll es sich bei den von TÜXEN (1957, S. 9) aus den norddeutschen Sandgebieten beschriebenen bleistiftstarken Bändern vorwiegend um die Anreicherung von Eisenhydroxyden handeln. Diese äußerlich von Tonbändern nur schwer unterscheidbaren Anreicherungszonen sind nach TÜXEN durch die Verlagerung von gelöstem Eisen aus dem Oberboden in tiefere Schichten entstanden. Dabei werden nach seiner Vorstellung die Eisensole zusammen mit den als Schutzkolloide wirksamen, ebenfalls gelösten Humusbestandteilen in den Unterboden verfrachtet. Während demnach bei KUBIENA bodenphysikalische Vorgänge bei der Lösung und Wiederausscheidung der mobilen Substanzen ausschlaggebend waren, sollen hier in erster Linie chemische Prozesse für die Bänderbildung verantwortlich sein.

In ganz ähnlicher Weise wie TÜXEN versucht auch BRUNNACKER (1959, S. 127), die Entstehung von ihm in Flugsanden des Rednitztales beobachteten sog. Rostbändern zu deuten. Nach seiner Auffassung handelt es sich bei diesen Bändern möglicherweise um dünne, im wesentlichen durch chemische Prozesse gebildete Anreicherungszonen.

In einer kürzlich erschienenen Arbeit vertritt KUNDLER (1962, S. 112) die Ansicht, daß die unter den B_v -Horizonten von Braunerden im norddeutschen Tiefland auftretenden dünnen, braunen Bänder durch Toneinschlämmung aus dem überlagernden, verbraunten Horizont (B_v) entstanden seien. Diese als B_t -Horizonte angesprochenen dünnen Lagen werden durch eine deutliche Anreicherung von Ton und freien Oxyden gekennzeichnet. Auch PAAS (1961, S. 172) kommt auf Grund seiner Beobachtungen an Bänderprofilen in äolischen und fluviatilen Sedimenten am Niederrhein zu der Überzeugung, daß das Bändermaterial im wesentlichen aus dem überlagernden B_v -Horizont stammt.

In den Vereinigten Staaten, wo diese auffallende Bänderung ebenfalls in vielen Profilen und vor allem auch in äolischen Sedimenten beobachtet wurde, versuchten neuerdings FOLKS & RIECKEN (1956, S. 575—580), die Entstehung dieser Bänder in Modellversuchen nachzuahmen. Zu diesem Zwecke füllten sie ein Glasrohr mit Bodenmaterial aus der Bänderzone (Länge des Glasrohres 1,25 m) und ließen durch diese Bodensäule eine 0,01 n Oxalatlösung kontinuierlich (1,5 ml/min) hindurchlaufen. Nach etwa acht Tagen zeigte sich in einer Tiefe von 0,75—0,86 m eine deutliche Bänderung. Die mehrere mm starken Bänder waren offensichtlich zu gleicher Zeit entstanden. Eine Analyse dieser Bänder war zwar infolge ihrer geringen Dicke nicht möglich, doch dürfte es sich in diesem Falle im wesentlichen um Eisenanreicherung handeln.

Wie die wenigen im vorstehenden angeführten Beiträge zeigen, gehen die Ansichten über die Bänderentstehung teilweise weit auseinander. Aus diesen gegensätzlichen Auffassungen ergibt sich für uns folgende eingehender zu behandelnde Fragestellung:

- Wird die am Aufbau der Bänder beteiligte Substanz im wesentlichen aus einem bereits vorhandenen Verwitterungshorizont (B_v) infolge intensiver Durchschlämmung nach unten verlagert oder kommt es zur Bänderbildung auf Grund von differenzierten Verlagerungsvorgängen innerhalb des gesamten noch unverwitterten Sediments?
- 2) Erfolgt die Tondurchschlämmung in erster Linie mechanisch oder bewirken daneben auch kolloidchemische Prozesse in stärkerem Maße eine Substanzverlagerung?
- 3) Läßt sich die Bänderbildung als besondere Form der Bodenbildung stratigraphisch einordnen?

Da, wie wir gesehen haben, die genetische Deutung der Bänderbildung oft entscheidend davon abhängt, welche Materialzusammensetzung die Anreicherungshorizonte aufweisen, sei die im Arbeitsgebiet allgemein angetroffene Bänderung zunächst kurz charakterisiert: Die im nördlichen Oberrheintal beobachteten Bänderprofile erreichen in den sandigen Sedimenten nicht selten eine Mächtigkeit von 5–6 m, gelegentlich auch bis 8 m. Bänder sind jedoch stets nur in den äolischen oder fluviatilen Ablagerungen ausgebildet, deren Karbonatgehalt 0,5% nicht wesentlich übersteigt. In lehmigem oder lehmig-schluffigem Material tritt die Bänderung gegenüber geschlossenen Anreicherungshorizonten meist stark zurück.

Wie aus der beigefügten Kornverteilungs-Tabelle zu ersehen ist, zeichnen sich die Bänder vor allem durch eine bemerkenswerte Tonanreicherung aus. Der Tonanteil schwankt zwischen 5–15% und beträgt im Durchschnitt 9% mit Ausnahme der Bänder aus dem südlichen Gebiet, deren Tongehalt von zuweilen nur 2-30/0 relativ niedrig liegt. Diese auffallende Abweichung von den Normalwerten mag auf den stärkeren Unterschieden des Tonanteils im Ausgangsmaterial beruhen. Neben Tonanreicherung erfolgte in den Bändern auch eine deutliche Eisenanreicherung. Im allgemeinen übersteigt der Fe-Gehalt in den Bändern den Anteil der Zwischenbänderlagen um das Zwei- bis Dreifache und liegt damit auch deutlich über den in Braunerden gefundenen Werten. Die Anreicherungshorizonte sind daher entsprechend ihrer Materialzusammensetzung allgemein als Ton-Eisen-Bänder zu bezeichnen.

Proben - Nr.	> 2,0 mm	2,0 - 1,0	10 - 0,5	0,5 - 0,2	0,2 - 0,125	< 0,125	0,1 - 0,0 6 3	0,063-0,02	0,02 - 0,0063	0,0063-0,002	< 0,002
Kiesgrube Mitteldorf Mörfelden Band Flußsand 57/71	-	-	2,4	79,9	q 1	20	0,5	-	0,5	202	8,5
Autobahnanschluß Haßloch Band 58/85	0,1	0,3	5,6	51,2	213		4,5		0,5	1,0	15,5
Autobahnanschluß Haßloch Band 78/97		0,5	10,9	43,8	20.9	e .	7.8	2,4	0,6	ม	12,0
Autobahnanschluß Haßloch Band i 18 ₉ 70/96	0.2	2.1	12,9	38,9	20,7	-	9,5	5,5	3,0	12	5.7
Sandgrube Rüsselsheim Band Flußsand 73/104	-	0,5	23,0	59,5	6,5	4	15	0,6	-	9	60
Sandgrube Hähnlein Band 84/10	-	0,8	33	42.2	40.1	~	9,4	U	1,0	-	2,0
Zwischenbänderlage A. Mönchhol 54/59	-	2.3	239	66,2	7.0	0.3			195		
Zwischenbönderlage S. Rüsselsheim 79/93	-	1.2	19,3	56,3	15,2	-	5.2	0.6	-	0.2	-
Zwischenbänderlage A. Haflloch 28/94	a	43	30,3	52,1	11,2	1,9	-		š	17	

Tab. 8 : Korngrößenverteilung in Tonanreicherungsbändern und Zwischenbänderlagen

Wenden wir uns nun den genetischen Fragen zu: Die Bänderbildung läßt sich am anschaulichsten an solchen Profilen erörtern, in denen eine Bänderfolge von fossilen Verwitterungshorizonten, in unserem Falle Braunerden, überlagert wird. Diese wurden wieder durch jüngste Decksande begraben. Besonders günstige Voraussetzungen in dieser Hinsicht bietet der im stratigraphischen Teil (s. S. 40) eingehend beschriebene Aufschluß am Schützenhaus in Raunheim. In diesem Dünenprofil folgt über den Bänderflugsanden zunächst eine unregelmäßige stärker aufgehellte Zone, die nach oben durch eine dünne Bims-Tufflage abgeschlossen wird. Dieser im oberen Teil zu einem lehmigen Substrat verwitterte Bims-Tuffhorizont geht ohne scharfe Grenze in eine mächtige Braunerde über, die von jungen, wenig verwitterten Flugdecksanden überlagert wird. Eine makroskopisch feststellbare Durchschlämmung ist in diesem Profil nicht zu beobachten, allenfalls könnte die merklich aufgehellte Zone zwischen Bims-Tuff und Bänderkomplex als Eluvialhorizont angesprochen werden.

Zu dem gleichen Ergebnis führte auch die mikromorphologische Untersuchung der einzelnen fossilen Bodenhorizonte. In den Braunerden werden die Kornzwischenräume des meist locker gelagerten, aus verschiedenen Körnungen aufgebauten Skelettanteils von stabil geflockter Feinsubstanz ausgefüllt. Gelegentlich deutet sich in dem gelbbraunen Tuffboden um größere Sandkörner eine schwache Hüllenbildung aus locker gelagerten Tonanteilen an. Anzeichen einer Verarmung an Feinsubstanz waren in der gleichmäßig gelbbraun gefärbten, geflockten Zwischenmasse nicht zu erkennen. Der mikromorphologische Aufbau der Braunerden zeigt in den meisten Fällen dieses völlig intakte Braunerdegefüge. Auch die Analysenwerte chemischer Untersuchungen an gebänderten und bänderfreien Profilen lieferten keinen Hinweis, der auf eine stärkere kolloiddisperse Verlagerung von Fe, Al und Si aus den B_v-Horizonten der Bänderprofile schließen ließe. Die Mengenverhältnisse dieser Stoffe in den verschiedenen Profilen waren nahezu gleich.

Lokalität und	Entrahme-	pH	Karbonate	Org. Subst.	V-Wert	mval/10	g Boden		Kationen	in mval/10	00g Boden	ř i	Lösl. Fe	Lösi. Al	Löst. S
Nr. der Probe	Gel.in cm	(KCI)	۰.	•1.		T-Wert	SK	н	Ca	Mg	ĸ	Na	-	-	_
Dune Hahnlein 10 B	170	7,1	0,1	0,2	100	6,1	6,5	0	6,0	0,1	0, 1	0,3	0,82	0,74	0,44
Band im Br-Heriz Haßloch 15 B		4,9	0,5	-	35,7	8,4	9,8	5,4	3,5	0,4	0,3	0,2	0,93	2,17	1,01
Ton-Eisen-Band Düne & Haßloch 16	150	4,9	0,2	κ.	59,5	8,4	8,5	3,4	4.0	1, 4	0,5	0,2	0,98	0,23	0,45
Zwischenbänder- schicht 19	130	5,1	0,2		•	1,7	. •		•		•	•	0,38	0,26	Q.17
													% Fe 203	% A12 03	·/. SI 0

Tab.9 :Chemische Untersuchungsergebnisse von Bändern und einer Zwischenbänderlage Analytiker: Dr. Fastabend

Noch klarer werden die Verhältnisse, wenn man die in den Bändern angereicherte und die im B.-Horizont maximal zur Verfügung stehende verlagerbare Tonsubstanz miteinander vergleicht. Eine rein qualitative Bilanzierung in mehreren Profilen zeigte, daß die zusammengefaßte Mächtigkeit der erkennbaren Tonanreicherungshorizonte häufig die des By-Horizontes wesentlich überschritt. Der Tongehalt der Bt-Horizonte beträgt im Durchschnitt 9%, in den Sandbraunerden geht dieser (Tonanteil) im allgemeinen jedoch nicht über 30/0 hinaus, wie in bänderfreien Profilen nachgewiesen werden konnte. Daraus erhellt in welchem Mißverhältnis die Menge der angereicherten Tonsubstanz zu der aus dem By-Horizont unter günstigen Bedingungen ausschlämmbaren Tonsubstanz steht. Damit erhebt sich die Frage nach der Möglichkeit einer stärkeren Tonmineralneubildung. Wenn auch eine solche Tonneubildung in geringem Umfang nicht bestritten werden soll, so zeigt doch gerade der geringe Tongehalt in den Bändern des südlichen Flugsandgebietes, dessen Material sich durch einen relativ hohen Biotitanteil (leicht verwitterbar) auszeichnet, daß diese mengenmäßig kein großes Ausmaß erreicht haben dürfte. Nach diesen Befunden scheint es schwer vorstellbar, daß die in den Bändern angereicherte Tonsubstanz nahezu ausschließlich dem By-Horizont entstammt.

Können aber die in den B_t-Horizonten angereicherten Tonanteile rein mengenmäßig nicht mit einer Verlagerung aus den Braunerden und einer Nachlieferung durch nennenswerte Tonmineralneubildung erklärt werden, so bleibt als einzige Möglichkeit, eine Durchschlämmung des C-Horizontes selbst anzunehmen. Aus den Zwischenbänderlagen wäre demnach Feinsubstanz in größerer Menge über meist kurze Entferungen bewegt und in den Bändern angereichert worden. Wie man sich diese Durchschlämmungs- und Anlagerungsprozesse genetisch vorstellen könnte, wurde von KUBIENA (1936, S. 19/21) im einzelnen aufgezeigt. Inwieweit diese Annahmen KUBIENAs tatsächlich zutreffen, mag dahingestellt bleiben, immerhin ergeben sich aus dem mikromorphologischen Aufbau der Bänder einige Hinweise, die einen solchen "inneren Ausblühungsvorgang" zumindest als genetischen Teilprozeß wahrscheinlich machen.

Das Skelettmaterial der Bänder des Maingebietes setzt sich im allgemeinen aus einem unregelmäßigen Korngemisch grob- und feinkörnig-schluffiger Partien zusammen. Die Tonanlagerung in den Kornwinkeln und Zwischenräumen erfolgte meist unregelmäßig. In den deutlich leitfähigen Bereichen (grobk. Partien) zeichnet sich diese Anlagerung besser ab, als in den feinkörnig-schluffigen, dichter gelagerten Partien. Das verlagerte Material zeigt teilweise eine undeutliche Schichtung in Feintonlagen mit hoher Doppelbrechung und Schichten, die reich sind an hochlichtbrechenden gröberen Teilchen. Während die Feintonlagen gelblich gefärbt sind, werden die gröberen Schichten durch eine graubraune Färbung charakterisiert. Die größeren Partikelchen erscheinen im polarisierten Licht meist rötlich; vermutlich handelt es sich bei diesen Teilchen um Eisen-Minerale, die im Hellfeldbild nicht weiter auflösbar sind. Gelegentlich zeigt der gutgeschichtete Tonanteil eine deutliche blättchenförmige Absonderung.

Auf Grund dieses Gefügeaufbaus könnte das Initialstadium eines solchen Tonanlagerungsvorganges vielleicht in folgender Weise gedeutet werden:

- 1. Phase: Durchfeuchtung des Substrates bis in verschiedene Tiefen (Sickerwasserfront). Die in der Bodenlösung dispergierte Tonsubstanz wird teilweise in tiefere Bereiche durchschlämmt und an Unstetigkeitsstellen abgesetzt.
- Phase: Verdunstung des Wassers in Oberflächennähe, dadurch allmähliche Übersättigung der Bodenlösung. Beginnende Anlagerung hauchdünner Lösungsfilme an Kornoberflächen. Zwischen den Kornwinkeln Meniskenbildung.
- Phase: Wasser im obersten Bereich fast vollständig verdunstet, in Kornwinkeln vereinzelt schwache Brückenbildung. Nachsaugen von Lösung aus unterlagernden Schichten, weitere Anlagerungen.
- 4. Phase: Kapillarsaum nach unten reißt ab. Wiederholung der Vorgänge 2-4 in einer tieferen Schicht.

In diesem System kommt, das sei klar herausgestellt, den ausschließlich nach unten gerichteten Durchschlämmungs- und Anlagerungsvorgängen (1. Phase) als genetischem Teilprozeß zweifellos die weitaus größere Bedeutung zu. Das zeigt sich einmal an der starken Aufhellung der Zone über dem Bänderkomplex, zum anderen an dem unsymmetrischen morphologischen Aufbau der Bänder, deren Obergrenze meist geschnitten scharf erscheint, während die untere Begrenzung unregelmäßig, zuweilen fahnenartig ausgezogen ist.

Den Beweis aber, daß sich auch bei ständiger Berieselung (einphasiges System) ohne Verdunstungsphasen Bänder bilden können, erbrachte der von uns in Anlehnung an FOLKS & RIECKEN durchgeführte Modellversuch. Bei gleicher Versuchsanordnung zeigten sich nach sechs Tagen etwa 79—93 cm unter der Oberfläche (Gesamtbodensäule 1,28 m) deutlich mehrere dünne, parallellaufende Bänder. Einschränkend muß allerdings hinzugefügt werden, daß die für die genetische Deutung wesentliche Zusammensetzung der Bänder bislang nicht endgültig geklärt werden konnte. Der Versuch zeigte außerdem sehr anschaulich, daß die Bänder — wie vermutet — mehr oder weniger gleichzeitig entstehen können.

Damit kommen wir zur zweiten Frage: Erfolgt die Tondurchschlämmung in erster Linie mechanisch oder kommen dafür auch kolloidchemische Prozesse in Frage?

Es kann mit ziemlicher Sicherheit angenommen werden, daß beide Ursachen bei der Bänderbildung wirksam werden. Dies zeigt sich vor allem in der Abhängigkeit der Tonverlagerung vom Karbonatgehalt und damit vom pH-Wert. Wie eingangs erwähnt, findet nur im weitgehend karbonatfreien oder höchstens noch sehr schwach kalkhaltigen Substrat (0,5%) eine Verlagerung statt. B. MEYER (zit. n. MÜCKENHAUSEN 1962, S. 83) führt dies darauf zurück, "daß mit dem Verlust an Ca-Ionen das elektrokinetische Potential des Sorptionskomplexes steigt und damit die Tonsubstanz mehr und mehr beweglich wird, um dann aber im stark sauren Bereich durch das Verhalten des Eisens wieder stabil zu werden". Damit würde sich auch die im stratigraphischen Teil beschriebene Erscheinung der bänderfreien Zonen leichter deuten lassen; eine Nachprüfung dieser Bereiche ergab nämlich in jedem Falle einen pH-Wert, der deutlich über dem des gebänderten Materials lag (s. dazu auch PAAS 1961, S. 171). Inwieweit diese Verlagerungsprozesse durch mögliche Chelatbildungen beeinflußt werden, bleibt noch zu untersuchen.

Bleibt nun noch die Frage des Alters der Bänderbildung zu klären. Im Profil Raunheim wird der Bänderkomplex durch den Bims-Tuff und die fossilen Braunerden überlagert. Beide Bildungen stehen nachweislich in keinem unmittelbaren genetischen Zusam-

.

49

menhang. Vergleichbare Lagerungsverhältnisse wurden auch — mit zwei Ausnahmen, in denen die fossile Braunerde deutlich gebändert war — in fast allen übrigen Profilen angetroffen. Wir möchten daher annehmen, daß die Hauptbänderbildung in den Dünen vor Ablagerung des Bims-Tuffs, also vor dem Alleröd-Interstadial erfolgt ist. Diese Annahme könnte durch die Ergebnisse der Röntgenanalyse der im Boden enthaltenen Eisenverbindungen gestützt werden. Während sich nämlich in den im Postglazial entstandenen Braunerden vorwiegend Goethit fand, konnte in den Bändern bevorzugt Hämatit nachgewiesen werden. Wenn auch die Bestimmung der Eisenformen wegen zu geringer Substanzmengen nicht mit letzter Sicherheit zu belegen ist, so dürften diese Ergebnisse doch mit einiger Wahrscheinlichkeit die Annahme einer Verschiedenaltrigkeit von Bänder- und Braunerdebildung bestätigen. Die Zusammensetzung der Tonfraktion mit Illit und Kaolinit als Hauptgemengteilen läßt keine Schlüsse auf besondere Bildungsbedingungen zu.

Die Vermutung, daß die Hauptbänderbildung im wesentlichen bereits vor dem Alleröd erfolgte, wird auch, wie bereits erwähnt, durch die Beobachtungen BRUNNACKERS (1959, S. 120), der die "Rostbänder" unter einem allerödzeitlichen Podsol beobachtete, bestätigt. Ob die starke Bänderung allerdings an bestimmte klimatische Voraussetzungen, wie hohe Niederschläge und relative niedrige Jahresdurchschnittstemperaturen, gebunden ist, muß zunächst noch offen bleiben. Mit dieser stratigraphischen Einstufung der Hauptbänderbildung in den, vor dem Alleröd-Interstadial liegenden, spätglazialen Zeitabschnitt soll jedoch keineswegs bestritten werden, daß auch späterhin Ton-Eisenbänder gebildet wurden und diese möglicherweise auch unter dem heutigen Klima noch entstehen können (s. jüngste Decksande). Man wird daher bei einer Datierung solcher Bänderfolgen die jeweiligen lokalen Lagerungsverhältnisse sehr genau zu beachten haben. Aus diesem Grunde sollen aus der im Oberrheintal beobachteten und rekonstruierbaren Bodenentwicklung zunächst keine verallgemeinernden Schlüsse in stratigraphischer Hinsicht gezogen werden.

Fassen wir die Einzelergebnisse kurz zusammen, so läßt sich die Bänderung der Dünensande im nördlichen Oberrheintal genetisch und stratigraphisch vielleicht in folgender Weise deuten: Die in den Bändern angereicherte Ton-Eisensubstanz entstammt zu großen Teilen dem Sediment selbst und nicht, wie vielfach angenommen, in erster Linie den rezenten und fossilen B_v -Horizonten. Es wird daher vorgeschlagen, die Zwischenbänderschichten als Al-Horizonte, die Anreicherungsbänder in Anlehnung an KUNDLER (1962, S. 112) als B_t -Horizonte zu bezeichnen. An Stellen, wo wegen zu geringer Mächtigkeit der Einzellagen diese zu einer größeren Einheit zusammengefaßt werden müssen, sollte der Gesamtverband als "Horizontkomplex" benannt und mit dem Symbol (Al B_t)^{x2}) belegt werden (s. a. FOLKS & RIEKEN 1956). Die Tondurchschlämmung beruht vermutlich auf verschiedenen Ursachen; neben rein mechanischen beteiligten sich wahrscheinlich auch kolloidchemische Prozesse an den Verlagerungs- und Anreicherungsvorgängen. Bänder können in Sanden und Kiesen bei gegebenen Bedingungen zu verschiedenen Zeiten entstehen, die Hauptbänderbildung in den Dünen des nördlichen Oberrheintales dürfte jedoch bereits im Spätglazial vor dem Alleröd-Interstadial erfolgt sein.

Literaturverzeichnis

BAAS, J.: Eine frühdiluviale Flora im Mainzer Becken. Z. Botanik 25, 289-371, Jena 1932.
 BREDDIN, H.: Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. Jb. preuß. geol. L.-A. 46 (1925), 635-662, Berlin 1926.

BRELIE, G. v. D.: Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein. Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 4, 371-388, Krefeld 1959.

4 Eiszeitalter und Gegenwart

x = Symbol f
ür vielfache Wiederholung.

BRUNNACKER, K.: Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. Geol. Bavar. 34, 95 S., München 1957 (1957a). - - Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. Geol. Jb. 76 (1958), 129-150, Hannover 1959. - - Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. Geol. Bavar. 43, 74-150, München 1959.

DEWERS, F.: Probleme der Flugsandbildung in Nordwestdeutschland. Abh. Naturw. Ver. Bremen 29, 324-360, Bremen 1934/35.

DIEHL, O.: Einige Betrachtungen über die quartären Ablagerungen an der Bergstraße und im Ried. Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A. Darmstadt (1931/32 V), 20-24, Darmstadt 1933.

DÜCKER, A., & MAARLEVELD, G.-L.: Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und den Niederlanden. Geol. Jb. 73, 215-234, Hannover 1958.

FIRBAS, F.: Waldgeschichte Mitteleuropas 2, 256 S., Jena 1952.

FOLKS, H. C., & RIECKEN, F. F.: Physical and chemical properties of some Jowa soil profils with clay-iron bands. Proc. Soil Sci. Soc. America 20, 575-580, 1956.

GANSSEN, R., & HARTH, H.: Beiträge zur Kenntnis der Böden d. Oberrheingrabens und der angrenzenden Gebiete, II. Mittlg. Versuch einer Kennzeichnung wichtiger Böden im trockensten Teil des östlichen Oberrheintalgrabens. Z. Pflanzenern., Düngg., Bodenkde. 76, 213-233, Weinheim 1957. KUBIËNA, W. L.: Beiträge zur Kenntnis des Gefüges kohärenter Bodenmassen. Bodenkunde u. Pflan-

zenern. 2 (47), 1-23, 1936/37.

KUNDLER, P.: Zur Systematik der Übergangsbildungen zwischen Braunerden und Podsolen. Thaer Archiv 6, 111-117, Eberswalde 1962.

LIESEGANG, R. E.: Geologische Diffusionen. 180 S., Dresden u. Leipzig 1913. - - Die Achate. 118 S., Dresden u. Leipzig 1915.

MAAS, H.: Das Alter der westfälischen Dünen auf Grund ihrer Bodenbildung. Diss. Münster 1950.

MÜLLER, E.-H.: Über die Herkunft des Lösses im Rheinland und südlichen Westfalen. Geol. Jb. 69, 401-406, Hannover 1955.

POSER, H.: Aolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. Naturwissenschaften 35, 269-276, 307-312, Berlin etc. 1948.

Röschmann, G.: Die Grundmoränenböden des Emstales zwischen Rheine und Papenburg und ihre Beziehungen zur Geschichte des Emslaufes. Geol. Jb., Bd. 77, 741-820, Hannover 1960.

ROHDENBURG, H., MEYER, B., WILLERDING, U. & JANKUHN, H.: Quartärmorphologische, bodenkundliche, paläobotanische und archäologische Untersuchungen an einer Löß-Schwarz-erde-Insel mit einer wahrscheinlich spätneolithischen Siedlung im Bereich der Göttinger Leineaue. Göttinger Jb. 36-56, 1962.

SCHMITT, O.: Die Darmstädter Flugsande und Dünensande. Aufschluß, Sonderh. 2, 82-86, Darmstadt 1955.

SCHÖNHALS, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. 2, 1-288, Wiesbaden 1954. - - Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. Eiszeitalter u. Gegenwart 8, 5-17, Ohringen 1957 - (1957a). - - Spät- und nacheiszeitliche Entwicklungsstadien von Böden aus äolischen Sedimenten Westdeutschlands. Verh. 7th Intern. Congres Soil Sci. Madison, V 40, 283-290, Wisc. 1960.

SCHOTTLER, W.: Erl. geol. Karte d. Großherzogtums Hessen, 1:25 000, Bl. Viernheim (Käfertal), Darmstadt 1906. - - Die quartären Sandablagerungen der Umgebung von Darmstadt und ihre Bodenprofile. Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A. Darmst. 1925 (V.), 8, 174-196, Darmstadt 1926.

SCHRÖDER, D. & SCHWERTMANN, U.: Zur Entstehung von Eisenkonkretionen im Boden. Natur-wissenschaften 42, 255-256, 1955.

SINDOWSKI, K. H.: Mineralogische, petrographische und geochemische Untersuchungsmethoden, S. 161-186. In BENTZ: Lehrbuch der angewandten Geologie 1, Stuttgart 1961.

SONNE, V. & STÖHR, W.: Bimsvorkommen im Flugsandgebiet zwischen Mainz und Ingelheim. Jber. Mittlg. oberrh. geol. Ver. N. F. 41, 103-116, Stuttgart 1959.

TÜXEN, R.: Schrift des Bodens. Angewandte Pflanzensoziologie 24, Stolzenau 1957. WAGNER, W.: Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. (IV), 1, 177-192, Wiesbaden 1950. - Der geologische Aufbau an der Fundstelle der Hügel-Bronzegräber 1200 m südöstlich Wixhausen bei Darmstadt. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. (V), 3, 171-175, Wiesbaden 1952.

ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. 37, 46 S., Wiesbaden 1962.

Manuskr. eingeg. 20. 4. 1966.

Anschrift des Verf.: Diplom-Geol. Dr. E. Becker, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, 65 Mainz, Flachsmarkstraße 9.

Band 18

Vogesen- und Schwarzwald-Kare

Von ADOLF ZIENERT, Heidelberg

(Teil 2a unter Mitarbeit von FRITZ FEZER, Heidelberg)

Mit 5 Abbildungen im Text

Inhalt

Einleitu	ng						•									•						51
1) Alte	ersgru	ippie	rung	; un	d L	atie	rung	s vo	ollar	isgeb	ildet	er I	Kare			•	•			۰.		52
2) Mor	änen	in ur	nd u	nter	hall	o vo	n vo	llau	isgel	oilde	ten F	Care	en de	s Bu	intsa	inds	tein-	Sch	varz	wal	des:	
121	a)	Die	Ge	länd	lear	beit	und	ihr	e E	rgeb	nisse						•					64
	b)	Au	swer	tun	g de	r Er	rgebi	nisse	е.								•					72
	c)	Aus	sblid	k au	uf d	ie ü	brig	en l	Mitt	elgel	oirge											74
Schrifttu	ım																					75

Z u s a m m e n f a s s u n g. Wertet man die mittlere Höhenlage der Karböden und die Exposition der voll ausgebildeten Kare graphisch aus, so ergibt sich eine klare Gliederung der Kare von Vogesen und Schwarzwald in eine Reihe untereinander vergleichbarer Gruppen. Diese vier Kargruppen a-d lassen sich den bekannten Würm-Gletscherständen des Südschwarzwaldes (Würm-Maximum, Titisee, Zipfelhof und Feldsee) parallelisieren. Als Ergebnis kann man nicht nur datieren, wann die Kare selbst letztmals voll vergletschert waren, sondern man kann auch die übrigen, mit diesen Karen in Zusammenhang stehenden Gletscherstände einordnen. Für den Nördlichen Schwarzwald konnte so bereits die Vereisungsgeschichte der Kare und Täler ab dem Würm-Maximum geklärt werden. Für die übrigen Teilgebiete reicht das vorhandene Material noch nicht aus, es läßt sich aber bereits ablesen, wo etwa nach bisher noch nicht bekannten Moränen gesucht werden sollte.

S u m m a r y. In the Vosges and the Black Forest there are many glacial cirques. Using statistical methods regarding the altitude of their floors and the exposition of the whole forms, four groups can be destinguished. Because of the parallelism between these groups and the well-known four "Würm"-stadials of the glaciers in the southern part of the Black Forest, they can be related to each other. On the second hand there is the opportunity to relate indirectly (of course only, if proved in the terrain) all other moraines connected with the fully developed glacial cirques. In this conduct the "Würm"-glacial history of the glacial cirques and the valleys in the northern part of the Black Forest could be clarified. Otherwise it is possible to guess relatively correct, where up to now unknown moraines beneath fully developed glacial cirques in the southern part of the Black Forest and especially the Vosges should be located.

Einleitung

Vogesen und Schwarzwald sind außerordentlich reich an Karen und ähnlichen Formen.

Für den Buntsandstein-Schwarzwald liegt in der Arbeit von FEZER 1957 eine zusammenfassende Darstellung vor. Von den übrigen Gebieten sind nur Teile näher untersucht; als wichtigste Arbeiten wären zu nennen: JESSEN 1918/20 für die Sandstein-Vogesen, EGGERS 1964 und FREY 1965 für die Kristallin-Vogesen, BURI 1938, ERB 1948, GIERMANN 1964, LIEHL 1934, METZ & REIN 1958, PAUL 1963, REICHELT 1960 und Schrepfer 1931 für den Kristallin-Schwarzwald.

Die Karformen der Vogesen waren bis jetzt am wenigsten vollständig bekannt, um so vollständiger dafür diejenigen des Buntsandstein-Schwarzwaldes; der Kristallin-Schwarzwald war teilweise gut, teilweise überhaupt nicht durchgearbeitet. Um vergleichbare Unterlagen zu haben, mußte deshalb zunächst einmal die Verbreitung der Kare nach einheitlichen Gesichtspunkten festgestellt werden.

Untersucht wurden dabei nur die voll ausgebildeten Kare, entsprechend etwa den Deutlichkeitsgruppen 6-10 nach FEZER 1957. Versuchsweise waren auch die Kare der Deutlichkeitsgruppen 4 und 5 einbezogen worden, dann war aber keine klare Gliederung

4 .

Adolf Zienert



Abb. 1. (= Karte 1): Übersichtskarte zur Lage des Untersuchungsgebietes und der Detailkarten 1a-1c (= Abb. 2 + 3).

möglich. Innerhalb der vollausgebildeten Kare konnten dagegen nach der mittleren Höhe der Karböden und der Exposition der Gesamtform unterscheidbare Gruppen festgestellt und diese untereinander und mit den bekannten Würm-Gletscherständen aus dem Südschwarzwald parallelisiert werden (s. Teil 1).

Damit ist es aber nicht nur möglich, die jeweils letzte, voll glaziale Ausformung der Kare selbst mit geringer Fehlerquote zu datieren, sondern es kann entsprechend auch die Entstehungszeit der Würm-Moränen unterhalb und innerhalb voll ausgebildeter Kare recht einfach festgestellt werden (s. Teil 2).

1) Altersgruppierung und Datierung vollausgebildeter Kare

Insgesamt wurden, einschließlich 15 etwas unsicherer Formen, 179 Kare aus beiden Gebirgen berücksichtigt (vgl. Abb. 1–3), und zwar

- 8 aus dem Buntsandstein- und Rotliegend-Gebiet der Vogesen nordwestlich der Breusch,
- 58 aus den Kristallin-Vogesen,
- 91 aus dem Buntsandstein-Schwarzwald1) und
- 22 aus dem Kristallin-Schwarzwald südlich der Kinzig.

¹) Vergl. FEZER 1957; die hier geringere Zahl der Kare aus den Deutlichkeitsgruppen 6–10 ergab sich durch die, der Vogesenkare wegen notwendig gewordene, etwas schärfere Auslegung der Definitionen dieser Gruppen.

Als echte Kare wurden nur Hohlformen anerkannt, welche Rückwand, Boden und Riegel (oder Moränen) aufweisen. Karartige Talanfänge ohne deutlichen unteren Abschluß, karartige Talstufen und Karansätze, auch wenn bei diesen gelegentlich Moränen nachgewiesen waren, wurden nicht berücksichtigt. Die 15 etwas unsicheren Formen wurden als 6- (= 6 untere Grenze) eingestuft. Natürliche Seespiegel und Mooroberflächen wurden als mittlere Karbodenhöhen gerechnet, da sie ja den Auslaufhöhen und damit etwa der Oberkante der Abschlußmoränen entsprechen.

Als Kartengrundlagen dienten die neuen französischen und die deutschen Karten 1:25 000, von letzteren wurden vor allem die orohydrographischen Ausgaben benutzt.

In den folgenden T a b ell e n erscheint nach dem Namen und der Nummer des entsprechenden Kartenblattes 1:25000 zunächst die laufende Nummer ("Nr.") des Kares; auf Tabelle III, für den Buntsandstein-Schwarzwald, sind die Nummern nach Fezer 1957, Tabelle 1, aufgeführt, A und B ergänzt. Es folgen die Abstände in cm vom linken ("x") und vom unteren ("y") Rand des entsprechenden Kartenblattes, der "Name" des Kares, die Rückhöhe ("Rh") in m MH, die mittlere Meereshöhe des Karbodens ("H"), die maximale Höhe der Karrückwand ("h"), die Exposition der Gesamtform ("Exp.") und die Deutlichkeitsgruppe ("D") nach Fezer, wenig verändert und ergänzt:

- 10 Kare mit rezenten, natürlichen Seen (künstlich aufgestaute zählen nicht; Kare mit solchen Stauseen wurden in diejenige Gruppe eingeordnet, der ihr Zustand vor dem Aufstau entsprochen haben dürfte), Riegel völlig erhalten, wenn auch etwas eingekerbt.
- 9 Kare mit Seen in historischer Zeit (im deutschen Sprachgebiet z. B. "See", "Weiher", "Wasser"), Riegel gut erhalten, Moore vorhanden.
- 8 Kare mit älteren ehemaligen Seen, Moore meist entwässert, Karböden völlig eben, Riegel recht gut erhalten, aber die Kerbe darin meist über 8-10 m tief.
- 7 Deutliche, aber wohl nicht von Seen erfüllt gewesene Kare mit unvollständigen Riegeln.
- 6 Weniger deutliche Kare, Riegel schwach bis fast fehlend, Böden flach und gestreckt, oder kreisrund aber geneigt.

Schließlich wird noch die Höhengruppe ("Gr.") angeführt, zu welcher das Kar gehört (vgl. dazu die Abb. 4-5 mit den Diagrammen I-IV).

Nr.	x	у	Name	Rh	Н	h	Exp.	D	Gr.
Saver	ne 5—	6:							
1	21	6	Grafenweiher	822	605	80	ONO	8	a
Molsh	eim 1-	-2:							
2	17	32	b. Eichkopf	913	735	130	OSO	9	a
Cirey	-sur-Ve	zouze	7—8:						
3	17	25	Lac de la Maix	812	675	80	N	10	a
4	30	23	b. Blanche Roches	918	780	80	SO	8	a
5	33	20	b. le Rond Pertuis (Rundloch)	849	700	130	NNO	9	a
6	34	19	22	849	615	40+140	0	8	a
7	32	15	Marais de la Maxe	860	635	180	NO	9	a
8	16	4	le Trou du Cuveau	892	710	140	SO	7	a

Tabelle I

Buntsandstein- und Rotliegend-Gebiet der Vogesen nordwestlich der Breusch Adolf Zienert



Abb. 2. Verbreitung der Kare in den Vogesen.



Abb. 3. Verbreitung der Kare im Schwarzwald.

Adolf Zienert

	Tab	e11	e	II	
Kri	stall	in-	V	ogese	e n

Nr.	x	у	Name	Rh	Н	h	Exp.	D	Gr.
Mols	heim 5-	-6:							
1	39	39	b. Hahnenberg	650	540	50	0	6—	a
Géra	rdmer 3	3-4:							
2	39	21	Gr. Brézouard-N	1219	945	150	NNO	7	с
3	25	15	b. la Closerie	1093	845	190	SO	6	b
4	33	3	Etg. du Devin (Hexenweiher)	1220	915	250	NO	9	с
Géra	rdmer 5	5-6:							
5	17	31	b. Navemont	964	765	120	NO	6-	b
6	31	25	le Plainfaing	1024	730	230	0	8	b
7	30	21	b. l'Etang	1086	855	200	OSO	6-	Ď
8	44	29	Squainfaing	1101	850	200	N	9	ĥ
9	53	33	le Lac Sec	1085	840	200	NO	9	ĥ
10	52	23	h Chaume de Sérichamp	1142	870	240	NO	6	ĥ
11	53	23	of chaume at serialamp	1135	895	180	N	7	ĥ
Chra	edmor .	7 0.	25	1155	075	100	1	'	U
Gera	22	-0:	т	1201	1050	210	NO	10	1
12	22	29	Lac Blanc	1301	1050	210	NO	10	d
15	25	28	b. Keisberg	12/2	1005	200	NO	8	d
14	24	23	Lac Noire	1305	950	320	0	10	d
15	18	19	Etg. de Truites (Forlenweiher)	1303	1055	200	50	9	d
16	1/	14	Stillenbach	1301	965	220	SSO	7	C
1/	14	13	Lac Vert (Darensee)	1239	1050	160	SSO	10	d
18	/	/	Milsheimle	1275	1105	140	SO	8	e?
Remi	iremont	3-4:	98.000 0.000 000						
19	43	15	Plainfaing-S	1026	815	140	NO	6—	b
Muns	ster 1-	2:							
20	3	19	Pré la Thia	1035	955	50	NW	8	b
21	20	32	h Pt Ht Vannes	1141	965	30	WNW	8	Ď
22	32	38	Lac de Lispach	1126	905	70	S	9	ĥ
23	27	22	Etang de la Cuve	1145	1015	70	NW	10-	h
24	3	16	la Basse de Faing	1052	860	150	SO	6-	b
25	9	19	la Louvière	1002	855	60	SO	6	b
25	33	24	Courtes Couttes	1156	875	250	050	7	c
20	11	24	b Dr. Artimont	1229	1095	200	0.00	8	~2
20	47	24	Lee de Blanchemer	1304	085	180	WNW	10	h
28	42	14	Etana da Machar	1170	905	100	NIW	10	h
29	38	16	Etang de Machey	11/0	965	100	NW	9	b
30	24	9	Etang de Sechemer	1108	805	160	NINO	10	b
51	20	24	Lac de Corbeaux	1204	885	170	NINO	10	D L
32	48	34	Faignes Forie	1304	960	1/0	IN W	8	D
35	50	18	Seestadtle	1350	835	90	50	6	D
34	4/	19	Altenweiner	1304	920	2/0	50	10-	c
Mun	ster 3—	-4:							12
35	1	33	(Schwarzer Weiher)	1362	1030	250	ONO	9	d
36	2	32	b. Frankenthal	1362	1020	280	NO	6—	· d
37	4	33	Rothried	1362	835	320	NO	8	Ь
38	9	30	Gaschney(-ried)	1288	935	240	NNO	8	С
39	3	27	Schießrothried	1362	920	320	SSO	9	Ь
40	2	24	Fischbödle	1350	795	200	0	10-	·b
Rem	iremont	5-6:							
41	44	24	Ancien Etg. de Fond Romey	815	575	170	NO	9	a
Rem	iremont	7-8:	0						
42	18	35	Heutitry	872	670	140	ONO	6-	· a
43	14	3	Rang au Seu	750	600	100	NO	7	a
Mun	ster 5-	6.	0						
AA	7	20	h Framitaga d Fr Joseph	1109	840	220	ONO	0	c
45	10	19	b Fondronfaing	1085	765	230	NNW	0	2
45	7	10	L'arconaire	1003	035	160	SO	0	h
40	22	11	Etano du Deumont	1200	1010	120	NINIW	6	D
4/	23	11	Etang du Drumont	1200	1010	120	ININW	9	C

Nr.	x	у	Name	Rh	Н	h	Exp.	D	Gr.
Munst	er 7—	8:							
48	9	32	b. Oberlauchenpaß	1314	1050	150	NNO	7	d
49	24	14	Lac du Ballon (Belchensee)	1424	985	250	N	10	c
Giron	agny	3-4:							
50	42	15	b. Ballon de Servance	1216	998	180	SO	8	c/d?
51	43	12	33	1216	915	?	SSO	9	Ь
Than	1 1-2								
52	4	20	b. Rocher du Gouffre	1247	795	50	NNO	8	Ь
53	5	18		1247	860	40	N	7	ь
54	21	19	Gr. Neuweiher	1138	820	?	SO	9	b
55	26	25	Lac de Perches (Sternsee)	1253	985	240	SO	10	c/d?
56	22	33	b. Chaume des Neufs Bois	1100	1035	60	ONO	8	d
Giron	nany 7	-8:							
57	40	36	Etang de Belles Filles	1127	923	180	SO	10-	- c
Than	1 5-6		and sector .	4					
58	28	34	Lachtelweiher	1074	735	130	ONO	10	Ь

Vogesen- und Schwarzwald-Kare

Tabelle III

Buntsandstein - Schwarzwald

/216	Gernsb	ach:							
7	32	21	Seeberg	940	820	80	OSO	7	b
8A	34	23	Seemiß-S	910	785	100	ONO	9	b
8B	34	25	Seemiß-N	890	785	80	SO	7	a
9	37	30	Hirschgrasloch	890	745	110	NO	6	Ь
15	42	21	Wändle	870	730	100	OSO	6	a
18	41	12	Altloch	900	795	80	NO	6—	· b
7217	Wildba	id:							
24	4	6	Tiefengrund	835	705	100	NO	6	a
25	10	6	Sulzmiß	770	645	100	ONO	7	a
7315	Bühler	tal:							
29	27	31	Mittelfeldkopf	935	815	80	NNO	8	b
34	41	38	Blindsee I	945	815	100	NO	9	b
40	38	30	Herrenwieser See	1000	835	140	ONO	10	b
49	32	18	ehem.See(Seeberg,BlindseeIII)	1050	910	100	OSO	8	b
50	39	17	Nägeliskopf	975	860	80	SO	6	b
54	14	18	b. Badhütte (Pfrimmacker)	1035	915	80	0	6-	b/c?
58	21	14	Bettelmannskopf-O	1010	900	80	NO	6	с
60	12	7	Großes Muhr	1135	1055	50	NO	7	d
64	11	4	Kleiner Biberkessel	1140	1050	70	OSO	9	с
65	12	3	Großer Biberkessel	1165	995	150	ONO	8	с
66	13	1	Pommersloch	1150	1015	100	OSO	6	с
71	37	0	Diebau	990	780	170	OSO	6	a
72	38	2	Blindsee II	990	880	90	OSO	9	Ь
73	44	6	Schurmsee	970	800	150	0	10-	- b
74	48	8	Hirschlach	950	820	100	0	6	b
7316	Forbac	h:							
78	33	33	Hirschbrunnen	920	750	110	0	8	a
81	28	28	Hermannsmiß	910	790	80	ONO	8	b
82	30	26	Ahornsgrund	910	715	110	NO	8	a
85	36	22	Kleines Bärloch	820	690	100	ONO	7	a
86	36	20	Großes Bärloch	850	730	80	0	8	a
87	36	18	Maienstube	840	720	100	0	6	a
88	29	11	Erzbrunnen	865	735	80	OSO	6	a
7415	Seebac	h:							
92	10	43	Mummelsee	1165	1028	100	SO	10	с
94	19	37	Geißloch (Gaisloch)	1082	985	70	NO	6	с
95	22	36	Fischergrube	10'50	920	60	NO	6	c
97	41	34	Vord. Leinkopf (Klein-Lk.)	935	800	100	OSO	7	a
101A	22	32	Seemiß	1030	930	80	OSO	9	b+

57

Adolf Zienert

7415 101B 102 103 105 108	Seebac 22 24 27 23	h: 31 30							_
101B 102 103 105 108	22 24 27 23	31 30							
102 103 105 108	24 27 23	30	Wildsee	1055	915	120	ONO	10	c
103 105 108	27 23		Pfälzergrub	1000	845	40	NO	6-	h
105 108	23	28	Pfälzerkopf-O	1010	915	80	NO	6	
108		25	Saumiß	1000	895	70	NO	8	c
	49	24	Gfällter Kopf	850	740	80	NO	6	h
110	15	28	Ruhsteinloch	1050	845	30	NNO	0	h
114	16	21	Schweinskonf-SO(Hijbsch Pl)	1010	915	80	ONO	6	0
116	29	18	Delle (Dölle Telle)	960	810	100	NO	7	ĥ
125	20	5	Mosesbrunnen	930	735	140	NO	8	Ь
126	23	2	Seemisse	915	760	120	ONO	8	h
127	23	õ	ehem Buhlbachsee	950	785	100	NNO	9	b
128	26	1	Bärenteich	955	755	130	NNW	8	2
129	36	13	Weiher	890	650	100	N	7	a
131	37	9	Ilgenhacher Grub	880	735	90	OSO.	7	a
132	31	4	Hirschlache, Leiternstüble	940	825	90	OSO	8	h
133	33	2	Bletschermiß	930	765	90	NNW	6	2
135	44	8	Schramberger Grub	835	665	110	OSO	7	2
136	40	5	Hintere Grub	830	735	80	SO	7	a
137	37	3	Rotengießen-N	885	755	100	SSO	7	a
138	37	1	Rotengießen-S	920	680	140	ONO		a
7416	Baiersh	ronn	Rotengielsen-5	120	000	140	ONO	0	d
139	7	36	Hahnberger Loch	935	745	130	NO	7	h
140	4	33	Huzenbacher See	940	755	150	NO	10	b b
142	8	30	Schwarzmiß	905	700	80+60	ONO	10-	D
143	7	29	Obere Röterhardtgrube	905	810	60	NO	6	h
144	8	29	Untere (Kammerloch)	885	765	80	NNO	4	h
145	15	30	Seeloch	865	710	130	ONO	7	D
146	13	18	Häll	850	675	110	NO	6	a
147	4	21	Steinmisse	880	635	40+100	ONO	4	a
148	4	19	Klappermisse	880	645	100	NO	7	a
150	25	3	Saumicea	825	645	80	NO	7	a
151	31	37	Kessel	820	655	100	ONO	0	a
7515	Onnon		Rest	020	055	100	0110	0	d
158	37	37	Weiher	045	765	30-1-70	NO	0	1
159	41	37	aham Ellbachsee	905	703	130	NNO	9	D L
161	45	40	Dellesrain	923	705	150	NIO	2	D
162	32	26	Toufolorios	950	765	130	NO	7	D L
166	33	17	Sumpf	015	200	150	080	4	D
168	27	17	Lattstädtar Höha N	915	770	160	NINIO	7	a L
170	37	16	Apphächle	905	730	130	NINO		D
171	40	16	Wasserabana	905	750	100	ONO	o—	L
174	28	11	Glaswaldsee	960	935	110	ONO	10	b
175	30	11	Seehalde	940	805	110	NO	10-	h
7516	Freude	nstadt	Secharde	740	005	110	NO	8	D
181	1	37	Sankenbachkessel	910	600	140	000	0	
182	3	35	Weihermiß	860	755	70	NNW	0	a
183	11	39	Wörnersmiß	805	675	120	ONO	2	a
184	10	37	Majenplatz	805	6/5	120	ONO	0	a
186	9	34	Urschenlach	975	710	100	NNO	0	a
187	10	32	Tägarsloch	075	670	100	NINO	0	a
192	20	29	Franzosangriible	800	670	100	ONO	7	a
193	21	27	Bärenschloß	810	675	50	ONO		a
194	17	22	Langenwaldsoc	010	700	50	NO	6	a
105	15	24	Schnakenlach	035	700	60	NO	0	a
204	7	24	alter Weiber	040	/10	120	NO	6	a
7614	Alminel	acht	atter weiner	040	000	120	0	9	a
212	10	21	Nonnensia	750	110	100	NO	-	2807
213	18	31	P. 11. 1	/50	615	100	NO	/	a
214	19	33	Lahmithanald	750	630	80	NG	6	a
210	20	42	Lohmühle	740	600	100	NU	6-	a
21/	25	44	Lonmunie	/50	600	100	UNU	6	a

58

Vogesen- und Schwarzwald-Kare

Tabelle IV Kristallin-Schwarzwald

Nr.	x	У	Name	Rh	Н	h	Exp.	D	Gr.
7815	Triberg	:							0
1	17	13	Stadtweiher Triberg	953	745	50	NO	9	b
2	14	15	Kaiserlishof-S	975	790	80	ONO	7	b
7914	St. Pete	er:							
3	26	23	ehem. See	1020	835	140	NNO	9	b
4	31	13	Gutacher Wald (b. Hütte)	1051	825	180	SO	8	b
7915	Furtwa	ngen:							
5	42	6	Roßdobel	1010	840	100	NO	6—	b
8013	Freibur	9:							
6	15	3	Sailenmatte	1194	1005	20 + 160	NW	6	с
8014	Höllste	io.						2511	1000
7	21	1 1	Büsten-SW	1115	1000	90	NO	6	C
8	26	1	Windeck-S	1200	970	80	NO	6—	c
8112	Staufen								
9	36	1	Langmoos-S	1143	915	150	NO	9	с
8113	Todtna	u:							
10	2	27	Küstelwald	1121	930	50 + 80	NO	6	c
11	11	27	Glashofweiher	1187	970	170	NNW	8	c
12	35	36	Mooshof (Katzensteig)	1264	1025	140	NNO	7	с
13	39	34	Wittenbach-SW	1320	1115	140	NNO	6	d
14	39	36	Wittenbach-N		980	80-250	NNO	6	с
15	²)		Angelsbach-S	1320	1080	200	NO	8	d
16	46	11	Zimmerwinkel	1217	1045	80	N	6	с
8114	Feldber	g:							
17	10	32	Feldsee	1460	1109	280	0	10	d
18	20	27	Wanne	1308	1095	120	NNO	7	d
19	15	14	Scheibenlechtenmoos	1349	1097	240	SO	9	с
8212	Wies:								
20	39	42	Nonnenmattweiher	1224	913	220	ONO	9	С
21	41	37	Seilemoos		895	260	ONO	6—	с
8214	St. Blas	sien:							
22	31	16	Klosterweiher	1056	945	60	SO	9	b

Wertet man die Lage und Verteilung der Kare der Tabellen I bis IV allein nach Höhe und Exposition aus (mittlere Höhe der Karböden und Exposition der Gesamtform), so ergeben sich die Diagramme I-IV (= Abb. 4-5). Man kann dort einige auffällige Ähnlichkeiten feststellen, vor allem zwischen den Diagrammen I, II und III. Das Diagramm IV dagegen fällt etwas aus dem Rahmen, was nicht nur an der relativ geringen Zahl der vollausgebildeten Kare im Kristallin-Schwarzwald liegt, sondern auch an ihrer weiten Streuung sowohl der Höhe als auch der Exposition nach, während z. B. die wenigen Kare auf Diagramm I eine klare Zuordnung zu einer einzigen Gruppe erkennen lassen. Auf Diagramm II kann man zwanglos drei Gruppen (a, b, d), sehr wahrscheinlich noch eine vierte (c) und vielleicht auch noch eine fünfte (e) unterscheiden, auf Diagramm III zumindest zwei (a, c), sehr wahrscheinlich aber insgesamt vier (a-d). Die hier nur als "wahrscheinlich" bezeichneten Gruppenuntergrenzen wurden in den Diagrammen II-IV gestrichelt, die sicheren als durchgehende Linien eingezeichnet.

Die Gruppenuntergrenzen zeigen dabei einen für alle vier Teilgebiete typischen Verlauf. Die tiefsten Stellen liegen, nur wenig durch die etwas unterschiedlichen orographischen Gegebenheiten in den beiden Gebirgen verschieden, zwischen NO und O. Nach beiden

²⁾ Auf dem Meßtischblatt nicht erkennbar; vergl. ERB 1948, S. 65 und die Karte 1 : 10000 auf S. 66.



Abb. 4. Diagramme I—II, Höhenlage (in m MH) und Exposition voll ausgebildeter Kare in den Vogesen. Signaturen für die Deutlichkeitsstufen siehe Abb. 5!

Seiten zu steigen sie stark an. Zur Berechnung des Durchschnittswertes für die Höhenlage der jeweiligen Gruppenuntergrenze kann man am einfachsten die von FEZER 1957 vorgeschlagene Methode anwenden. Man geht dabei vom tiefsten Punkt dieser Untergrenze jeweils 90° nach links und rechts, liest die Werte dort ab und nimmt, falls sie nicht ganz übereinstimmen, den Mittelwert aus beiden.





In den Sandstein-Vogesen nordwestlich der Breusch (Diagramm I) gibt es nur eine Kargruppe (a). Die mittlere Höhe ihrer Untergrenze liegt bei etwa 710-720 m.

In den Kristallin-Vogesen (Diagramm II) gehören der untersten der fünf Gruppen nur fünf Kare an, die Berechnung des Mittelwertes für die Untergrenze der Gruppe a stößt also auf einige Schwierigkeiten. Legt man aber einen ähnlichen Verlauf der Gruppenuntergrenze zugrunde wie bei den höhergelegenen Kargruppen, so kommt man auf etwa 680-700 m. Bei den Kargruppen b-d ergeben sich Werte von 870-880 m, etwa 980 m, und etwa 1100 m. Für die etwas fragliche oberste Gruppe (e) kann man sie nur abschätzen, sie dürfte vielleicht bei etwa 1200 m liegen.

Im Buntsandstein-Schwarzwald (Diagramm III) ergeben sich einige Schwierigkeiten bei der Berechnung der mittleren Höhenlage der Gruppenuntergrenzen wegen der geringeren Variationsbreite in den Expositionen. Unter Zugrundelegung eines den Verhältnissen in den Vogesen einigermaßen ähnlichen Verlaufes dieser Grenzen nach außen zu ergeben sich für die vier Kargruppen a-d von unten nach oben: 700-720 m, etwa 860 m, etwas über 1000 m, und, allerdings wird diese Gruppe nur durch ein einziges, voll ausgebildetes Kar (Nr. 60) repräsentiert, 1100-1150 m.

Wegen der geringen Zahl der Kare im Kristallin-Schwarzwald (Diagramm IV) ist schon die Gruppierung dieser Kare schwer durchzuführen, noch schwerer lassen sich Gruppenuntergrenzen ziehen. Versucht man es einmal unter Zugrundelegung eines ähnlichen Verlaufes dieser Grenzen wie in den anderen Gebieten und unter Zuhilfenahme regionaler Gesichtspunkte, so ergeben sich die in Diagramm IV eingezeichneten Grenzen. Fünf der sechs Kare der untersten Gruppe (hier b; wie sich aus dem Vergleich ergibt, fehlt die Gruppe a in diesem Gebiet) liegen zwischen Kandel und Triberg bzw. südöstlich Furtwangen, also im "Mittleren Schwarzwald", das sechste im Hotzenwald. Für diese Gruppe kommt man auf eine mittlere Höhe der Untergrenze von etwa 850 m. Weiter läßt sich als oberste die Feldsee-Gruppe ausscheiden (d; sie umfaßt die Kare Nr. 13, 15, 17 und 18; Kar Nr. 19 soll nach ERB 1948, S. 66, im "Feldsee-Stadium" nicht mehr voll vergletschert gewesen sein, das würde hier gut passen). Für sie ergibt sich eine mittlere Höhe der Untergrenze von etwa 1150 m. Die Gruppe c schließlich, also der Rest der Kare aus dem Südschwarzwald, dürfte eine mittlere Höhe der Untergrenze von etwa 1000 m aufzuweisen haben. So kann man, wenn auch mit Vorbehalt, doch auch hier zu einer einigermaßen befriedigenden Gliederung kommen.

Im Vergleich ergibt sich, unter Weglassung der nur einmal und selbst da etwas unsicher vorhandenen Gruppe e, das folgende Bild:

Gruppe	I	II	III	IV
d		c. 1100	1100-1150	c. 1150
c		c. 980	c. 1000	c. 1000
b		870- 880	c. 860	c. 850
a	710-720	680- 700	700- 720	

Auffällig ist dabei das Fehlen der Gruppe a in IV, während sich das Fehlen der Gruppen b-d in I wohl vor allem aus der relativ geringen Höhe dieses Gebietes zusammen mit den dort herrschenden Gesteinsverhältnissen erklärt. Die geringe Zahl der Kare der Gruppe a in II mag sich teilweise durch die große Ausdehnung der Vogesen-Gletscher im Würm-Maximum erklären lassen. Ob sich das gänzliche Fehlen der Gruppe a in IV ähnlich erklären ließe? Oder sollten nur die entsprechenden Vorformen gefehlt haben? In großen Teilen der Vogesen fehlen aber entsprechende Kare auch dort, wo (zumindest bisher) k e in e großen Gletscher nachgewiesen werden konnten. Vermutlich spielte doch die Kar-Ungunst der Kristallin-Gebiete die größte Rolle, also der Mangel an entsprechenden Vorformen.

Versucht man eine zeitliche Einordnung der hier unterschiedenen Kargruppen, wenigstens in Form einer relativen Chronologie, so stehen als Vergleichsmöglichkeit nur die besonders durch ERB 1948 und REICHELT 1961 bekannt gewordenen Würm-Gletscherstände des Südschwarzwaldes, vor allem seiner Ostabdachung, zur Verfügung: Würm-Maximum, Titisee-, Zipfelhof-, und Feldsee-Stadium. Aus den übrigen drei Gebirgsteilen (I-III) fehlen bisher entsprechende Untersuchungen (auf sonst undatierte

62

Würm-Moränen aus dem Nördlichen Schwarzwald, vgl. Fezer, GÜNTER & REICHELT 1961, wird im Teil 2 noch einzugehen sein).

Alle jüngeren Bearbeiter lehnen doch wohl mit Recht ab, daß sich die heutigen Formen der vollausgebildeten Kare bereits in der Riß-Eiszeit oder früher entwickelt hätten. Die tiefstgelegene Kargruppe a dürfte also dem Würm-Maximum entsprechen. Die Gruppe d dagegen entspricht dem Feldsee-Stadium, ihr gehört der Feldsee ja selber an. Man gewinnt dadurch einen oberen und einen unteren Fixpunkt.

Übrig bleiben zwei dazwischenliegende Kargruppen (b und c) und zwei dazwischenliegende Gletscherstände (Titisee- und Zipfelhof-Stadium). Was liegt also näher, als die Kargruppe b dem Titisee-Stadium und die Gruppe c dem Zipfelhof-Stadium gleichzusetzen? (Selbstverständlich dürften die vollausgebildeten Kare nicht allein in derjenigen Zeit entstanden sein, auf welche die Gruppierung hindeutet; in dieser Zeit wurden sie aber letztmals voll glazial ausgeformt.)

Sollten diese Parallelisierungen stimmen, und sehr vieles spricht dafür, so müßten doch wohl die Differenzwerte zwischen den mittleren Höhen der verschiedenen Kargruppenuntergrenzen den Differenzwerten zwischen den mittleren minimalen Höhen der verschiedenen Gletscherstände entsprechen (vgl. Tabelle V). In Tabelle V werden die durchschnittlichen Höhendifferenzen zwischen den verschiedenen Kargruppenuntergrenzen bzw. den Gletscherständen als Δ bezeichnet. Da die Änderungen der Schneegrenzhöhe nur etwa die Hälfte dieses Wertes ausmachen, wird gleich nur $\Delta/2$ aufgeführt.

Tabelle V

Vergleich der mittleren Höhen der Kargruppenuntergrenzen mit den mittleren Höhen der Gletscherenden vom Ibach bis zum Feldsee im Südschwarzwald (in Klammer jeweils darunter der tiefstgelegene Karboden bzw. das tiefste Gletscherende).

G	ruppe I $\frac{\Delta}{2}$	II $\frac{\Delta}{2}$	III $\frac{\Delta}{2}$	IV $\frac{\Delta}{2}$	Gletscher-Sta	dium $\frac{\Delta}{2}$
d	-	c. 1100 (950)	1100—1150 (1055)	c. 1150 (1080)	Feldsee	1100
	2	60	50-75	75		60
c	- ,	c. 980 (860)	c, 1000 (895)	c. 1000 (895)	Zipfelhof	980 (900)
b	_ ,	870—880 (730) 90—95	c. 860 (735) 70—80	c. 850 (745)	Titisee	870 (820) 85
a	710—720 (605)	680—700 (540)	700—720 (600)	-	Würm-Max. ³)	700 (530)

Nach Tabelle V dürften die hier entwickelten Gesichtspunkte im allgemeinen ausreichen, lokale Formen und Formengruppen in den Vogesen und im Schwarzwald zu datieren oder zumindest untereinander zu parallelisieren. Ob man auch in anderen Gebieten damit weiterkommen kann, wird erst noch zu untersuchen sein.

Das in Teil 1 dieser Untersuchung entwickelte Gruppierungs- und Datierungs-Schema soll selbstverständlich nicht Selbstzweck sein, sondern nur ein wichtiges Hilfsmittel. Es soll z. B. das Auffinden bisher nicht beachteter Moränen unterhalb von voll ausgebil-

³) Der Durchschnitt bei Berücksichtigung aller bisher bekanntgewordenen Gletscherenden des Südschwarzwaldes beträgt 670 m, das tiefste Ende liegt bei 470 m.

deten Karen erleichtern, die Datierung von Moränen eventueller Rückzugsstadien innerhalb der Kare soll dadurch ermöglicht werden, und die Geländearbeit soll möglichst auf aussichtsreiche Gebiete konzentriert werden können (außerhalb davon müßten dann eigentlich Stichproben an verdächtigen Stellen genügen). Die letzte Entscheidung über die Einordnung der Kare und Moränen muß allerdings immer den Geländebefunden vorbehalten bleiben!

Als erste Probe für die Verwendbarkeit der Ergebnisse aus Teil 1 soll nun in Teil 2 dieser Untersuchung geprüft werden, ob man im Nördlichen Schwarzwald im oben angeführten Sinn weiterkommen kann. Eine Reihe von Würm-Moränen weit unterhalb von Karen aus dem Gebiet von der Hornisgrinde bis zum Murgtal wurde schon früher kartiert und veröffentlicht (FEZER, GÜNTER & REICHELT 1961), bisher aber nicht datiert.

Freundlicherweise erklärte sich, nach einer vorläufigen Skizze von mir für das Folgende, Herr Dr. FEZER bereit, am Teil 2a mitzuarbeiten. Er stellte dazu nicht nur all sein z. T. bisher unveröffentlichtes Material von früher zur Verfügung, sondern beteiligte sich (trotz vieler anderweitiger Verpflichtungen für ihn) auch an der Geländearbeit und der Formulierung ihrer Ergebnisse; außerdem war er so freundlich, auf der Göttinger Deuqua-Tagung 1966 kurz über die wichtigsten Ergebnisse zu berichten. Dafür möchte ich ihm auch hier sehr herzlich danken.

2) Moränen in und unterhalb von vollausgebildeten Karen des Buntsandstein-Schwarzwaldes

a) Die Geländearbeit und ihre Ergebnisse.

Vor allem unterhalb der zu den Gruppen b-d gehörenden Kare des Nördlichen Schwarzwaldes, z. T. aber auch innerhalb dieser Kare, und bei einer Reihe von aus verschiedenen Gründen verdächtigten Karen aus der Gruppe a haben wir nach weiteren Moränen gesucht. Die Ergebnisse sind in Tabelle VI zusammengestellt und in der zugehörigen Ergänzungsliste detailliert und erläutert. Die Höhenzahlen in der Tabelle bezeichnen die Lage der jeweiligen Endmoränen, auch bei den Karen (also nicht wie in Tabelle III die mittlere Höhe der Karböden). Bei aus mehreren Wällen bestehenden Stadialmoränen wurde (Ausnahmen Herrenwieser See und Teufelsries) nur die tiefstgelegene davon in der Tabelle aufgeführt. Außerdem enthält die Tabelle als Höhenziffern in -...-Karböden nicht mehr voll ausgebildeter Teilkare (meist sind in diesen die Karböden wesentlich deutlicher als die Endmoränen, oder die Höhe beider ist gleich) oder Moränen mitten auf den großen Karböden, dazu die entsprechenden $\Delta/2$ -Werte. ? hinter einer Ziffer bedeutet etwas fraglich (Fehlergrenze im allgemeinen unter ± 10 m), ?? sehr fraglich.

Die Geländearbeit wurde dadurch erleichtert, daß die Höhenabstände zwischen den 1961 von FEZER, GÜNTER & REICHELT veröffentlichten Moränen einigermaßen mit den in Tabelle V gewonnenen übereinstimmten und deshalb in ähnlichen Abständen unter den übrigen, höher gelegenen Karen ebenfalls Moränen zu erwarten waren. Einige dieser Moränen ließen sich auf Grund dieser Überlegungen bereits auf den topographischen Karten erkennen und die Lage der anderen wenigstens abschätzen. Anschließend wurden alle im Gelände aufgesucht und kartiert, soweit sie nicht schon früher von FEZER genügend genau kartiert, z. T. aber noch nicht veröffentlicht worden waren. In den Talstrecken zwischen den Moränen der Tabelle VI waren nirgends Endmoränenwälle aufzufinden, gelegentlich aber Eisrandterrassen, Seiten- und Mittelmoränen (zu Nebengletschern); diese sind in der Ergänzungsliste zur Tabelle VI aufgeführt.

64

Tabelle VI

Höhenlage der Moränen in und unterhalb von vollausgebildeten Karen des Buntsandstein-Schwarzwaldes (für viele Details siehe die Ergänzungsliste):

Nr.	Name	d	Δ/2	C	Δ/2	b	Δ/2	a
7	Seeberg					805	(40)	730?
8A	Seemiß-S					780	(45)	690?
8B	Seemiß-N					-785-	-20-	740
9	Hirschgrasloch					740	(60)	620?
18	Altloch					790	(60)	670
24	Tiefengrund					-715-	-50-	615
29	Mittelfeldkopf			-830-	-15-	800	(35)	730
34	Blindsee I			-810-	-40-	730	(50)	630?
40	Herrenwieser See			-850-	-30- -10-	790 830	(35) (50)	725?
49	ehem. See (Seeberg)					900	(70)	760?
50	Nägeliskopf					850		?
54 58	Pfrimmacker Bettelmannskopf-O			900 885	(50) (40)	800? 810?	(45) (50)	710
60	Großes Muhr	-1040-	-3'5-	970??	(75)	815	(70)	680
64 65	Kl. Biberkessel Gr. Biberkessel	2 x -1060-	-50-	960? 970??	(85) (90)	790	(40)	710?
66	Pommersloch	-1060-	-30-	1000	(60)	880	(70)	740?
72	Blindsee II					870	(60)	750?
73	Schurmsee					795	(50)	695
74	Hirschlach					810	(60)	690
78	Hirschbrunnen					-735-	-35-	670?
81/82	Hermannsmiß/Ahornsgrund			-800-	-10-	780	(45)	690
86	Großes Bärloch					-725-	-20-	680
92	Mummelsee			1030		2		?
94	Geißloch			975	(70)	830?	(50)	730
95	Fischergrube -NW -Mitte			915 900	(60) (55)	790	(30)	730
101A	Seemiß			910	(50)	810		640
101B	Wildsee			890	(50)	785	(70)	33
102	Pfälzergrub			-910-	-35-	840		33
105	Saumiß			895	(70)	750?		23
108	Gfällter Kopf					730	(40)	650
110	Ruhsteinloch (Vogelskopf)			-860?-	-30-	825 825	(50)	725
114	Schweinskopf-SO (Hübscher Pl	atz)		900	(60)	780	(50)	675
116	Delle -N				(00)	820 805	(60)	700
125	Mosesbrunnen			-745-		740	(20)	700?
126	Seemisse			-765-		750	(40)	670
127	Buhlbachsee					785	(55)	39
131	Ilgenbacher Grub					-770-	-20-	730
132	Hirschlache					810	(35)	740
138	Rotengießen-S					-670-	-10-	650
139	Hahnberger Loch					730	(45)	640
140	Huzenbacher See					740	(40)	660
142 143/4	Schwarzmiß Röterhardtgruben (Kammerloch)				-790-	-50-	690 690

5 Eiszeitalter und Gegenwart

Adolf Zienert

Nr.	Name	d	Δ/2	c	Δ/2	b	Δ/2	a
148	Klappermisse					-640-	-20-	600
158 159 160	Weiher Ellbachsee (Wüstes Teich)			-790-	-15-	760 750 -780-	(50) (30) -60-	660 690 660
161	Dellesrain					770		?
162	Teufelsries				-760-740-			715
166	Sumpf					-810-	-10-	790
168	Lettstädter-Höhe-N					750	(30)	690
170	Apsbächle					-740-	-20-	695
171	Wasserebene			-760-	-10-	740	(20)	700??
174 175	Glaswaldsee Seehalde					815 800	(40) (35)	735 "
181	Sankenbachkessel							670
182	Weihermiß					755	(40) (50)	680 650

Ergänzungsliste zur Tabelle VI, mit kurzen Einzelbeschreibungen

Moränen der einzelnen Stadien exakt kartiert oder sonst zusammenfassend beschrieben von (angeführt zu Beginn jeder Einzelbeschreibung):

F FEZER 1957.

Fu FEZER, unveröffentlichte Kartierungsergebnisse vor und deshalb unabhängig von der vorliegenden Arbeit.

Fz FEZER im Laufe dieser Untersuchung.

FGR FEZER, GÜNTER & REICHELT 1961.

gK geol. Karten 1 : 25 000 (Blatt 7315 Bühlertal nach amtlicher Lichtpause).

nach den durchschnittlichen Höhendifferenzen zwischen den Kargruppen (vgl. Tabelle V) ungefähre Lage abgeschätzt, verdächtige Stellen soweit möglich nach den topogr. Karten herausgesucht und dann alles, gegebenenfalls korrigierend, im Gelände aufgesucht und kartiert, oder zumindest bisherige Kartierungen kontrolliert und ergänzt durch ZIENERT 1966.

ZF dasselbe, aber Geländearbeit zusammen mit FEZER.

7 Seeberg. $\mathbf{b} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Fu} + \mathbf{Z}, \mathbf{a} = \mathbf{Z}$. Die **b**-Moränen sind überall deutlich, aber auf größerer Felsplattform entwickelt. Die eisrandterrassenartige linke Seitenmoräne von \mathbf{a} stürzt über den Ostrand der Plattform ab. Direkt unterhalb davon liegt im engen Talgrund die wenig deutliche \mathbf{a} -Endmoräne. Die rechte Seitenmoräne (vgl. gK-"Schürze") ist weiter talauf wenig links vom Bach angedeutet, es besteht aber keine Verbindung von ihr zur Endmoräne hin (Gegenhang zu steil, Tal zu eng).

8 A Seemiß-S. $\mathbf{b} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Z}, \mathbf{a} = \mathbf{Z}$. Die **b**-Moränen sind sehr deutlich; die Endmoräne (noch auf der auch hier auftretenden Felsplattform) ist etwas geschlängelt, besonders östlich der Forststraße. Von **a** sind nur beiderseits des bald wieder versickernden Karbaches zwei Wälle den Hang hinunter erkennbar, die unten allmählich auslaufen. Der südliche Wall ist länger als der nördliche und schwingt bei 690-680 m nach N aus. Zwischen den beiden Wällen liegt eine deutliche Rinne in Moränenmaterial, nördlich davon nur Blockstreu.

8 B S e e m i β - N. **b** = F + Z, **a** = Z. **b** (auf der gK zu tief verzeichnet) ist als deutlicher, mehr breiter als langer Boden mit steiler Außenseite aus Moränenmaterial erkennbar mitten auf dem N-Teil der mit 8A gemeinsamen Felsplattform. Unterhalb der Haarnadelkurve der Forststraße liegt dann ein deutlicher, kleiner **a**-Boden. Die südliche Seitenmoräne ist recht gut entwikkelt, oben geht sie in die sehr deutliche Mittelmoräne zu 8A über (für das oberste Stück vgl. gK).

9 H i r s c h g r a s l o c h . $\mathbf{b} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Z}$, $\mathbf{a} = \mathbf{Z}$. Alles sehr steil, trotzdem ist viel, aber meist wohl verrutschtes Moränenmaterial bis unterhalb von 600 m zu finden. Die **b**-Moränen sind mehr als Gefällsknick erkennbar. Die **a**-Endmoräne ist rechts, bei 615–620 m, angedeutet.

18 Altloch. $\mathbf{b} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Fu}, \mathbf{a} = \mathbf{Fu}$. Der große, etwas geneigte Karboden aus \mathbf{a} ist nach unten zu nicht deutlich begrenzt, dafür liegt mitten auf ihm eine deutliche Endmoräne aus \mathbf{b} .

24 Tiefengrund. $\mathbf{b} = Z$, $\mathbf{a} = gK + Z$. \mathbf{b} liegt ganz im SW des großen Karbodens, die linke Hälfte der Moräne ist deutlich, ab der Mitte (Weg) keine Fortsetzung mehr zu erkennen. Unter dem großen, etwas längs gewellten Karboden aus \mathbf{a} folgen zunächst (zwischen den "Mo-

66

ränen" der gK) noch zwei kleinere Böden. Nochmals darunter ist der Endboden aus a entwickelt, z. T. kuppig, in der Mitte mit geringer Gegensteigung. Die Außenseite der a-Endmoräne ist sehr steil; davor liegt noch weit hinunter eine Schüttung von Moränenmaterial.

29 Mittelfeldkopf. $\mathbf{c} = Z$, $\mathbf{b} = \mathbf{gK} + Z$, $\mathbf{a} = Z$. \mathbf{c} liegt in NO-Exposition mit sehr deutlicher, außen sehr steiler Endmoräne. Der Boden ist klein und geneigt (Unterkante etwa 15 m über dem völlig ebenen b-Boden). Die b-Endmoräne ist durch eine Gegensteigung am N-Ende des Karbodens deutlich. Darunter folgt ein schmaler a-Zipfel, etwas abgedrängt durch ein linkes Nebenkar aus a (dessen Moräne etwa bei 750 m).

34 Blindsee I. $\mathbf{c} = Z$, $\mathbf{b} = gK$ -"Schürze" + Z, $\mathbf{a} = Z$. Auf dem W-Teil des großen Karbodens liegt ein kleinerer aus c, etwa zweimal breiter als lang. Seine Moräne ist rechts und in der Mitte deutlich, im N liegt nur Material. Wenig außerhalb davon ist noch ein zweiter, flacherer Wall parallel zum ersten erkennbar (gK). b reicht über die Kante des großen Karbodens hinaus bis auf etwa 730 m und endet dort mit deutlicher Endmoräne. Wenig darunter ist noch eine zweite angedeutet. a ist vor allem an einer kleinen Verebnung (mit ganz junger Pflanzung) erkennbar, darunter folgt der steile Außenabfall der Endmoräne.

40 Herrenwieser See. $\mathbf{c} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{F}$, S. 20, $\mathbf{b} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Z}$, $\mathbf{a} = \mathbf{Z}$. Die schmale Wanne 15 m über dem Seespiegel und direkt unter der steilen Karwand dürfte nach FEZER aus e stammen; die entsprechende Verebnung geht aber auch, sogar noch über die große Ostmoräne hinaus, weiter, ist also wohl weitgehend gesteinsbedingt (Z). Für den großen Seeboden vermutete FEZER bereits 1957 "Titisee-Stadium", das ist b! Die zugehörige Abschlußmoräne ist deutlich, im O aber einmal unterbrochen. Ein schmaler Gletscherzipfel reichte zeitweilig ganz im N, den Bach entlang, bis auf etwa 790 m hinunter. Von a sind im NO die rechte Seitenmoräne und ein kurzes, endmoränenartiges Wallstück zwischen dieser und dem schmalen b-Zipfel im N, noch auf der schwach nach N geneigten Felsplattform, sehr deutlich zu erkennen (der S-Teil der rechten Seitenmoräne, südlich der Unterbrechung, ist für b und a gemeinsam). Dann stürzt aber alles, die rechte Seitenmoräne und eine (?) Mittelmoräne unterhalb des endmoränenartigen Wallstückes, über die NO-Kante der Verebnung ab. Rippen bleiben dadurch auf dem Steilhang bis ins Tal erkennbar, Endmoränenwall im Tal ist aber keiner zu finden. Dort herrscht starke fluviatile Überarbeitung, besonders auch unterhalb des schmalen b-Zipfels den Bach entlang. Vermutlich wurde durch die in a sehr große Breite der über die Kante abstürzenden Gletscherzunge (mit Sérac-Zone?) die Ausbildung einer Endmoräne mit verhindert. Auch scheint in a eine immer stärkere Reduzierung der zunächst nach N bis NO gerichtet gewesenen Gletscherbewegung auf den schmalen N-Zipfel zu erfolgt zu sein.

49 e h e m. Se e. $\mathbf{b} = gK$, $\mathbf{a} = Z$. Direkt in der Verlängerung des linken Karrandes scheint eine stark verflachte a-Seitenmoräne bis in den Talgrund zu reichen, der eigentliche Abschluß dürfte aber erst weiter im N, in der Verlängerung der linken a-Seitenmoräne aus Nische 48 liegen. Dort gibt es einen das Tal weitgehend sperrenden Wall, welcher den Bach stark nach rechts abdrängt, dahinter eine deutliche Rinne, gefolgt von Schwemmfächern mit vielen alten Bachrinnen.

5 *

50 N ägeliskopf. $\mathbf{b} = \mathbf{g}\mathbf{K}$, \mathbf{a} nicht zu erkennen (Fu). 54 Pfrimmacker. $\mathbf{c} = \mathbf{g}\mathbf{K}$, $\mathbf{b} = \mathbf{Z}$, $\mathbf{a} = \mathbf{g}\mathbf{K}$?) + FGR, genau kartiert Z. \mathbf{c} wäre laut Teil 1 dieser Arbeit = \mathbf{b} — oberste Grenze, als etwas unsichere Karform (6—) aber auch nicht mit voller Sicherheit einzuordnen. b ist nur als wenig deutliches Wallstück links vom Bach erkennbar, darüber liegt eine vermoorte, zungenbeckenartige Talbodenweitung. a (zuständig für die Nischen 53-58, b für 54-57) ist sehr deutlich entwickelt. Die äußere linke Seitenmoräne bis Endmoräne erstreckt sich als völlig einheitlicher, über 300 m langer und doppelt vorgewölbter Wall schräg zum Tal; ihre weithin etwa 5 m hohe Außenseite ist, z. T. wohl wegen Unterspülung durch den durch sie abgedrängten Bach aus dem Studentenloch, sehr steil. Der innere Wall ist unterbrochen, zwei längere Teilstücke schauen aus dem Schwemmfächer des Wolfstritt-Baches heraus. Dieser Bach quert die äußere Seitenmoräne nahe ihrer Ansatzstelle an den nördlichen Talhang. Unterhalb der a-Moränen gibt es deutliche Sanderbildungen im Staubereich oberhalb der a-Moränen aus dem Hundsbachtal (= Kar 60). In die obere, wohl früher auf die Höhe der sperrenden Gletscherzunge eingestellt gewesene Terrassenfläche ist ein etwa halb so langer, jüngerer Trichter (Trompetentälchen) eingesenkt. (Z).

58 Bettelmannskopf-O. $\mathbf{c} = gK$, $\mathbf{b} = Z$, \mathbf{a} siehe 54. Im für die \mathbf{b} -Moränen in Frage kommenden Gebiet liegt viel Moränenmaterial, Wall ist aber keiner zu erkennen (alles zu steil).

60 Großes Muhr. $\mathbf{d} + \mathbf{c} = gK + F + Z$, $\mathbf{b} = Z$, $\mathbf{a} = gK(?) + FGR$ -Probe 23 + Fu. d ist im SW des großen Karbodens gerade noch voll ausgebildet, der Karboden vermoort und wesentlich breiter als lang. Die 5-8 m hohe Außenseite der Abschlußmoräne ist sehr steil. c wird von weniger deutlichen, breiten Wällen noch auf dem großen Karboden gesäumt, die dann plötzlich über die Felskante in eine steile Schlucht abstürzen. Dort konnte sich kein Wall halten, der Höhenwert ist deshalb nur interpoliert. Am Zusammenfluß der Bäche von Unterstmatt und aus dem Großen Muhr liegt viel Moränenmaterial, aber nur rechts vom Bach ist ein kurzer, deutlicher b-Wall erkennbar. Die a-Moränen liegen bereits im Haupttal (Rückstau-Sander davor vgl. 54), auf dessen linker Seite ein kleines Wallstück erkennbar ist.

64 Kleiner Biberkessel. $\mathbf{d} + \mathbf{c} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Z}$, $\mathbf{b} = FGR$ -Probe 21 + \mathbf{Z} , $\mathbf{a} = \mathbf{Z}$. **d** besteht aus zwei kleinen, durch deutliche Wälle abgetrennten Karböden im SW und W des großen **c**-Bodens. Der nördlichere davon birgt das einzige, noch einigermaßen intakte, kleine Moor, das aber leider auch seit Jahren entwässert wird. Von den **c**-Moränen sind das Ansatzstück an die sehr deutliche Mittelmoräne zum rechts anschließenden Großen Biberkessel und große Teile der linken Seitenmoräne erkennbar, in der Steilstrecke unterhalb des Kares findet man aber keinen Endmoränenwall, der Höhenwert für Tab. VI ließ sich deshalb nur abschätzen. Bei 830 m MH ist rechts vom rechten Bach des gewölbten, blockreichen Talbodens eine Mittelmoräne zu einem Seitengletscher erkennbar. Die **b**-Moränen sind rechts vom Bach deutlich (drei dicht hintereinander liegende Teilwälle, hinter dem vordersten davon bricht ein kleiner Seitenbach von rechts durch). Von **a** ist nur ein isolierter Buckel erhalten im Zwickel zwischen dem Talbach und einem rechten

65 Großer Biberkessel. **c** in der steilen Schlucht unterhalb des nach vorn sehr verengten und in dieser Enge fast waagrecht ausstreichenden Karbodens kaum zu lokalisieren, Höhenwert deshalb nur interpoliert (Z), **b** + **a** siehe 64.

Höhenwert deshalb nur interpoliert (Z), $\mathbf{b} + \mathbf{a}$ siehe 64. 66 P om m er s l o c h. $\mathbf{d} = Z$, $\mathbf{c} = \mathbf{g}\mathbf{K} + Z$, $\mathbf{b} = FGR$ -Proben 16+17 + Z, $\mathbf{a} = Z$. Ganz oben, wenig unterhalb des Sattels zum Großen Biberkessel, ist ein kleiner, den Hang entlang gestreckter **d**-Boden erkennbar. **c** ist sehr deutlich, die schräg zum Tal verlaufende Abschlußmoräne vor allem im O gut erhalten; Boden und Moräne werden im S zerschnitten. Besonders deutlich ist **b** entwickelt. Zwischen den beiden Endmoränen liegt ein Boden, in ihm geht zur Zeit ein schmaler Entwässerungsgraben bis in den Geschiebelehm der Füllung. Die Außenseite der äußeren Moräne ist sehr steil und etwa 15 m hoch, sie liegt fast quer zum Tal. Unterhalb vom Beilharzbrunnen ist dann noch ein Stück linke **a**-Seitenmoräne erkennbar, eine deutliche Endmoräne aber nicht erhalten. Trotzdem kann der Gletscher nicht viel tiefer gereicht haben, da die **a**-Moränen aus dem Kar 94 wenig weiter talab völlig unbeeinflußt im Talgrunt liegen.

72 Blindsee II. $\mathbf{b} = \mathbf{gK}$, \mathbf{a} etwas fraglich (Z), am Steilhang viel Moränenmaterial, aber kein Wall erkennbar.

73 Schurmsee. $\mathbf{b} = \mathrm{gK} + \mathbf{Z}, \mathbf{a} = \mathbf{Z}. \mathbf{a}$ recht deutlich, \mathbf{b} sehr deutlicher Wall oberhalb breiten Moränengeländes (Felsplattform?). Schwierig zu erklären ist die einmalige Form des Kares mit seinem in der Längsrichtung 8-förmigen Grundriß. Sollte die westliche, heute bewaldete Hälfte in \mathbf{c} noch zumindest verfirnt gewesen sein? Wall ist zwischen den beiden Karteilen keiner zu erkennen, auch wenn die gK beiderseits der Einengung Moräne verzeichnet, ein Gefällsknick ist aber vorhanden.

74 Hirschlach. $\mathbf{b} = \mathbf{gK} + \mathbf{Z}, \mathbf{a} = \mathbf{Z}. \mathbf{b}$ ist z. T. sehr deutlich. Die **a**-Endmoräne liegt am Zickzackweg, unterhalb des deutlichen Gefällsknickes folgt noch viel Schüttungsmaterial.

78 Hirschbrunn bei bereinen obere Grenze. Die Größe der Felsplattform, auf welcher der Boden entwickelt ist, scheint aber zu starker, lokaler Begünstigung geführt zu haben. Nach den Geländebefunden war der große Boden auch in **b** noch weithin vergletschert. Die zugehörigen Moränen sind sehr deutlich entwickelt und umschließen z. B. wenig unterhalb der Forststraße innerhalb des Endmoränenbogens auch noch einen kleinen, vermoorten Tümpel. Die weniger deutlichen **a**-Moränen folgen in relativ kurzem Abstand darunter beiderseits vom Talgrund.

81 Hermannsmiß. $\mathbf{c} = F\mathbf{u} + Z$, $\mathbf{b} + \mathbf{a} = \mathbf{g}\mathbf{K} + Z$. Die \mathbf{c} -Verebnung ist sehr klein, ohne richtigen Wall. Der mittlere Teil der \mathbf{b} -Endmoräne ist als isoliertes Wallstück am O-Rand des \mathbf{b} -Bodens erhalten. In \mathbf{a} stürzte das Eis nicht nur über den Steilhang nach NO bis O hinunter ins Tal (am ganzen Hang Moränenmaterial), sondern auch schräg den oberen Karhang entlang nach SO ins Kar 82 hinein. Dieses wird zwar durch einen Wall noch auf der den Boden des Kares tragenden Felsplattform umschlossen, das Moränenmaterial reicht aber, trotz recht geringen Gefälles auch außerhalb des eigentlichen Karbodens, noch recht weit darüber hinaus.

86 Großes Bärloch. $\mathbf{b} + \mathbf{a} = \mathbf{g}\mathbf{K} + F\mathbf{u}$. Der Gletscher reichte in \mathbf{a} über den großen Karboden hinaus, in \mathbf{b} bildete sich dann die Moräne mitten auf dem großen Karboden.

92 Mummelsee. $\mathbf{c} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{F}\mathbf{G}\mathbf{R}$ -Proben 1 + 2 + Z, \mathbf{b} (= $\mathbf{g}\mathbf{K}$ -"", Schürze"?) + \mathbf{a} fraglich (Z + ZF). Die Formen von \mathbf{c} sind sehr deutlich, die Endmoräne links mächtig und doppelt, rechts (im Bereich des Hotels usw.) durch Baumaßnahmen stark gestört. \mathbf{b} und \mathbf{a} müßten in sehr steilem Gelände liegen, dort ist aber nur verstreut Material, es sind jedoch keine Wälle nachweisbar. Sollten die FGR-Proben 3 + 4 zu 92- \mathbf{a} gehören und ihr Material nicht aus der Nische östlich vom Bustert stammen, so müßte zwischendrin eine Absturzzone mit weiter unten erfolgter Regeneration des Gletschers angenommen werden, so tief liegen diese Proben, noch dazu in sehr ungünstiger Exposition (S-Hang).

94 Geißloch. $\mathbf{c} = \mathbf{gK} + \mathbf{Z}$, $\mathbf{b} = FGR$ -Probe 18 + \mathbf{Z} , $\mathbf{a} = \mathbf{Z}$. Von \mathbf{c} ist der z. T. versumpfte Boden (in N-Exposition) sehr deutlich, rechts auch die Endmoräne (Gegensteigung). In dem steilen Tal darunter folgt eine mächtige, stark gewölbte Talfüllung, mitten darin die Bachkerbe. Die **b**-Wälle sind, trotz sehr vielen Materials in der schmalen Schlucht, an zwei verschiedenen Stellen nur angedeutet. Die **a**-Endmoräne liegt bereits im Haupttal, etwa 200 m talab der

nicht ganz den Haupttalboden erreichenden **a**-Moränen aus Nische 93, und völlig unbeeinflußt vom Gletscher 66 her (siehe dort). Nur Reste einer Talfüllung oberhalb der das Tal einst abknickend sperrenden Gletscherzunge aus 94 sind feststellbar.

95 F is chergrube. $\mathbf{c} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Z}, \mathbf{b} + \mathbf{a} = \mathbf{Z}$. Der eine c-Boden füllt nur den Mittelteil der Nische 95, nordwestlich davon gibt es noch ein zweites Teilkar. Beide weisen jeweils einen unteren Boden innerhalb des Endmoränenbogens auf und weiter oben noch einen zweiten. Beim nordwestlichen Teilkar ist dieser obere der Hauptboden, beim anderen Teilkar dagegen handelt es sich um eine (z. T. noch doppelte) deutliche Verebnung den Hang entlang. Die durchgehende Höhe spricht für Gesteinsbedingtheit. Das nordwestliche Teilkar ist das deutlichere (kleiner Gletscherschlift im Bachbett an der Straße), das fast kreisrunde andere besitzt nur recht verwaschene Außengrenzen. **b** ist unterhalb vom Zusammenfluß der Nischenbäche an einer Wegkurve wenig deutlich entwickelt (viel Material). Die **a**-Moräne ist oberhalb der Forststraße links deutlich, rechts liegt nur Material. Das steile Talbodenstück zwischen **b** und **a** ist relativ breit ausgebildet und block-überstreut.

101 A Seemiß. $\mathbf{c} + \mathbf{b} = Z$, **a** siehe 101B. Nach Teil 1 dieser Arbeit müßte 101A noch zu \mathbf{b} — obere Grenze gehören. Die Kartierungsergebnisse lassen aber kaum eine andere Deutung zu, als daß dieses Kar auch noch in \mathbf{c} voll vergletschert war. Vielleicht wirkte das noch vollere Kar 101B auf die Gesamtexposition von 101A wie eine leichte N-Drehung. Außerdem könnte durch den Nachbargletscher eine zusätzliche, geringe Abkühlung bewirkt worden sein; oder beides wirkte zusammen.

Die wenig südlich des vermoorten Bodenteiles liegende c-Mittelmoräne zu 101B ist sehr deutlich entwickelt, Endmoräne und linke Seitenmoräne werden nur aus flachen Wällen gebildet, in ihrem Bereich gibt es aber viel Moränenmaterial (FGR-Probe 15; auf der gK ist viel zu wenig verzeichnet). Auch die rechte b-Seitenmoräne (Mittelmoräne zu 101B) ist sehr deutlich. Die linke Seitenmoräne wird vom Legerbächle gequert, setzt sich aber auch jenseits des Baches, an den Hang geklebt, fort. An die gut erkennbare Endmoräne schließt nach außen noch eine starke Materialstreu (auf Felsplatte?) an. Unterhalb vom Palmloch (Nische 100) quert die a-Seitenmoräne dieses Nebentälchen und ist auch an dessen Gegenhang noch kurz, eisrandterrassenartig, erkennbar. Im Palmloch selbst liegt eine doppelte Endmoräne bei 790—800 m, eine weitere bei 870 m (Z).

101B Wildsee. $\mathbf{c} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Fu} + \mathbf{Z}$, $\mathbf{b} = \mathbf{F}\mathbf{G}\mathbf{R}$ -Proben $\mathbf{8} + \mathbf{9} + \mathbf{Z}$, $\mathbf{a} = \mathbf{F}\mathbf{G}\mathbf{R}$ -Probe 14 + Z. \mathbf{c} besteht aus einem inneren Wall, als Seeabschluß, bei 910 m und einem sehr deutlichen und bis gegen 890 m reichenden äußeren. Von \mathbf{b} ist die linke Seitenmoräne sehr deutlich (Mittelmoräne zu 101A), die rechte weniger, die Endmoräne doppelt entwickelt. Ihr äußerer Bogen ist stark nach S umgeknickt, der innere, weniger deutliche, liegt gerade in der Biegung. Die \mathbf{a} -Endmoränen kann man an zwei Teilstücken erkennen, einem linken bei 640 m (FGR-Probe 14) und einem rechten 300 m weiter talauf.

102 Pfälzergrub. $\mathbf{c} = Z$, $\mathbf{b} = \mathbf{g}\mathbf{K} + Z$, \mathbf{a} siehe 101B. Die \mathbf{c} -Verflachung ist wesentlich gesteinsbedingt. \mathbf{b} besteht aus einem deutlichen Wall. In Höhe der Verlängerung der (?) Felsplatte vor \mathbf{b} von 101A gibt es auch hier eine kräftige Materialschüttung.

103 Pfälzerkopf-O. $\mathbf{c} = \mathbf{Z}, \mathbf{b} = FGR-Karte + \mathbf{Z}, \mathbf{a}$ siehe 101B. Die \mathbf{c} -Verflachung ist wesentlich gesteinsbedingt. Unterhalb der recht deutlichen \mathbf{b} -Moränen ist noch eine breite Schüttung entwickelt. In der nur wenig veränderten Quellnische nordwestlich 103 ist zur Zeit ein schöner Gletscherschliff aufgeschlossen, von welchem ein ganzes Wegstück abgerutscht sein muß (Lücke im alten Forstweg).

105 Saumiß. $\mathbf{c} = \mathbf{g}\mathbf{K}, \mathbf{b} = \mathbf{g}\mathbf{K}$ -"Schürze" + Z, **a** siehe 101B. Der **c**-Boden ist wesentlich breiter als lang entwickelt auf einem viel größeren, **b** in zwei Wällen in einer steilen Talstrecke erkennbar. Zwischen **c** und **b** liegt viel Material. Die Höhendifferenz ist hier so groß, da sich zwischen beiden Stadien die Größe des Einzugsgebietes ungewöhnlich stark veränderte.

108 Gfällter Kopf. $\mathbf{b} = \mathrm{gK}$, $\mathbf{a} = \mathrm{Fz}$. Die \mathbf{a} -Endmoräne ist rechts angedeutet, wodurch der Talbach an der Einmündung eines Nebenbaches auf die "falsche" Seite abgedrängt wird.

110 Ruhsteinloch und 111 Vogelskopf. 110: $\mathbf{c} = F + Z$, $\mathbf{b} = gK + F$ (S. 38 + K. 5) + FGR-Probe 25 + Z, $\mathbf{a} =$ FGR-Karte + Z. 111: $\mathbf{c} = gK + Z$, $\mathbf{b} = Z$, \mathbf{a} siehe 110. Insgesamt sehr seltsames Gebilde. 110- \mathbf{b} stellt das zentrale Kar dar, 111 liegt kragenartig und etwas umgreifend links daneben. Nach rechts schließt die (wie 111) unvollständig entwickelte Nische 112 an. In \mathbf{a} griff das damals allen drei Nischen gemeinsame Firnfeld dadurch ins Rotmurggebiet über, 112 floß immer dorthin ab. \mathbf{c} ist nur in der Nische 111 wirklich deutlich entwickelt. Hierzu gehören vor allem die drei mit nur wenigen Metern Höhenabstand schräg übereinander liegenden, kleineren Böden und einige Moränenstücke zwischen und rechts neben diesen Böden zwischen den beiden vom Ruhstein aus zunächst nach W verlaufenden Fahrstraßen. 110- \mathbf{c} ist weniger deutlich, wahrscheinlich hing hier eine Zunge bis zum Westteil des "a2-Bodens" (F, K. 5) hinunter. \mathbf{b} dagegen ist in 110 dreifach entwickelt: ein schwacher Wall schließt den großen Boden im N ab, je zwei weitere erstrecken sich auf beiden Seiten weiter talab bis wenig oberhalb vom Zusammenfluß eines kleinen, rechten Nebenbaches mit dem Karbach. 111- \mathbf{b} schließt, jenseits der mächtigen und z. T. etwas in der Längsrichtung gestuften Mittelmoräne zwischen beiden, direkt nach NW an. Vor allem der linke Teil der Endmoräne ist dort sehr mächtig entwickelt. In **a** erreichte die gemeinsame Gletscherzunge etwa 720 m MH. Die äußere rechte Seiten- bis Endmoräne ist sehr mächtig entwickelt (die besonders steile Außenseite im N wird dabei vom Bach, der von der Darmstädter Hütte kommt, unterschnitten), innen ist etwas tiefer und weniger gebogen noch eine zweite Moräne bis Eisrandterrasse ausgebildet bis darangeklebt. Im Zwickel zwischen beiden, südlich der Brunnenstube, liegt eine kleinere Verflachung, von welcher es innerhalb der zweiten Moräne auf beiden Seiten der bis über 10 m tiefen Bachschlucht Fortsetzungen gibt.

114 Schweinskopf-SO. $\mathbf{c} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Z}\mathbf{F}$, $\mathbf{b} = \mathbf{g}\mathbf{K}$ -"Schürze" + Z \mathbf{F} , $\mathbf{a} = \mathbf{Z}\mathbf{F}$. Der Boden von \mathbf{c} ist stark quergestreckt, die Wälle sind deutlich. \mathbf{b} besteht aus einem recht steilen, kleinkuppigen Moränengelände. \mathbf{a} liegt unterhalb vom Rotmurg-Jägerhaus als linke Seiten- bis Endmoräne, deutlich entwickelt. Das obere Ende dieses Moränenbogens wird vom Mönchsgrundbach durchbrochen, außerdem durch dessen Schwemmkegel zum Hang hin verbreitert. Auf der rechten Talseite gibt es Verflachungen, aber keinen Wall.

116 Delle. $\mathbf{b} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Fu}$, $\mathbf{a} = \mathbf{ZF}$. \mathbf{b} besteht aus zwei Kleinkaren auf großem Boden, die Wälle beim südlichen sind recht deutlich, die Mittelmoräne zwischen beiden sehr deutlich. \mathbf{a} liegt als vor allem links sehr hoher Wall wenig unterhalb der "Schürze" der gK. Die Materialschüttung reicht noch weiter hinunter.

125 Mosesbrunnen. $\mathbf{c} = ZF$, $\mathbf{b} = gK + ZF$, $\mathbf{a} = gK$ -"Schürze" + ZF. Der kleine e-Boden, mit (?) Toteisloch, liegt im SW des großen. Sein etwa 5 m hoher Außenabfall ist steil. Die b-Moränen sind sehr mächtig entwickelt, weniger deutlich ist der zugehörige Boden (starke fluviatile Überformung durch den schräg hindurchlaufenden Talbach). Die große Abschlußmoräne quert den Bach von rechts, schräg zum Tal. An ihrer Innenseite links vom Bach ist eine breite Eisrandterrasse mit insgesamt vier Wällen ausgebildet, die zum Hang hin immer stärker verschüttet sind (Seiten-Schwemmfächer). Die linke Seitenmoräne quert den Bach wiederum nach links. Östlich vom Bach ist sie doppelt entwickelt und mit den zwei innersten Wällen auf der Eisrandterrasse verbunden. Oberhalb davon liegt eine bis über 10 m mächtige Schuttfüllung im Tal. Sie dürfte auf die Oberkante des in b quer zum Tal verlaufenen Gleschters aus dem Mosesbrunnen eingestellt gewesen sein. Diese Talfüllung wird vom Bach sehr tief zerschnitten, so tief, daß dort auf 200-300 m Länge herrliche, 5-8 m hohe Gletscherschliffe ganz frisch zum Vorschein kommen. Der Bach hat die alte Felssohle gerade wieder erreicht, wodurch es zu Rutschungen des Schuttes auf den Schliffen kommt und diese freigelegt werden. In a muß der Gletscher das obere Rechtmurgtal wohl von NNW nach SSO durchflossen haben, sonst wären so schöne und lange Schliffe nicht möglich. Die a-Endmoräne ist aber nur noch sehr schwach erkennbar rechts vom Bach bei etwa 700 m. Der geringe Höhenunterschied zwischen den Moränen aus a und b dürfte durch die Änderung der Gletscherrichtung erklärbar sein, in a etwa NW-SO-, in b SW-NO-Bewegung des Eises bei wesentlich günstigerer Exposition.

126 Seemisse. $\mathbf{c} = Z$, $\mathbf{b} = \mathbf{g}\mathbf{K} + Z$, $\mathbf{a} = Z$. \mathbf{c} ist als sehr kleines Kar in ONO-Exposition entwickelt, der wenig geneigte Boden ist vermoort, der Weg durch den nordwestlichen Teil der Seemisse benutzt z. T. (den Bogen etwas schneidend) die Endmoräne als Unterlage. Der sehr deutliche **b**-Boden wird durch eine rechts doppelte, mächtige Endmoräne abgeschlossen. Sie geht schließlich ganz rechts in die große Mittelmoräne zum Buhlbachsee über. \mathbf{a} ist in der Enge unterhalb vom Tannenbrunnen als kleinerer, wenig deutlicher Wall auf der rechten Talseite erkennbar, der den Tannenbrunnenbach etwas nach rechts (talabwärts) abdrängt; wenig talauf liegt eine zungenbeckenartige Erweiterung im Tal.

127 Buhlbachsee e. $\mathbf{b} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Z}$, **a** siehe 126. Der neuerdings wieder etwas aufgestaute Buhlbachsee wird von mächtigen **b**-Moränen umgeben.

131 Ilgenbacher Grub. $\mathbf{b} + \mathbf{a} = \mathbf{gK} + \mathbf{F}$. Von \mathbf{b} ist nur im SW ein Wall angedeutet, \mathbf{a} auf beiden Seiten erkennbar.

132 Hirschlache. $\mathbf{b} = \mathrm{gK}$, $\mathbf{a} = \mathrm{ZF}$. Die **a**-Endmoräne liegt selbständig wenig nördlich der Endmoränen von 133, und zwar oberhalb der Hütte an der Forststraße.

138 Rotengießen -S. $\mathbf{b} + \mathbf{a} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{ZF}$. Die **b**-Moränen sind dreifach entwickelt auf mächtiger Füllung. Rechts vom Bach liegen die drei Wälle mit jeweils 3-5 m Höhenunterschied treppenstufenartig übereinander, der innerste ist der höchste. Der mittlere Wall links der tiefen Bachkerbe wird von einem Nebenbach abknickend durchbrochen. Auf der weiter talaus sehr steilen linken Seite fehlen dann weitere Moränen, rechts sind sie aber dafür um so deutlicher. Sie folgen dort nach einer kleinen Nebenbachrinne bis -kerbe unmittelbar außerhalb der **b**-Moränen. Der innerste **a**-Wall ist deutlich, dann gibt es zwei etwas versetzt hintereinander liegende Zwischenwälle auf der auch hier mächtigen Füllung als Basis, und schließlich außen den besonders hoch den Hang hinauf reichenden und deutlichen Abschlußwall mit sehr steiler, 15-20 m hoher Außenseite und wesentlich geringer geneigtem, schwemmfächerartigem Vorgelände. Die Hintereinanderstaffelung von zusammen sieben Wällen auf so kurze Entferung ist einmalig für unser Gebiet und wohl nur mit Hilfe der hier erfolgten Aufteilung in **a** und **b** erklärbar.
139 Hahnberger Loch. $\mathbf{b} = \mathrm{gK}$, $\mathbf{a} = \mathrm{Z}$. Der eine lange rechte Seitenmoräne fortsetzende, nur wenig deutliche Wall der \mathbf{a} -Endmoräne liegt etwas unterhalb des Endes der "Schürze" der gK (außerdem viel Material).

140 Huzenbacher See. $\mathbf{b} + \mathbf{a} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Z}$. Links vom Bach sind wegen der großen Steilheit des Hanges keine Moränen erhalten. Rechts kann man im Anschluß an den See drei, nach außen zu immer höher werdende Wälle aus \mathbf{b} erkennen. Von \mathbf{a} ist die rechte Seitenmoräne von weit oben an erkennbar, die Endmoräne liegt dann am unteren Ende der "Schürze" der gK als deutlicher Wall. Außerhalb im SW folgt vor dem Hang noch eine schmale, etwas gestufte Nebenrinne.

142 Schwarzmiß. $\mathbf{b} + \mathbf{a} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Z}$. Von \mathbf{b} gibt es zwei kleine, unvollständig entwickelte Böden mit verschwommenen Moränen oben auf der rund 800 m hoch gelegenen Felsterrasse beiderseits vom "Wasserfall"-Bach. Die \mathbf{a} -Moränen sind sehr deutlich. Die Endmoräne gabelt sich südlich vom Bach gerade noch, nördlich sind zwei Wälle entwickelt etwa in NW-SO-Richtung.

 $1 \pm 3/4$ Röterhardtgruben. $\mathbf{b} = 143$, $\mathbf{a} = 144$ und darunter. $\mathbf{b} + \mathbf{a} = gK + Z$. **b** ist klein und unvollständig entwickelt, aber deutlich; rechts davon gibt es noch einen zweiten, flachen Wall (alles auf der schon bei 142 erwähnten Felsterrasse in rund 800 m). Von **a** sind zwei Zipfel erkennbar. Der linke (aus 144) reicht weiter hinunter, mit deutlicher Rinne. Der rechte endet bereits vorher mit deutlichem Boden und starkem Gefällsknick darunter.

148 Klappermisse. $\mathbf{b} + \mathbf{a} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{F}\mathbf{z} + \mathbf{Z}$. Von \mathbf{b} sind Boden und Moränen sehr deutlich in breiter Rinne unterhalb einer Felsterrasse entwickelt (andere Datierung trotz sehr tiefer Lage wohl nicht möglich). Die beiden sehr mächtigen \mathbf{a} -Seitenmoränen (Proben-Auszählung: Fz) sind sehr deutlich bis in den Talgrund erhalten, am Gegenhang ist aber keine Verbindung zwischen diesen beiden Wällen erkennbar.

158 Weiher. $\mathbf{c} = Z$, $\mathbf{b} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Fu} + Z$, $\mathbf{a} = Z$. Ganz im NW vor der linken **b**-Seitenmoräne liegt ein Staugebiet, südlich davon ein deutlicher, kleiner **c**-Boden. Von **b** ist die Endmoräne rechts z. T. dreifach entwickelt. Von **a** (zusammen mit 160, 159 dazwischen ausgeklemmt) drängt das linke Endmoränenstück den Bach nach rechts, hinter dem rechten knickt ein kleiner Seitenbach etwas nach rechts ab und verläuft deshalb an der Innenseite dieser Moräne entlang.

159 Ellb ach see. $\mathbf{b} = \mathbf{g}\mathbf{K} + \mathbf{Z}$, $\mathbf{a} = \mathbf{g}\mathbf{K}$ -"Schürze" + Z. Die \mathbf{b} -Endmoräne ist doppelt entwickelt, einmal direkt am Abschluß des wieder aufgestauten Sees, das zweitemal etwas außerhalb davon nach einem zweiten Boden (Felsplatte?), schon etwas nach links abgeknickt, abgedrängt durch die mächtige, meist doppelte \mathbf{a} -Mittelmoräne zum Gletscher aus Nische 160 (kein vollausgebildetes Kar, aber größeres Einzugsgebiet). Die \mathbf{a} -Endmoräne ist durch viel Material und einen deutlichen Gefällsknick erkennbar, das ganze wurde aber zurückgestaut durch den Gletscher aus 158 und abgedrängt durch 160, dessen Rinne deutlich rechts davon vorbeiläuft in Richtung auf 158- \mathbf{a} .

161 Dellesrain. $\mathbf{b} = Fu$, \mathbf{a} fraglich (ZF), in steilem Gelände viel Schutt, aber keinerlei Wälle erkennbar.

162 Teufelsries. $\mathbf{b} = F\mathbf{u} + Z$, $\mathbf{a} = Z$. \mathbf{b} besteht aus drei Wällen auf einer mächtigen Füllung, in welcher zur Zeit im unteren Drittel eines wohl 10m hohen Aufschlusses z. B. auch gestauchte, lehmig-tonige und insgesamt 1,5 bis 2 m mächtige Warven-Sande aufgeschlossen sind, die sich in feuchtem Zustand etwa wie die Blätter eines sehr stark durchnäßten Buches (auch ähnlich leicht abreißend) voneinander lösen lassen. Der innerste der drei Wälle ist der am geschlossensten erhaltene, nach außen folgen auf der linken Seite der tiefen und durch starke, frische Rutschungen gekennzeichneten Bachkerbe noch zwei isolierte Wallstücke. Sie werden auf ihrer dem Hang zugekehrten, linken Seite durch eine deutliche, etwas versumpfte Rinne von der mächtigen a-Seitenmoräne getrennt. Rechts vom Bach sind statt der drei nur zwei Wallstücke erkennbar. Von a ist zunächst noch ganz links oben ein mächtiges Stück Eisrandterrasse (quer zu einem Nebentälchen erkennbar), das u. a. von dem Nebenbach zerschnitten wird. Dann fehlt ein Stück, aber noch am linken Karhang beginnt die Seitenmoräne wieder, zunächst noch eisrandterrassenartig. Nach unten zu wird diese Moräne immer mächtiger. Sie reicht bis in den Zwickel zwischen Karbach und Talbach, dort noch rund 10 m hoch aufgeschlossen. Jenseits des Talbaches ist viel Material zu erkennen, aber erst die doppelte Endmoräne beiderseits dieses Baches ist wieder deutlich. Rechts vom Bach ist auch sie über 10 m hoch aufgeschlossen durch eine aktive Rutschfläche. Die rechte Seitenmoräne liegt oben zunächst auf dem Hangsporn zwischen Kar und Haupttal, biegt dann aber nach rechts, zum Tal, davon ab. Das unterste Stück Gletscherzunge war stark abgeknickt. -Oberhalb der das Tal einst sperrenden Gletscherzunge liegt eine heute zerschnittene Talfüllung unterhalb einer wenig deutlichen a-Endmoräne aus dem Wüsten Gründle. Wenig unterhalb derselben Zunge erreichte in a auch der Gletscher aus Nische 163 gerade noch das Haupttal. Seine Endmoräne ist gut aufgeschlossen, enthält aber mehr kantigen Grobschutt als die Moränen von 162. 166 Sumpf. $\mathbf{b} + \mathbf{a} = F + Fu$. \mathbf{b} in O-Exposition und klein (F, S. 37-Mitte).

168 Lettstädter-Höhe-N. $\mathbf{b} = Fu$, $\mathbf{a} = ZF$. Der \mathbf{b} -Wall ist auf beiden Seiten wenig deutlich, darunter folgt aber ein scharfer Gefällsknick. Von \mathbf{a} ist die rechte Seiten- bis End-

moräne zwischen den beiden Hauptbächen bis zu deren Zusammenfluß sehr deutlich erkennbar, am linken Hang dagegen wenig erhalten (in dieser Enge alle Wege jung weggespült).

170 A p s b ä c h l e . $\mathbf{b} + \mathbf{a} = Fu$. Der **b**-Karboden nimmt nur die südwestlichste Ecke ein mit Exposition ONO.

171 Wasserebene. $\mathbf{c}-\mathbf{a} = ZF$. Der sehr deutliche und versumpfte \mathbf{c} -Boden, unterhalb der steilen Karwand mehr breit als lang entwickelt, wird durch eine deutliche Moräne abgeschlossen. Die fast parallel dazu verlaufende **b**-Moräne (auf jeder Karte sofort erkennbar) ist einfach, aber sehr mächtig entwickelt und im S zerschnitten. Bei **a** handelt es sich mehr um eine Plattform-kante mit viel, z. T. weit darüber hinaus abgerutschtem Moränenmaterial; wahrscheinlich lag das Gletscherende weiter unten, im steilen Gelände dort ist aber kein Wall erkennbar.

174 Glaswaldsee. $\mathbf{b} = Fu + Z$, $\mathbf{a} = ZF$. Die z. T. doppelte \mathbf{b} -Moräne ist deutlich. Von \mathbf{a} ist links vom Bach eine sehr lange Seitenmoräne erkennbar. Sie wird von einem Nebenbach durchbrochen, dessen alte Rinne außerhalb davon weiterführt. Dann folgt eine Lücke durch Wegebauten. Das letzte Stück bis unterhalb von 175 ist wiederum links vom Bach, zwischen diesem und der neuen Forststraße, gut erkennbar und geht wenig oberhalb der alten, nicht mehr benutzbaren Wegabzweigung zu Ende. Dies letzte Stück stellt gleichzeitig die Endmoräne für 175 dar.

175 Seehalde. $\mathbf{b} = F\mathbf{u} + Z$, **a** siehe 174. Der **b**-Boden ist sehr deutlich, dann folgt ein starker Gefällsknick mit viel Material darunter.

181 Sankenbachwasserfall ist ein herrlicher Gletscherschliff (Halb-Zirkus) z. T. ganz frisch aufgedeckt. Der **a**-Boden ist sehr deutlich. Er wird nach O abgeschlossen durch die doppelte Endmoräne. Unterhalb davon gibt es eine mächtige Talfüllung, aufgestaut durch die **a**-Moränen des rechten Gletscherzipfels aus 182. In dieser Füllung kann man auf der S-Seite zwei bis drei verschieden hohe Terrassenflächen, auf der N-Seite mindestens eine verfolgen, alle etwas zerschnitten, wodurch z. T. quer zur Terrassenrichtung Moränenwälle vorgetäuscht werden. Der eigentliche, deutliche Sander ist dann unterhalb des rechten Zipfels von 182 entwickelt. — Der große Sankenbachkessel muß allerdings vorwiegend aus älterer Zeit stammen, wie die in ihm liegenden **a**-Moränen von 181 und dem linken Zipfel von 182 wahrscheinlich machen.

182 Weihermiß. $\mathbf{b} + \mathbf{a} = \mathrm{gK} + \mathrm{ZF} + \mathrm{Z}$. Der sehr deutliche **b**-Boden oben auf einer Verflachung ist quergestreckt, in der mächtigen Moräne (nur weit rechts ist sie vom Bach durchbrochen) liegen sehr große Blöcke. In **a** hatte der Gletscher zwei Zungen. Die linke ging direkt in den S-Teil des Sankenbachkessels hinunter. Hier sind unten die Endmoräne (links durch einen Schwemmfächer überlaufen) und weiter oben am Hang unterhalb der Forststraße ein deutliches Stück der rechten Seitenmoräne zu finden, ebenso deutlich ist deren Fortsetzung oben auf der Verflachung. Der rechte Zipfel reichte östlich des die beiden trennenden, blockübersäten Roßköpfles ins Haupttal. Die Moränen dort unten sind sehr mächtig entwickelt (über den durch sie verursachten Stau und den Sander siehe 181).

b) Auswertung der Ergebnisse.

Berechnet man die Durchschnittswerte für $\Delta/2$ als Maß für die Schneegrenzdepression zwischen den einzelnen Gletscherständen aus allen Höhenzahlen der Tabelle VI, so ergeben sich als Werte für die jeweiligen Zwischenräume: d/c = 30, c/b = 40, b/a = 40— 45 m, also sicher viel zu niedrige Werte.

Läßt man bei der Berechnung alle lokal ganz besonders begünstigten Gletscherstände (= die Zahlen in -...-) weg, so läßt sich d/c überhaupt nicht mehr berechnen, da alle drei zu **d** gehörenden Moränen (in 66 gibt es nur eine Verflachung) in größeren, älteren Karen liegen. Für die beiden übrigen Zwischenräume erhält man: c/b = 50-60, b/a = 45-50 m.

Vergleicht man diese Werte mit denjenigen der Tabelle V, Gebiet III: c/b = 70, b/a = 70-80 m, so zeigen sich noch immer große Unterschiede. Ähnlich verhält es sich damit beim Vergleich mit den Werten der Tabelle V für die Gletscher der S- bis O-Abdachung des Südschwarzwaldes: c/b = 55, b/a = 85 m; hier liegt der Unterschied bei b/a (dieser Unterschied könnte allerdings teilweise durch die gleichzeitige, wesentliche Veränderung der Größe der Nährgebiete im Hotzenwald erklärbar sein).

Nun war uns (F + Z) schon bei den Kartierungsarbeiten im Gelände aufgefallen, daß die Höhenunterschiede zwischen den verschiedenen Moränen im allgemeinen kleiner waren, als erwartet. Als Erklärungsmöglichkeit blieb auf Grund der Geländebefunde zu-

nächst nur die Änderung der Exposition der einzelnen Kargletscher in den verschiedenen Entwicklungsstadien (vgl. z. B. 125 Mosesbrunnen). Berechnet man deshalb die ∆-Werte neu unter Hinzu- bzw. Abzählung der für die jeweilige Exposition gültigen Unterschiede in der Höhenlage der entsprechenden Kargruppenuntergrenzen, so erhält man für $\Delta/2$: c/b = 65, b/a = 60 m. Durch diese Korrektur ergibt sich für c/b also ein durchaus in den übrigen Rahmen passender Wert, dagegen bleibt der Unterschied bei b/a noch immer recht groß. Die Zahl der kurzen, aus den besonders begünstigten Karnischen gerade herausgekommenen Gletscher ist in der Gruppe a aber auch besonders groß; das könnte den Δ -Wert stark drücken. In den Karen waren die Gletscher ja meist wesentlich geschützter, als die aus den Karen heraushängenden Gletscherzungen auf den Berghängen darunter oder gar in den Tälern. Es gibt nicht umsonst noch etwas tiefer, als die größeren Gletscher hinunterreichten, Böden von voll ausgebildeten Karen mit eindeutigen Würm-Moränen. Schließlich stammt die Begünstigung der Kargletscher auch nicht erst und allein aus dem Würm. Die Formen der Kare sind ja schon in den davor liegenden Vereisungszeiten allmählich immer mehr ausgebildet worden; selbst die wahrscheinlich wenigstens teilweise schon tiefen präglazialen Quelltrichter im Buntsandstein schützten in ihnen sich bildende Firnansammlungen. Waren solche Hohlformen erst einmal vorhanden, so führten sie natürlich zur Begünstigung in ihnen entstehender Gletscher oder zur Erhaltung einmal vorhandener Gletscher oder zumindest von Gletscherresten, z. B. der vielen Gletscherflecke am Fuß hoher Karwände. Selbstverständlich spielte auch die Größe der Einzugsund Nährgebiete und die Änderung dieser Größe in den verschiedenen Stadien eine wichtige Rolle. Sofort ergibt sich hier aber die Frage: Was zählt in einem Mittelgebirge mit Verflachungen auf den Kämmen eigentlich alles zum Einzugs- und Nährgebiet? Leider lassen sich all diese Faktoren kaum exakt erfassen. Ebensowenig dürfte es möglich sein, die allmähliche Entwicklung der Formen der heute voll ausgebildeten Kare in den verschiedenen Vereisungszeiten und den dazwischenliegenden Wärmezeiten genauer zu ergründen; nur in Ausnahmefällen (vgl. z. B. 181 Sankenbachkessel) kann man bisher etwas darüber aussagen.

Einige weitere Probleme lassen sich nur andeuten: Wie ist z. B. die Entstehung der häufigen, doch wohl gesteinsbedingten oder zumindest durch die Gesteinsverhältnisse stark begünstigten "Felsplatten-Karböden" zu verstehen, und wann sind sie entstanden? Wie viele nicht zu voll ausgebildeten Karen entwickelte Nischen weisen Würm-Moränen auf (auch einige der in Tabelle VI nicht aufgeführten a-Kare wären noch zu kontrollieren), und wie lassen sich diese Nischen und die zugehörigen Moränen eingliedern? Aus welcher Zeit stammen die Gletscherschliffe? In den letzten Jahren treten immer mehr, früher unbekannt gewesene Gletscherschliffe im Buntsandstein zu Tage. Teils haben die Bäche in ihren Oberläufen wieder die Felssohlen erreicht, teils wurden die Schliffe durch das Abrutschen ganzer Weg- oder Hangstücke auf Grund von Kahlschlägen oder Wegebaumaßnahmen freigelegt. Die schönsten gibt es im NO des Pfälzerkopfes (nördlich 103) und im Weiher (158; vgl. FEZER 1957, Bild 3), vor allem aber am Sankenbachwasserfall (181) und beim Mosesbrunnen (125). Unterhalb des Sankenbachwasserfalles handelt es sich um einen richtigen "Talschluß"-Schliff, oberhalb vom Mosesbrunnen um die westliche Seite eines mindestens 200-300 m langen und 5-8 m hohen Talgrund- bis Talhang-Schliffes (es muß sich hier übrigens um ein unten recht schmales Tal gehandelt haben, wenige Meter über den Schliffen springt der Talhang, in Höhe der Oberfläche der Talfüllung, z. T. um 30-50 m zurück). Und schließlich: Wie weit reichten die Gletscher in der Riß-Eiszeit (und noch früher)? Die mir bisher zur Verfügung stehenden Anhaltspunkte, allerdings nur etwas mehr als ein Dutzend Anhaltspunkte rein morphologischer Art aus allen Teilen des Nördlichen Schwarzwaldes und aus NNW- bis S-Exposition (über NO), lassen es wahrscheinlich zu, die Gletscherenden aus dem Riß-Maximum jeweils etwa 80-100 Höhenmeter unter der Untergrenze der vollausgebildeten Kare und etwa 100-120 m unterhalb der Talgletscher-Moränen des Würm-Maximalstandes zu suchen ($\Delta/2$ also 40—60 m gegenüber Würm-**a**).

Aus Tabelle VI ergibt sich aber immerhin, daß man alle bisher bekannt gewesenen und alle neu hinzugefundenen Würm-Moränen des Nördlichen Schwarzwaldes, trotz einiger Schwierigkeiten, durch das in Teil 1 entwickelte Schema einordnen und damit im wesentlichen datieren kann. Unterhalb der Abschlußmoränen der Kare der Gruppe **a** konnten nämlich keine Würm-Moränen mehr gefunden werden. Bei den Karen der Gruppe **b** treten immer nur deutliche Moränen eines Gletscherstandes darunter auf, bei den Karen der Gruppe **c** jeweils zwei, beim einzigen noch einigermaßen voll ausgebildeten Kar der Gruppe **d** (der Hauptboden ist allerdings älter) entsprechend drei.

Die Moränen all dieser Gletscherstände können noch aus mehreren Wällen bestehen. Bei den a- und den b-Moränen treten z. B. bis zu vier Teilwälle auf, die c-Moränen sind nur noch ganz selten doppelt entwickelt, alle d-Moränen einfach. Die meisten mehrfach entwickelten Moränen gibt es in b (Titisee-Stadium). Hier ist, mit normal abnehmender Häufigkeit, etwa ein Viertel aller Moränen doppelt, drei- oder vierfach entwickelt.

Aus Tabelle VI, zusammen mit Tabelle III aus Teil 1 dieser Arbeit, kann man schließlich die Vereisungsgeschichte der Kare und Täler des Nördlichen Schwarzwaldes seit dem Würm-Maximum ablesen.

Zur Zeit des Höchststandes der Würm-Vereisung (=a) gab es, selbstverständlich unter Ausnutzung aller vorhanden gewesenen Vorformen, im gesamten Nördlichen Schwarzwald vom Hauptkamm entlang der heutigen Schwarzwaldhochstraße bis zur Linie Gaistal bei Herrenalb—Wildbad—oberstes Kinzigtal nördlich Alpirsbach voll vergletscherte Kare, aus einer Reihe von ihnen entwickelten sich sogar Talgletscher. Die längsten befanden sich zwischen dem Hundseck und dem heutigen Ellbachsee auf der O-Seite des wasserscheidenden Hauptkammes westlich der Murg.

Im Titisee-Stadium (b) verkleinerte sich die Zahl der voll vergletscherten Kare auf rund die Hälfte. Auch die Talgletscher gingen zurück; ihr Verbreitungsgebiet reichte nunmehr nur noch vom Hundseck bis zum heutigen Wildsee beim Ruhstein. Die Außengrenze der voll entwickelten Kargletscher im O ging auf die Linie Gaistal-Enzklösterle-Rippoldsau zurück.

Im Zipfelhof-Stadium (c) zerfielen alle noch übrig gewesenen Talgletscher, es gab nur noch 14 voll entwickelte Kargletscher (gegen 91 in a). Die Außengrenze ihres Verbreitungsgebietes verlief etwa vom Hundseck über Schönmünz zum Schliffkopf.

Im Feldsee-Stadium (d) schließlich gab es nur noch vier recht kleine Gletscher in bzw. oberhalb von viel größeren, älteren Karen nordöstlich bis südöstlich der Hornisgrinde, den größten davon im Großen Muhr (Kar 60).

c) Ausblick auf die übrigen Mittelgebirge.

Für die restlichen Teilgebiete der Karstatistik aus Teil 1, also für den Kristallin-Schwarzwald und die Vogesen, liegen leider noch nicht genügend exakte Vorarbeiten für die Datierung der Moränen unterhalb von vollausgebildeten Karen vor, das gilt vor allem für die Vogesen. Es muß deshalb erst noch vieles neu kartiert oder zumindest kontrolliert werden, ehe Ergebnisse dargestellt werden können, die denjenigen aus dem Buntsandstein-Schwarzwald einigermaßen ebenbürtig wären. Versuche ergaben bereits die Brauchbarkeit des Schemas aus Teil 1 dieser Arbeit z.B. auch für Gebiete, in welchen man bisher überhaupt keine Moränen unterhalb einzelner Vogesen-Kare kannte. Nach Fertigstellung dieser Untersuchung soll deshalb die Geländearbeit fortgesetzt werden, zunächst vor allem auf der O-Abdachung der Vogesen (die Methode scheint sich besonders für solche Gebiete

74

zu eignen, in denen es nur lokale und nicht zu große Gletscher gab). Zu gegebener Zeit wird darüber zu berichten sein.

Die übrigen Mittelgebirge scheinen nur wenige vollausgebildeten Kare zu bergen, der Harz z. B. ein einziges am NO-Ende des Acker-Bruchberg-Zuges, der Böhmerwald etwas mehr als ein Dutzend. Am interessantesten dürfte noch eine Untersuchung des Riesengebirges sein, kann von hier aus aber leider nicht durchgeführt werden. Auch wenn man wegen der geringen Zahl der Kare in diesen Gebirgen mit größeren Schwierigkeiten bei der Abgrenzung von Gruppen und bei der Datierung wird rechnen müssen, sollte es doch auch dort wenigstens versucht werden, zumindest sollte einmal überprüft werden, ob und wie viele Moränen es unterhalb der Kare gibt.

Schrifttum

BURI, Th.: Ein Jahrhundert Glazialforschung im Schwarzwald. Z. Gletscherk. 26, 70-96, 1938. EGGERS, H.: Schwarzwald und Vogesen. Westerm. Taschenb., geogr. R., 1, 1964.

ERB, L.: Die Geologie des Feldbergs. Der Feldberg im Schwarzwald, 22-97, 1948.

FEZER, F.: Eiszeitliche Erscheinungen im nördlichen Schwarzwald. Forschg. dt. Lk. 87, 1957.

FEZER, F., GÜNTER, W. & REICHELT, G.: Plateauverfirnung und Talgletscher im Nordschwarzwald. Abh. braunschw. wiss. Ges. 13, 66-72, 1961.

FREY, C.: Morphometrische Untersuchung der Vogesen. Basler Beitr. Geogr. Ethnol., geogr. R., 6, 1965.

GIERMANN, G.: Die würmeiszeitliche Vergletscherung des Schauinsland-Trubbelsmattkopf-Knöpflesbrunnen-Massivs (südl. Schwarzwald). Ber. naturf. Ges. Freiburg 54, 197-207, 1964.

JESSEN, O.: Über einige karähnliche Oberflächenformen in den mittleren Vogesen. Z. Gletscherk. 11, 118-134, 1918/20.

LIEHL, E.: Morphologische Untersuchungen zwischen Elz und Brigach (Mittelschwarzwald). Ber. naturf. Ges. Freiburg 34, 95-212, 1934.

METZ, R. & REIN, G.: Erläuterungen zur geologisch-petrographischen Übersichtskarte des Südschwarzwaldes 1:50 000. Lahr 1958.

PAUL, W.: Zur Morphogenese des Schwarzwaldes (IIIa). Jh. geol. LA Baden-Württemberg 6, 543-582, 1963.

REICHELT, G.: Quartäre Erscheinungen im Hotzenwald zwischen Wehra und Alb. Ber. naturf. Ges. Freiburg 50, 57-127, 1960. - - Der würmeiszeitliche Ibach-Schwarzenbach-Gletscher und seine Rückzugsstadien. Ber. naturf. Ges. Freiburg 51, 95-108, 1961.

SCHREPFER, H.: Glazialprobleme im westlichen Hochschwarzwald. Ber. naturf. Ges. Freiburg 31, 161-210, 1931.

Manuskr. eingeg. 26. 8. 1966.

Anschrift des Verf.: Dr. A. Zienert, 69 Heidelberg, Theodor-Körner-Straße 3.

Eiszeitalter und Gegenwart

Stratigraphische und geomorphologische Auswertung von Schuttdecken vor Muschelkalkschichtkämmen und -schichtstufen im niedersächsischen Bergland

Von Gerhard Bartels, Göttingen

Mit 1 Abbildung

Z u s a m m e n f a s s u n g. Die Schuttdecken vor einigen Strukturformen des Muschelkalkes im niedersächsischen Bergland werden stratigraphisch gedeutet. Sie bestehen aus Muschelkalkwanderschutt und Rötfließerden und enthalten in ihrem unteren Teil lagenweise eine Lößbeimengung. Innerhalb dieser älteren Schichten lassen sich häufig Schwemmsedimente feststellen. Die Schuttdecken können aufgrund ihrer Beziehung zu den Talböden der letzten Kaltzeit und aufgrund anderer Kriterien in das Weichselglazial gestellt werden. Ihre Auswertung für die Geomorphologie ergibt, daß der Schwerpunkt der Abtragung während der letzten Kaltzeit in der Nähe der Röt-Muschelkalk-Grenze lag, so daß sich die Durchbiegung des Hanges vergrößerte. Das an Strukturformen des Muschelkalkes häufig auftretende konkave Vorderseitenprofil läßt sich also auf pleistozän-periglaziale Prozesse zurückführen.

S u m m a r y. The subject of this research are slope sediments in front of ridges and cuestas built up by Triassic limestone (Muschelkalk) in the hilly southern part of Lower Saxony. The stratigraphical and geomorphological significance of the different layers is explained. The young Würm loess covers a limestone débris, generally without admixture of loess, or a series of limestone débris/clayey Röth detritus. These layers caused by solifluction, overlay a waste (limestone and Röth detritus), which in some horizons shows a remarkable content of loess. By analysing the sedimentary type of these older layers slope-wash débris frequently could be detected.

The mentioned slope sediments accumulated during the Weichselian period. Their geomorphological interpretation shows that under periglacial conditions the slopes retreated rather intensively near the limiting surface between Röth and Muschelkalk. Thus the frontal slopes got a typical concave bend.

Bei geomorphologischen Feldarbeiten für eine Dissertation über den Hildesheimer Wald wurden die Schuttdecken vor einigen Schichtkämmen des Unteren Muschelkalkes genauer untersucht. Diese Schuttdecken sollen mit Hangsedimenten vor anderen Strukturformen des Muschelkalkes im niedersächsischen Bergland verglichen werden.

Die erste der drei im Hildesheimer Wald angelegten Grabungsreihen (Abb. 1) schließt die Lockersedimente eines konkaven Stirnhanges auf, der typisch für fast alle markanten



Abb. 1. Die Schuttdecken eines konkaven Wellenkalkstirnhanges (Triesberg im Hildesheimer Wald).

Muschelkalkkämme ist. Der unter dem Solifluktionslöß (a) folgende Muschelkalkschutt (b) und das Rötmaterial (c, f) lassen sich aufgrund ihres Fließgefüges als solifluidale Bildungen ansprechen. Der Kalkschutt (e) erscheint jedoch schon bei makroskopischer Beobachtung nicht als Solifluktionshorizont, denn er enthält an seiner Basis gebänderte Schlufflagen, die sich nur als aquatische Bildungen deuten lassen. Der Verdacht liegt daher nahe, daß der gesamte Schutt (e) ein Schwemmsediment darstellt. Diese Vermutung läßt sich dadurch nachprüfen, daß man die Einregelung der Längsachsen und die Kornverteilung des fraglichen Kalkschuttes (e) mit der des Wanderschuttes (b) vergleicht.

Die Mehrzahl der Längsachsen des Wanderschuttes weist in Richtung des Hanggefälles (Gruppe I). Der Schicht (e) fehlt jedoch diese solifluidale Einregelung (Tab. 1). Sie läßt sich daher nicht als Wanderschutt deuten.

					Material	I	II	III	IV	Deutung
Schicht b	•			•	Muschelkalkschutt	530/0	22%/0	17%/0	8º/o	Solifluktionsschutt
Schicht e	•	•	÷		lößhaltiger Muschel- kalkschutt	330/0	32%/0	33%/0	2%/0	Schwemmschutt

Tabelle 1 Einregelung der Längsachsen

Auch die Kornverteilung der beiden Sedimente ist verschieden (Tab. 2). Der Wellenkalkwanderschutt besteht, wie häufig im niedersächsischen Bergland (ROHDENBURG & MEYER 1963), vorwiegend aus Kieskomponenten und Feinmaterial (0-0,02 mm), während die Sandfraktionen fast ganz fehlen. Bei dem fraglichen Schutt (e) sind dagegen die mittleren Korngrößen selektiv angereichert. Diese Sortierung läßt sich nur auf aquatischen Transport zurückführen. Sie ist sogar noch größer, als es die Kornverteilung veranschaulicht, denn das karbonatische Feinmaterial wurde bei der Schicht (e) ausgewaschen und durch Löß ersetzt. Der ältere Kalkschutt ist folglich ein Schwemmschutt.

Tabelle 2

Kornverteilung der Hangsedimente (Angaben in %, Summe 0-2 mm = 100%)

	Schicht b	Schicht e
> 2 mm	138,7	48,4
2 —0,5 mm	6,4	9,2
0,5 —0,2 mm	1,7	5,2
0,2 —0,06 mm	2,8	5,5
0,06 —0,02 mm	14,5	42,0
0,02 —0,006 mm	37,6	16,5
0,006—0,002 mm	15,8	4,6
0,002—0 mm	21,2	17,0
Karbonatgehalt	57,8%	13,4% (0—0,06 mm)

Sowohl bei diesem Profil als auch an anderen Wellenkalkstirnhängen finden sich keine Spuren einer intensiven holozänen Abtragung. Die Lockersedimente lassen sich wegen dieses Mangels an rezenten Abtragungsspuren, wegen ihrer Solifluidaltextur und der Überlagerung durch Weichsellöß als pleistozän-kaltzeitlich ansprechen. Die Schuttdecken enthalten auch in dem Akkumulationsbereich des Unterhanges keine interglazialen Bodenbildungen. Außerdem tritt in dieser Grabungsreihe kein glazigenes Material auf, obwohl der Hildesheimer Wald innerhalb des saaleglazialen Vereisungsgebietes liegt. Schließlich ist für die Datierung der Schuttdecken wichtig, daß sie unter den weichselzeitlichen Talboden hinabziehen und sich teilweise mit dem Schwemmschutt des Talgrundes verzahnen. Die Hangsedimente sind aus diesen Gründen in die Weichselkaltzeit zu stellen.

Tabelle 3

Stratigraphische Übersicht über Schuttdeckenfolgen an Muschelkalkschichtkämmen im Hildesheimer Wald

Grabungsreihe I	Grabungsreihe II	Grabungsreihe III Oberhang		
Solifluktionslöß	Solifluktionslöß	Solifluktionslöß		
lößfreier Muschelkalkwander- schutt	lößfreier Muschelkalkwander- schutt	lößfreier Muschelkalkwander-		
Rötfließerde	Rötfließerde	schutt		
lößhaltiger Muschelkalk- schwemmschutt mit konchylien- haltigem Schluffband, lagen- weise Rötbröckchen	Röt-Muschelkalk-Fließerde mit eingeschalteter Lage lößhaltigen Muschelkalkschwemmschuttes, stellenweise moränisches Material	lößhaltiger Muschelkalk- wanderschutt (von Grundmoräne unterlagert)		
Rötfließerde	Rötfließerde			

Die Hangsedimente der 2. Grabungsreihe zeigen eine ähnliche Abfolge (Tab. 3). In dem 3. Profil (Abb. s. BARTELS 1966) wurden nur auf dem oberen, flachen Teil des Oberhanges ältere Schuttdecken angeschürft, denen natürlich das Rötmaterial des Unterhanges fehlt. Diese Sedimente enthalten zwar moränisches Material, das aber mit Ausnahme der Grundmoräne der 3. Grabungsreihe solifluidal verlagert ist. Außerdem verzahnen sich die Schuttdecken mit weichselzeitlichen Talfüllungen, so daß sie in die letzte Kaltzeit zu stellen sind.

Leider fehlen in den Schuttdeckenfolgen interstadiale Böden oder andere Leitmarken. Die Vermutung, daß das Schneckenschalen führende Schluffband (Abb. 1) ein Interstadial verträte, konnte bisher nicht bestätigt werden. Die von Frau Dr. M. BRUNNACKER und Prof. Dr. K. BRUNNACKER freundlicherweise durchgeführten Molluskenuntersuchungen ergaben nur das Bruchstück einer *Pupilla spec*. Die anderen Bruchstücke ließen sich nicht bestimmen. Die einzelnen Lagen können aus diesen Gründen nur näherungsweise miteinander parallelisiert werden. Bei der Parallelisierung von Schuttdecken ist außerdem zu beachten, daß die Ablagerungsvorgänge nicht nur vom Klima, sondern auch von lokalen Faktoren (Länge und Neigung des Hanges, Exposition) beeinflußt werden. Es ist daher möglich, daß sich nicht jede Lage an allen Hängen gebildet oder erhalten hat. Die stratigraphischen Aspekte können daher nur zu einer Arbeitshypothese führen.

Die Lößdecke, der Muschelkalkwanderschutt und die Rötfließerde lassen sich von Profil zu Profil durch Bohrreihen miteinander verknüpfen und sind daher zweifelsohne gleichzeitige Bildungen. Wegen der gleichen Stellung in der Sedimentfolge liegt der Verdacht nahe, daß innerhalb der älteren Schuttdecken die basalen Rötfließerden einander entsprechen und daß die Röt-Muschelkalk-Fließerde des 2. Profils das Äquivalent des Schwemmschuttes in dem 1. darstellt (Tab. 3). Bezeichnenderweise ist der Röt-Muschelkalk-Fließerde eine Lage von lößhaltigem Muschelkalkschwemmschutt eingeschaltet. Eine weitere Gemeinsamkeit liegt darin, daß beide Sedimente Röt- und Muschelkalkmaterial enthalten. Sollen diese beiden Schichten einander entsprechen, so muß es eine Erklärung für ihre verschiedene Genese und Zusammensetzung geben. Die beiden Grabungsreihen unterscheiden sich vor allem durch ihren verschiedenen Oberhang. Man muß annehmen, daß der über 30° steile und etwa 50 m hohe Oberhang des 1. Profiles aufgrund seiner größeren Neigung und Ausdehnung erheblich mehr Muschelkalkmaterial geliefert hat als der wesentlich flachere Oberhang des 2. Profiles. Dadurch konnte der Unterhang der 1. Grabungsreihe relativ schnell mit einer geschlossenen Schuttlage überdeckt werden, so daß nur noch vereinzelt das Röt frei lag. Die Oberhangneigung dürfte auch eine entscheidende Rolle für den Abfluß der Niederschläge gespielt haben. An steileren Gehängen fließt das Schmelzwasser schneller ab und entfaltet eine größere Transportkraft, während es an Flachhängen im Detritus versickert und diesen durchtränkt. Hierin mag die Ursache dafür liegen, daß in dem einen Falle die Abspülung, in dem anderen die Solifluktion dominierte. Beobachtungen von MORTENSEN (1930) und BÜDEL (1960) aus den rezenten Periglazialgebieten zeigen, daß dort das Verhältnis von Abspülung und Solifluktion bei gleichen klimatischen Gegebenheiten in starkem Maße von der Geländeneigung abhängt. Die verschiedene Genese der beiden Schichten ließe sich also auf die unterschiedliche Oberhangneigung zurückführen.

Tabelle 4

Weper nordwes	tlich Göttingen ¹)	Götting	ger Wald			
Grabungsreihe Leisenrode	Bauaufschluß in Hardegsen	Grabenprofil Eddigehausen	Gr. Lengden²) Bauaufschluß	SZ-Lichtenberg Baugrube		
Solifluktionslöß	Solifluktionslöß	Solifluktionslöß		Solifluktionslöß		
lößfreier Muschel- kalkwanderschutt	lößhaltiger Muschelkalk- wanderschutt	lößfreier Muschel- kalkwanderschutt	lößfreier Muschel- kalkwanderschutt	lößfreier Muschelkalk-		
Rötfließerde	Rötfließerde	Rötfließerde	Rötfließerde	wanderschutt		
lößhaltiger Muschelkalk-	muschelkalk- haltiger Löß	lößhaltiger Muschelkalk-	muschelkalk- haltiger Löß	lößhaltiger Muschelkalk-		
wanderschutt	Röt-Muschelkalk-	wanderschutt		schwemmschutt		
Röt-Muschelkalk-	Fließerde	Rötfließerde	Rötfließerde	Keuperfließerde		
Rötfließerde	Schwemmsedi- mente aus Löß, Muschelkalk- und Rötdetritus	¹) aus Rohdenburg 1965a. ²) freundl, mündl, Mitteilung von Dr. Rohdenbu				

Stratigraphische Übersicht über Schuttdeckenfolgen an Muschelkalkkämmen und -stufen in Südniedersachsen

Im Hildesheimer Wald liegt also unter einer Lößdecke ein lößfreier Muschelkalkwanderschutt oder eine Folge Muschelkalkwanderschutt-Rötfließerde, die von einer teilweise lößhaltigen Serie unterlagert werden. Diese älteren Lockersedimente bestehen unterhalb steilerer Hänge vielfach aus Schwemmschutt, in flacheren Partien größtenteils aus solifluidalen Bildungen. Ähnlich aufgebaute Schuttdeckenfolgen wurden auch an anderen Punkten im niedersächsischen Bergland beobachtet (Tab. 4). Diesen Hangsedimenten ist gemeinsam, daß eine Lößdecke einen meist lößfreien Muschelkalkwanderschutt oder eine Folge Muschelkalkwanderschutt-Rötfließerde überdeckt. Da sich diese Serie immer wieder in derselben Ausbildung feststellen ließ, dürften diese zwei bzw. drei Schichten einander etwa entsprechen und mit dem Löß, dem Muschelkalkwanderschutt und der Rötfließerde im Hildesheimer Wald zu parallelisieren sein. Der basale Teil der in Tab. 4 wiedergegebenen Profile zeigt stets in einzelnen Lagen eine Lößbeimengung. Außerdem treten darin vielfach Schwemmsedimente auf. Diese Schichten scheinen also in Teilen oder als Ganzes den älteren Sedimenten im Hildesheimer Wald zu entsprechen. Da sich Schwemmsedimente in bodenstratigraphisch gliederbaren Profilen vorwiegend in einen frühen Abschnitt der letzten Kaltzeit stellen lassen, können die Schwemmsedimente im Hildesheimer Wald, an der Weper und in den Lichtenbergen aus dem Altwürm oder dem Mittelwürm (im Sinne von WOLDSTEDT 1962) stammen. Einen exakten Beweis für diese Datierung gibt es jedoch nicht.

Merkwürdigerweise treten saaleglaziale glazigene Ablagerungen nur selten an den untersuchten Hängen auf. Sie müssen also nach dem drenthezeitlichen Eisvorstoß, aber vor Ablagerung der beobachteten würmzeitlichen Sedimente abgetragen worden sein. Diese Abtragungsphase kann nicht mit dem Eeminterglazial gleichgesetzt werden, denn während der Eemwarmzeit dürfte die flächenhafte Abtragung der Strukturformen des Hildesheimer Waldes analog den holozänen Verhältnissen stagniert haben. Es spricht daher mehr dafür, daß die saalezeitlichen Hangsedimente in einer Spätphase des Saaleglazials oder zu Beginn der Weichselkaltzeit entfernt wurden.

Diese Überlegungen zur Stratigraphie stellen nur eine Arbeitshypothese dar. Mit mehr Sicherheit lassen sich jedoch geomorphologische Schlußfolgerungen aus der Beschaffenheit der Schuttdecken ziehen.

In dem Überwiegen der Solifluktionshorizonte kommt das Vorherrschen der solifluidalen Abtragung zum Ausdruck. Die vor allem in den selten aufgeschlossenen unteren Hangpartien zu beobachtenden Schwemmsedimente zeigen jedoch, daß auch der Abspülung größere Bedeutung beizumessen ist. Die Schwemmsedimente finden sich in dem Profil 1 in flächenhafter Verbreitung, sind bei Salzgitter-Lichtenberg in eine breite Mulde eingelagert und füllen bei Hardegsen relativ schmale Mulden. Es lassen sich also Übergänge von flächenhafter zu linienhafter Abtragung feststellen. Aus der teilweise 4 m betragenden Mächtigkeit läßt sich die Intensität der Abspülung ablesen. Sie dürfte sogar noch größer gewesen sein, als man aufgrund der Schuttmächtigkeit annehmen sollte, da der Schwemmschutt bis in die unmittelbare Nähe des subsequenten Baches reicht. Entsprechend der größeren Transportweite bei aquatischer Verfrachtung ist sicher ein großer Teil der Schwemmsedimente in das subsequente Tal gelangt und heute nicht mehr faßbar.

Nur durch diesen aquatischen Transport ist der hohe Muschelkalkgehalt der kaltzeitlichen Schotterkörper innerhalb des Hildesheimer Waldes zu erklären, denn der Muschelkalkwanderschutt gewinnt nur selten Anschluß an die subsequenten Seitenäste der Hauptentwässerungslinien und dürfte die kaltzeitlichen Gewässer nur in geringem Maße mit Kalkschutt beliefert haben.

Die Wellenkalkstirnhänge des Hildesheimer Waldes und der Stufenhang der Weper (ROHDENBURG 1965a) sind im großen und ganzen Vorzeitformen, wie der Würmlöß zeigt, der die Hänge teilweise überzieht. Das an Strukturformen des Wellenkalkes häufig auftretende konkave Stirnhangprofil kann daher nicht, wie es MORTENSEN (1960) für den Göttinger Wald annimmt, stets eine Folge holozäner grundwasserbedingter Abtragung sein. Morphologisch wirksam waren im Hildesheimer Wald und an der Weper nur die kaltzeitlichen Vorgänge. Da die Rötfließerden meistens eine größere Mächtigkeit besitzen als der Muschelkalkwanderschutt, muß der Unterhang stärker abgetragen worden sein als der Oberhang. Der Schwerpunkt der Abtragung muß in der Nähe der Röt-Muschelkalk-Grenze gelegen haben, denn die älteren Schuttdecken fehlen hier. Infolge der stärkeren Unterhangabtragung und der Rückverlegung der Röt-Muschelkalk-Grenze wurde der Unterhang verflacht und der Oberhang versteilt, so daß sich die Durchbiegung des Hanges vergrößerte. Die pleistozän-kaltzeitlichen Prozesse zeigen also eine Tendenz zur Herausbildung konkaver Wellenkalkstirnhänge.

Literaturverzeichnis

ACKERMANN, E.: Zur Unterscheidung glazialer und postglazialer Fließerden. Geol. Rdsch. 43, 328-341, Stuttgart 1955. - Der Abtragungsmechanismus bei Massenverlagerungen an der Wellenkalkschichtstufe. Z. Geomorph. 3, 193-226, 283-304, Berlin 1959.

BARTELS, G.: Geomorphologie des Hildesheimer Waldes. Diss. Göttingen 1966.

BLENK, M.: Morphologie des nordwestlichen Harzes und seines Vorlandes. Göttinger geogr. Abh. 24, 1960. BÜDEL, J.: Die morphologische Wirkung des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rdsch. 34, 482-519, 1944. - - Die Klimaphasen der Würmeiszeit. Naturwiss. 37, 438-449, 1950.

- - Die Frostschuttzone Südost-Spitzbergens. Colloquium Geographicum 6, Bonn 1960. LÜTTIG, G.: Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. Geol. Jb. 70, 43-125, Hannover 1954.

- MORTENSEN, H.: Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen im Rahmen einer ver-gleichenden Morphologie der Klimazonen. Peterm. geogr. Mitt., Erg. H. 209, 47-156, Gotha 1930. Neues über den Bergrutsch südlich der Mackenröder Spitze und über die holozäne Hangformung an Schichtstufen im mitteleuropäischen Klimabereich. Z. Geomorph. Supplementbd. 1, 114-123, Berlin 1960.
- POSER, H.: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. Naturwiss. 34, 10-18, 1947. - - Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. Eiszeitalter u. Gegenw. 1, 27-55, Ohringen 1951.
- POSER, H. & HÖVERMANN, J.: Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. Abh. braun-schw. wiss. Ges. 3, 61-115, 1951.

ROHDENBURG, H.: Die Muschelkalk-Schichtstufe am Ostrand des Sollings und Bramwaldes. Göttinger geogr. Abh. **33**, 1965a. - - Untersuchungen zur pleistozänen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes. Gießener geogr. Schr. **7**, 1965b. Rohdenburg, H. & Meyer, B.: Rezente Mikroformung in Kalkgebieten durch inneren Abtrag und die Rolle der periglazialen Gesteinsverwitterung. Z. Geomorph. **7**, 120-146, Berlin 1963.

SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A.: Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. Eiszeitalter u. Gegenw. 15, 199-206, Ohringen 1964.

SFÖNEMANN, J.: Geomorphologische Untersuchungen an Schichtkämmen des Niedersächsischen Berglandes. Göttinger geogr. Abh. 36, Göttingen 1966. WOLDSTEDT, P.: Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. - Eiszeitalter u. Gegenw. 13,

115-124, Ohringen 1962.

Manuskr. eingeg. 20. 9. 1966.

Anschrift des Verf.: Gerhard Bartels, 34 Göttingen, Gerichtslinde 1.

Geomorphology and Stratigraphy of the Paleolithic Site of Budiño

(Prov. Pontevedra, Spain)

By KARL W. BUTZER, Chicago

With 13 figures

Z u s a m m e n f a s s u n g. Die paläolithische Freilandstation Budiño liegt im Lourotal, Südwest-Galizien (Spanien), und wurde 1963 von E. DE AGUIRRE teilweise ausgegraben. Die Werkstätten und vermutlichen Lagerplätze weisen eine Vielfalt von Steintechniken und Artefaktentypen auf, die in ungestörter Assoziierung und geologischer Lagerung gefunden wurden. Aus Quarzit und Quarz hergestellt, enthält das Werkzeuginventar Haugeräte, dreiseitige Hacken, sogenannte Camposancos-Hacken, clactonartige Abschläge und Kerbstücke, Proto-Faustkeile, gezahlte Stücke und andere Abschlagswerkzeuge. Trotz der starken morphologischen Beziehungen zum Camposanquien (oder Languedocien) einerseits, zum Asturiense andererseits, deuten die geologischen Verhältnisse und Radiokarbonbestimmungen auf ein Mittelwürm-Alter.

Die Täler des niederen Miño und des Louro weisen einen Hochterrassenkomplex (+76/80 m, 65/68 m, 52/59 m), zwei Mittelterrassen (+42/44 m, 34/36 m), Nieder-(+22/24 m) und Überschwemmungsterrassen (+3/10 m) auf. Da Hinweise auf Kryoturbation oder Frostsprengung in den Terrassenbildungen fehlen, wurden sie wohl unter warmzeitlichen Bedingungen aufgeschottert, hauptsächlich als Auswirkung verschiedener hoher Meeresspiegelstände. Die oberste Mittelterrasse ist unmittelbar mit einer 44/49 m Strandterrasse der Atlantikküste verknüpft, während die untere Mittel- sowie die Niederterrasse wahrscheinlich mit Strandniveaus von +33/36 m bzw. +23/24 m zu parallelisieren sind. Die Überschwemmungsterrasse ist Postglazial, zeigt ein steileres Gefälle als die pleistozänen Terrassen und könnte der Entwaldung und Bodenerosion zuzuschreiben sein. Die Oberfläche des Hochterrassenkomplexes (Altpleistozän?) ist stark verwittert und von einer Rotlehmdecke überzogen. Entsprechende Meeresspiegelstände sind an der Küste nicht nachzuweisen. Das Alter der Mittelpleistozän?).

Kleintektonik, Flußeinschneidung sowie niedrige Strandausbildungen in $\pm 10/12$ m, $\pm 6/7$ m und $\pm 2,5$ m sind insgesamt zwischen der Niederterrasse und den jungpleistozänen Ablagerungen einzuschalten. Drei stratigraphische Einheiten können auf Grund des geologischen Befundes und der Radiokarbonbestimmungen unterschieden werden: die Mougás-Schichten (Frühwürm, älter wie 40000 J.), die Sanjián-Schichten (Mittelwürm, ca. 28000–16000 v. H.), und die La Guardia-Schichten (Spätwürm). Normalerweise geht jede vertikale Schichtfolge von einem organischen Kolluvium, das vermutlich von Tangelranker-Paläoböden zusammengeschwemmt wurde, in Hangschuttdecken, Schwemmfächern oder -kegel über. Da Frostsprengung, kryoturbate Störungen sowie andere periglaziale Lagerungserscheinungen nicht festzustellen sind, können diese grob-körnigen Aufschüttungen der Flächenspülung und dem Gekriech zugeschrieben werden.

Die Fundstelle Budiño ist gleichaltrig mit den Sanjián-Schichten und datiert aus der Zeit zunehmender Kälte, die dem "Paudorf"-Farmdale Interstadial folgte.

S u m m a r y. The Paleolithic site of Budiño, located in the Louro Valley of southwestern Galicia, was partly excavated by E. DE AGUIRRE in 1963. The occupation floors include flaking and possible habitation sites with a great variety of tool-making techniques and tooltypes found in undisturbed associations, geologically *in situ*. With quartzite and quartz as exclusive raw material the artifacts include choppers and chopper-tools, trihedral picks, so-called Camposanquian picks, Clactonian flakes and notches, proto-bifaces, denticulates and other flake tools. Despite strong morphological similarities to collections known as Camposanquian (or Languedocian) on the one hand, Asturian on the other, the geomorphological evidence and radiocarbon dates indicate a Middle Würm age for the period of prehistoric occupation.

The Louro and lower Miño valleys exhibit a High Terrace complex (+76/80 m, 65/68 m, 52/59 m), two Middle Terraces (+42/44 m, 34/36 m), a Low (+22/24 m) and a Floodplain Terrace (+3/10 m). Lacking evidence of cryoturbation or congelifraction these terraces in general appear to record non-glacial paleoclimates, primarily aggraded in response to base-level stimuli. Thus the upper Middle Terrace is linked directly to a marine shoreline at +44/49 m; the lower Middle and the Low Terraces are probably contemporary with shorelines at +33/36 m and +23/24 m respectively. The Floodplain Terrace is Holocene, has a steeper gradiant than the Pleistocene gravel terraces, and is attributed to accelerated run-off in historical times. There are no marine

platforms corresponding to the High Terrace complex, which is covered by deep Rotlehm paleosols and thought to be early Pleistocene. The Middle Terraces, with some evidence for reddish paleosols, and the Low Terrace, with no record of paleosols, are of uncertain age, presumably Middle Pleistocene.

Minor tectonic displacements, stream dissection, and a number of lower shorelines at $\pm 10/12$ m, $\pm 6/7$ m, and ± 2.5 m all intervene between the Low Terrace and deposition of the late Pleistocene sequence. Three units are recognized on stratigraphic and radiocarbon criteria: the Mougás beds (Early Würm, older than 40,000 yr), the Sanjián beds (Middle Würm, ca. 28,000-16,000 B.P.), and the La Guardia beds (Late Würm). Typically each unit ranges upwards from a colluvium of detrital organic matter, probably derived from Tangel-Ranker paleosols, to colluvial sheets and alluvial fans or cones. Since congelifraction and periglacial bedding are absent, these coarse mineral deposits are attributed to accelerated runoff, sheetwash and creep.

The Budiño site is contemporary with the Sanjián beds, and dates from the period of increasing cold following the "Paudorf"-Farmdale interstadial.

Introduction

Paleolithic tools were first reported from the lower Miño valley, along the Portuguese-Spanish border, in 1920. In subsequent years a great number of surface collections were made, and a stratigraphic scheme of industries described, solely on the basis of typology



Fig. 1. The Vigo-Túy area of Southwestern Pontevedra Province. Elevations above 400 meters shaded.

6 .

and patina of individual artifacts, rather than of assemblages (see ALVAREZ-BLASQUEZ & BOUZA-BREY, 1949; BOUZA-BREY & ALVAREZ-BLASQUEZ, 1952). Thus several stages of Acheulian were claimed to exist here, together with industries of Middle Paleolithic (Camposanquian) and Epi-Paleolithic (Asturian) affinities. In many instances when different types of tools were found together the more "primitive" artifacts were considered to be "derived". All of the Miño valley collections were made from quarzite, one of several traits shared with most of the Portuguese Paleolithic (see BREUIL & ZBYSZEWSKI, 1945).

In 1961 a new surface collection of some 200 artifacts was made from the spoil heaps of a kaolin quarry near Budiño, in the Louro valley, a tributary of the Miño (Fig. 1). The tools included a combination of archaic picks, some of Camposanquian type, protobifaces and cores, all worked in quartzite or quartz (AGUIRRE, 1964). Consequently, after preliminary inspection of the area in 1962, an excavation was organized under the direction of Dr. EMILIANO DE AGUIRRE and with the support of the Wenner-Gren Foundation. A complex of occupation floors was found geologically *in situ* during the course of the excavations (July-August 1963) at a locality just east of Km 20.0 of the highway Vigo-Túy, near Km 99.8 of the railroad Monforte-Vigo. Some 16 trenches with a total area of 191 square meters were opened, and archeological materials methodically recorded and removed. These excavations have been described, together with archeological sections and a preliminary analysis of the artifacts, by AGUIRRE (1964). The following paper attempts to outline the geomorphological setting of this Paleolithic occupation site within a regional Pleistocene context.

The Regional Physical Setting

Southwestern Galicia is dominated by remnants of a high erosional surface at 450-650 m elevation (see Fig. 1), formed by a complex of intricately fractured and frequently intruded crystalline rocks. Precambrian granite gneiss, migmatitic granite, schist and gneiss are all intruded by dykes and veins of pegmatitic quartz or batholithic masses of granite porphyry, primarily of Paleozoic age (LóPEZ et al., 1953, 1956). Dissection of this ancient mass has been preconditioned by two major fault systems, one striking N to N 15° W (related to the Louro valley and the poorly articulated linear coast south of Cibo Silleiro), the orther striking N $60-80^{\circ}$ E (related to the valleys of the Miño, Miñor and Foz or Fragoso). Apart from the gross, tectono-erosional aspects to the landscape, topographic details can be attributed to dykes, minor fault zones, contacts between different lithologies, and differential resistance in general.

Planation of the Galician upland surface appears to have terminated at the close of the Oligocene, and lacustrine beds rich in fibrous clay minerals were first deposited in the incipient valleys during Aquitanian times (LUCAS et al., 1963). Subsequently old fault lines were reactivated, while massive clays formed or accumulated in a number of localized basins. These clays, consisting primarily of kaolinite, extend to below modern sea-level in the Louro and Briña valleys, and at Panjón. They are usually stratified in massive beds with a variable admixture of fine to coarse quartz detritus. This suggests subaqueous deposition of alteration products derived from a deep weathering mantle on the slopes. Abundant macroremains of arboreal gymnosperms and palms (identified by E. DE AGUIRRE) were found within an intercalated peaty stratum near Budiño (Miña Rogelita), and NONN & MÉDUS (1963) describe a Tortonian or Tortono-Pontian flora (on palynological grounds) from similar deposits in northern Galicia.

Thus the broad lines of the physical landscape had been established by the close of the Tertiary. During Pleistocene times a number of fluvial platforms or gravel terraces were developed in the major river valleys, while marine benches were cut along the coasts. Meanwhile the great drowned, tectono-erosional *rias* of western Galicia continued to evolve in the wake of alternating eustatic regressions and transgressions (NONN, 1958; MENSCHING, 1961; PANNEKOEK, 1966).

Today the southwestern part of Pontevedra Province enjoys a temperate climate, with January mean temperatures of $46-48^{\circ}$ F ($8-9^{\circ}$ C) and July means of $66-68^{\circ}$ F ($19-20^{\circ}$ C) (see LAUTENSACH, 1964: Maps 4-5; HYDROGRAPHIC OFFICE, 1963: 348-49). Mean monthly minimum temperatures in January lie between 38 and 42° F ($3.5-5.5^{\circ}$ C), and although severe frosts occur periodically, frost-weathering as such is not very effective. On the average, August alone is arid by the THORNTHWAITE system (LAUTENSACH, 1964: Map 8) and the area lies athwart the boundary between KOEPPEN's summer-dry (*Csb*) and permanently-moist (*Cfb*) climates. Rainfall is at a maximum in December, and annual totals average from 1100 to 1600 mm, increasing from the coastal lowlands to the high country (LAUTENSACH, 1964: Map 6).

In relation to the silicate bedrock and contemporary climate, climax soil development under "average" conditions of slope and parent material tends toward a Meridional Braunerde, although few intact profiles are preserved. However, Rotlehm paleosols are widespread on early to middle Pleistocene surfaces, and deforestation of the uplands has favored the spread of acidophile ericaceous heaths, with accociated podsolic Rankers or Braunerdes. Lithosols are characteristic of most slopes over $15-20^{\circ}$. Whereas the native Holocene vegetation of Galicia is believed to have been a mixed deciduous oak woodland (see LAUTENSACH, 1941, 1964: 308), deciduous species, including *Quercus*, *Castanea*, *Acer*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Populus* and *Alnus*, are now almost restricted to the low terraces and floodplains of the river valleys. The Middle and High Terraces, as well as many slopes, are stocked with *Pinus maritima* (= *pinaster*), although heaths of *Erica* and *Ulex* are widepread, either as un understorey to the pine woodland or as a dominant community.

The Setting of the Budiño Site in the Middle Louro Valley

Remnants of several Pleistocene terraces are found in the middle Louro valley (Fig. 2). A high terrace at 67 m (absolute elevation, or 53 m above local floodplain) includes over 45 m of coarse quartz and granitic gravel. A lower substage of the same terrace at 56 m elevation includes some 10 m of similar local materials: $46^{0}/_{0}$ of pegmatitic quartz, $3^{0}/_{0}$ metamorphosed quartz with granitoid structure, $51^{0}/_{0}$ pink meta-granite. There is a considerable component of angular detritus, and rounding is limited. But pebbles mechanically fractured during or after transport are few ($6^{0}/_{0}$), precluding significant congelifraction. A strong, red (2.5 YR 5/6) paleosol with a (B)-horizon over 1.5 m deep is developed on the surface of the High Terrace complex. Depending on the abundance of quartz grit in the parent material, texture varies from coarse-sandy clay to clayey coarse sand. The X-ray diffractogram of clay minerals shows significant peaks of gibbsite and kaolinite, while illite, vermiculite and hematite are also indicated. This Rotlehm paleosol (in the sense of KUBIENA, 1953: 273-76; 1954) records a former period of intensive chemical weathering.

The Middle Terrace is recorded by a widespread platform, at 32—33 m absolute elevation, with local spreads or pockets of subrounded, medium-grade quartz gravel ($86^{0}/_{0}$ pegmatitic quartz, $12^{0}/_{0}$ granitoid quartz, $2^{0}/_{0}$ pink meta-granite) or gravelly, crossbedded sands (see also Fig. 7). Deposits exceed 6 m in thickness, but denudation has destroyed the paleosol. However surface gravels are locally ferricreted by a red (2.5 YR 4/6) clayey matrix, indicating a former abundance for free ferric oxides under conditions of fairly intensive weathering.

The Low Terrace is a body of current-bedded sandy grit and subangular, medium gravel ($68^{0}/_{0}$ pegmatitic and $32^{0}/_{0}$ granitoid quartz) at 24 m elevation, about 10 m above

Karl W. Butzer



Fig. 2. Section of middle Louro Valley at the Budiño Site (Km 20 of the Vigo-Túy highway). 1 = Late Pleistocene colluvium; 2 = High (HT), Middle (MT) and Low (LT) gravel terraces of early to late Pleistocene; 3 = Mio-Pliocene kaolin and grit beds. All diagrams after detailed hand-level transects or line-level sections.

Louro floodplain. As in the case of the Middle Terrace, pebbles mechanically fractured during or after transport account for only 4% of the samples. Maximum thickness exceeds 5 m. There is no evidence for paleosol horizons, but this alluvium was micro-faulted prior to deposition of the next-youngest Pleistocene sediments.

The middle Louro sequence is terminated by two generations of colluvium that locally mantle the Middle and Low Terraces. The Lower Colluvium thickens downslope from 20-30 cm to 1.5 m, while the Upper Colluvium, confined to the valley bottoms, attains a thickness of over 1.3 m. Despite an erosional disconformity, there is no evidence of intervening soil development. The Lower Colluvium is coarser than the Upper, with a gravelly base and otherwise sandy-gritty texture with evidence of bedding and sorting. The pebbles are of coarse grade and subangular, with 86% pegmatitic and 14% granitoid quartz. Again only 6% are naturally fractured. The Budiño Paleolithic site is situated within this Lower Colluvium, with scattered artifacts occurring at almost all levels, but with the occupation floors concentrated in the lower half or along the disconformity between the two colluvial beds. The Upper Colluvium is a homogeneous, weakly stratified, silty coarse sand. The Holocene soil zone developed on the two colluvia is a dark to very dark brown or grayish brown A_0/A_1 -horizon with mulliform moder humus, 25 to 90 cm thick. Although there is no B-horizon over Tertiary kaolin outcrops or on the finer grained colluvium, a very weak light yellowish brown to pink (B)-horizon of 20-60 cm is present in the permeable Lower Colluvium. There may also be some evidence of pseudo-gley conditions in the form of limonitic bands near base of solum. Transitional A/C or A/(B)-horizons of about 10 cm thickness are common, and occasionally there may be a slightly eluviated A2, although clay skins are absent in the subsoil. pH of the A-horizons ranges from 4.5 to 5.1, the (B)-horizons 5.1-5.6. The soil type consequently alternates between a Meridional Braunerde and a Mulliform Ranker (see KUBIENA, 1953: 203), depending on parent material. The modern vegetation is a degraded, ericaceous heath, locally known as "Las Gándaras". In the nutrient-poor, sandy parent material of the Low Terrace and particularly over the dense kaolin beds this heath probably represents a spontaneous growth, whereas planted pine woodlands are found on the higher terraces and wherever the colluvia are well-drained and of greater thickness.

Micro-Stratigraphy of the Budiño Site

The Paleolithic site at Budiño is found within the Lower Colluvium as preserved upon a platform of the Low Terrace in 22.5—24 m (8.5—10 m above Louro floodplain). The micro-stratigraphy is illustrated by Figs. 3—5 and summarized by the sediment data of Tables 1 and 2:

86





Fig. 3. Long Trench Section of the Budiño Site (Locality 2, South Face). Symbols explained in text.

(1) Over 75 cm. Intensively mottled (white, yellow, light red) residual clay with angular coarse blocky to prismatic structure. Laminations as well as fragments of decomposed, hematite-stained gneiss indicate redeposition. The X-ray diffractogram is dominated by very intense and prominent first and second-order kaolinite peaks, with a very weak but nonetheless distinct feldspar peak.

(2) 15-20 cm. Limonitic zone (yellow, some light red) developed at base of bed (3a), due to waterlogging over impermeable base. The hydrated ferric cement marks an incipient bog-iron zone.

(3) (lower part: 3a) 100-120 cm. Pinkish white, coarse-sandy gravel with some currentbedding. Bands of limonitic staining with some mottling due to seasonal waterlogging.

(3) (upper part: 3b) 30-80 cm. Very pale brown sediment as (3a). The overlying disconformity terminates the detrital kaolin beds, all presumably of Mio-Pliocene age.

(4) 0-35 m. White sandy clay with very coarse blocky to prismatic structure and limonitic staining of ped faces. Some derived(?), ferruginized quartz grains. The X-ray diffractogram is quite similar to that of bed (1).

(5) 0-60 cm. Very pale brown, current-bedded, sandy-fine gravel, with traces of biotite and muscovite as well as ferruginized quartz grains. Forms part of Low Terrace alluvium. Disconformity.

(6) (Lower Colluvium, gravelly base: a). 10—15 cm. Pale brown gritty coarse sand as matrix to subangular, coarse gravel. Stratified with turbulence pockets. Thickens to over 125 cm within channel previously cut into Low Terrace.

(6) (Lower Colluvium, finer upper part: b). 30-50 cm. Light yellowish brown, silty coarse sand with concentrations of quartz grit and medium-grade gravel, as well as traces of muscovite. Stratified perpendicular to valley axis.

(6) (Upper Colluvium: c). 0—125 cm. Very pale brown, stratified silty coarse sand with subangular medium blocky structure.

(7) 25-30 cm. Highly humic, very dark brown, gravelly coarse sand with medium crumb structure. A-horizon of Holocene soil zone as developed in units 6a, 6b and 6c.

	G	rain Size A	nalyses of S	strata at the	Paleolithic	Site of Bud	diño	
Bed	2000-6400	595-2000	210-595	63-210	20-63	6-20	2-6	Under 2 microns
C-IX P	':							
6c	6.5	17.4	20.2	13.4	14.5	7.0	3.5	17.5
6a	44.3	22.3	14.4	7.0	3.0	2.5	1.5	5.0
Long Trench:								
7	20.4	26.1	15.7	11.3	11.0	3.0	1.5	11.0
6b	12.0	19.3	21.3	13.9	12.0	5.0	2.5	14.0
6a	37.6	19.0	13.8	7.0	6.5	3.0	1.0	12.0
5	45.6	25.1	9.8	4.5	3.5	1.0	1.5	9.0
3b	49.4	22.2	8.0	2.4	2.0	1.0	2.5	12.5
4	3.1	14.9	8.5	6.3	7.0	11.0	5.5	44.5
3a	50.5	17.0	6.9	3.1	4.5	3.0	2.0	13.0
1		—	0.1	0.4	11.0	22.5	10.5	55.5

Table 1 Grain Size Analyses of Strata at the Paleolithic Site of Budiñ

87



Fig. 4. Section of Trench C-IX P (Locality 2). 1 = Tertiary detrital Kaolin; 2 = Lower Colluvium, with grit-gravel (dark) and sandy (light) facies; 3 = Upper Colluvium (bed 6c of text); 4 = A-horizon of Holocene soil. I-2174 and I-2175 localize hearths from which radiocarbon samples were extracted.

The excavated archeological remains of the Budiño Site are confined to 651 artifacts and 56 larger stones with possible or certain evidence of working (AGUIRRE, 1964). In addition over 250 artifacts have been collected from the surface since 1961. The *in situ* artifacts are commonly found as concentrated flaking sites, and in at least one cut there were two vertically distinct levels. In trench C-IV P some 100 artifacts were found on a surface of less than 1.5 sq. m., lying amid some 80 quartz pebbles and associated with a quartz boulder clearly used as an anvil (Fig. 6) (AGUIRRE, 1964). Some implements of this association are in mint condition, obviously forming part of a workshop. Other associations may have represented kill or butchering sites, but the acidic soil environment has preserved no trace of bone. Only those artifacts found on the bank of the former channel once cut into the Low Terrace (Figs. 3—5) show some evidence of derivation. But there are several concentrations of charcoal, carbonized vegetable matter and a little ash, indicating a number of hearths just below the 1-meter bank once formed by the edge of the Low Terrace.



Fig. 5. Trench C-IX P (Locality 2), facing east. Below the dark A-horizon the Upper (medium gray) can be distinguished from the Lower Colluvium (light gray).



Fig. 6. Workshop floor exposed in Trench C-IVP (Locality), with artifacts and flaking debris scattered around quartz anvil. Photo by E. DE AGUIRRE.

A remarkable variety of tool-making techniques and tool-types were found in undisturbed associations, with both archaic and apparently more evolved forms represented. The artifact inventory includes choppers and chopping-tools, trihedral picks, so-called Camposanquian picks, Clactonian flakes and notches, proto-bifaces, denticulates, and several other flake tools (see AGUIRRE, 1964: Pl. 5—12). Yet these flaking associations are in almost all cases physically homogeneous, undisturbed and not derived, either in the geological or archeological sense. And there is no question that these are occupation sites of a single cultural complex, probably recording repeated temporary occupation of a moderately restricted site area by prehistoric groups.

Wherever the gravelly basal unit of the Lower Colluvium (6a) is poorly developed, quartzite forms the primary or exclusive raw material. However, where natural, coarsegrade pebbles of quartz are abundant, these were commonly utilized for a variety of artifactual purposes (AGUIRRE, 1964). According to the provisional count, $58^{0}/_{0}$ of the 707 excavated artifacts consist of such local quartz pebbles, which correspond very closely in basic morphometry with the undisturbed gravels measured from other exposures of the Lower Colluvium. The remaining $42^{0}/_{0}$ of the artifacts were made in quartzite, which is absent in the Louro drainage and must have been carried in from the Miño valley.

Two radiocarbon determinations were obtained from hearths exposed in trench C-IX P (see Figs. 4—5). Sample I-2174 consisted of several adjacent charcoal fragments and carbonized wood resting on the disconformity between the Tertiary kaolin beds and the basal gravel of the Lower Colluvium. Sample I-2175 was a mixture of fine charcoal and carbonized vegetable matter in a sandy matrix, found about 10 cm. above the dis-

conformity, coming either from unit 6 a or 6 b. Both samples were pretreated with Na OH and H Cl.

The results:

I - 2174	$26,700 + 3600 \\ -2500$	B.P.	(24,750 B.C	2.)
I - 2175	18,000 ± 300]	B.P.	(16,050 B.C	2.)

In terms of material I - 2174 was more suitable than I - 2175, altough the sample was smaller. Even if sample I-2175 represents bed (6b), it seems very unlikely that a hiatus of 8 millenia marks the occupational record. However three further C^{14} determinations from Würm-age deposits on the coast (see below) indicate that the broad time interval itself is correct, namely that the Lower Colluvium post-dates a warmer interval (Paudorf or Farmdale?), and was deposited during the early part of a cold period with accelerated geomorphic activity (Main or Middle Würm-Wisconsin).

The Long Trench section of the Budiño site is essentially repeated in the West Quarry, north-facing wall (Fig. 7, Table 3). Beds (2)—(6) are close counterparts for units (1)—(4) at the Budiño Site. Bed (8) corresponds to units (6a) and (6b), the Lower Colluvium, while (9) marks the A-horizon of the Holocene soil. Two aspects of the West Quarry section call for further comment. Bed (7) marks a complex 6-meter pothole-fill of the Middle Terrace. It includes clayey lenses, rich in decomposed gneiss fragments and biotite. The uppermost beds include cross-bedded grits, charged with secondary limonite, and embedding some muscovite and fragments of derived clay. Bed (1) refers to deeply weathered brownish-yellow to dusky red gneiss bedrock from which local bed (2) as well as unit (1) at the Budiño site are derived. Feldspars have been largely reduced to kaolin and hematite, leaving a residue of clay, quartz sand and mica grains, marking the BChorizon of a former deep Rotlehm of Tertiary age. Derived residual products may be traced downslope to bed (2). A similar sequence can be observed 100 m further north along the east-facing wall (Table 3).



Fig. 7. North face of West Quarry (200 m west of Budiño Site). Symbols identified in text and Table 3. Patterns identical to those of Fig. 3.

Although the internal stratigraphy of the middle Louro valley is accordingly wellestablished, with two radiocarbon dates to fix the occupation floors of the Lower Colluvium in the early Middle Würm, a more complete stratigraphic framework must be obtained externally. This is provided by the terrace sequence of the lower Miño and by the marine abrasional forms of the coast between the Miño estuary and the Ria de Vigo.

90

Geomorphology and Stratigraphy of the Paleolithic Site of Budiño

	(Textural classes after WENTWORTH system)									
Bed	Munsell Color (dry)	funsell Textural color (dry) Class								
6c	10 YR 7/3	Silty coarse sand	0.3	4.9						
6a	7.5 YR 8/4	Coarse-sandy gravel	3.5	5.3						
7	10 YR 2/2	Gravelly coarse sand	0.0	4.75						
6b	7.5—10 YR 6/4	Silty coarse sand	0.6	5.3						
6a	10 YR 6/3	Gravelly coarse sand	0.4	5.15						
5	10 YR 7/3—4	Coarse-sandy gravel	0.3	4.6						
3Ь	10 YR 7/4	Coarse-sandy gravel	0.0	4.75						
4	5 YR 8/4, 7.5 YR 7/8	Coarse-sandy clay	0.5	4.65						
3a	7.5 YR 8/2	Coarse-sandy gravel	0.7	4.8						
2	10 YR 7/8, 2.5 YR 6/8	Coarse-sandy gravel	0.0	4.7						
1	10 YR 8/0, 8/6, 2.5 YR 6/6	Silty clay	0.0	4 5						

2 1

Table 2

Sedimentology of Strata at the Paleolithic Site of Budiño

Table 3

Sedimentology of Strata at the Budiño West Quarry (Textural classes after WENTWORTH system)

	Munsell	Textural	Per cent		
Bed	Color (Dry)	Class	Ca CO ₃	$pH(H_2O)$	
North Fa	ce (Fig. 5)				
9	10 YR 3/2	Clayey coarse sand	0.1	4.55	
8	10 YR 6/4	Clayey coarse sand	0.3	5.3	
7 (top)	10 YR 7/4	Coarse-sandy gravel	0.0	5.6	
7 (base)	10 YR 8/1	Clayey coarse sand	0.1	5.25	
6	10 YR 8/0	Clayey coarse sand	0.0	4.55	
5	10 YR 8/0	Silty clay	0.0	4.25	
4	10 YR (white)	Clayey coarse sand	0.0	4.4	
3	7.5 YR 8/0	Silty clay	0.1	4.55	
2	10 YR 8/6, 5 YR 6/6, 2.5 YR 6/8	Clayey silt	0.0	4.7	
1	10 YR 8/6, 10 R 4/6, 7.5 R 3/4	(Altered biotitic gneiss)	0.0	4.75	
East Face	9				
(9)	10 YR 4/2	Silty coarse sand	0.1	5.1	
(8)	10 YR 6/4	Clayey coarse sand	0.3	5.55	
(7, top)	10 YR 8/3	Gravelly coarse sand	0.3	5.3	
(7, base)	10 YR 8/2	Gravelly coarse sand	0.0	5.3	

The Alluvial Terraces of the Lowermost Miño Valley

The earliest geomorphological study of the lower Miño valley, by H. LAUTENSACH (1941), identified Low, Middle and High Terraces, the first of which dip in relative level from + 10 m upstream to + 5 m downstream. This alluvium, which extends to at least 22 m below river bed, was described as an haugh loam (Auelehm) of Holocene age, aggraded during the Postglacial rise of sea-level. The two older terraces were similarly interpreted by eustatic control, in response to high interglacial sea-levels. The presence of deep, red weathering horizons on these upper surfaces was explained by warm interglacial climates. LAUTENSACH postulated severe tectonic deformation of the High Terrace, an error due to confusion of multiple terrace levels, as already pointed out by FEIO (1948).

A more recent, detailed study of the Portuguese side of the Miño (TEIXEIRA, 1952) showed the existence of 7 major terraces, limited to the lower course of the river. They maintain profiles graded to high sea-levels of 15-20 m ("Riss/Würm"), 30-40 m ("Mindel/Riss"), 50 m and 60-70 m ("Milazzian"), 75-70 m and 90-100 m ("Sicilian"). The lowest terrace, dropping from + 10/12 m upstream to + 5/6 m downstream, was ascribed to the Riss/Würm Interglacial by TEIXEIRA (1952). The Spanish side of the valley was studied by LóPEZ et al. (1953) and broad terrace groups identified and mapped at + 12/20 m, + 30/40 m and + 45/70 m, the last divided into two substages. The flood-plain terrace (TEIXEIRA'S + 5/10 m level) was implicitly considered as a Holocene feature.

Thus, although there has already been considerable study of the Miño terraces, unclarities remain in the published work. Consequently a new survey of terrace levels, sediments and paleosols was carried out along the Spanish side of the Miño estuary, viz. the lower 40 km of the river subject to tidal influences today. A thorough study would have required many months, so that our survey was necessarily selective, emphasizing stratigraphic relationships, both internal and with respect to the Louro valley and the Atlantic coast.

The sequence of alluvial terraces recognized (Table 4, also Fig. 8) includes a Floodplain Terrace (FT, equivalent to LAUTENSACH'S LOW Terrace), a Low Terrace (LT) at +22/24 m., two Middle Terraces (MT I, MT II) at +42/44 m and +34/36 m respectively, and three High Terraces (HT I, II, III) at +76/80 m, +65/68 m and +52/59 m. Older still are a number of strongly denuded erosional surfaces between 130 and 250 m elevation, visible as sets of accordant summits, but providing no stratigraphic clues. The Floodplain Terrace drops in relative level from +8.5 m at Porto to +3.5 m near the mouth of the Miño, where it is truncated at the edge of the tidal marshes. It is still inundated by late winter flood surges every few years (P. DIAZ ALVAREZ, pers. comm.), and according to TEIXEIRA (1952) annual high-water level ranges from + 6.5 to + 11 m. The top 4 m or so consist of stratified homogeneous, light brownish gray (2.5 Y 6/2), silty medium sand, rich in biotite, muscovite and detrital organic matter. The immature gray floodplain soil (a Paternia in the sense of KUBIENA, 1953: 158) is recorded by a weak mulliform A-horizon. Lower beds are coarser in texture, with bands of coarse to cobblegrade quartzite gravel, including rolled artifacts of most of the types recorded in the local Paleolithic (J. M. ALVAREZ-BLASQUEZ, pers. comm.).

All in all the concensus of evidence indicates that the Floodplain Terrace is post-Pleistocene in age. An identical deposit occurs in the Miñor valley (Fig. 1), falling downstream from + 4 m at Gondomar to + 2 m in the estuarine zone. It, too, is distinct from and truncated at the edge of the tidal-lagoonal deposits. Thus although the Floodplain



Fig. 8. North slope of the Miño Valley at Porto de Salvatierra, showing Floodplain (FT), Middle (MT) and High (HT) Terraces.

Geomorphology and Stratigraphy of the Paleolithic Site of Budiño

Table 4

Alluvial Terraces of the Lowermost Miño Valley (North Bank). (Relative levels in meters with respect to mean low-water of the Rio Miño).

		and the second second				1		_		
	Rosal	Goyán	Tomiño	Túy	Guillarey	Caldelas	Porto	Lower Louro	Middle Louro	General Level
Floodplain Terrace		3.5		6	6	6	8.5		10	3—10 m
Low Terrace	18	24.5	24	22	22	24.5			20	22—24 m
Middle Terrace II Middle Terrace I	44	34 41	40/45	36		43	29	42	29	34—36 m 42—44 m
High Terrace III High Terrace II High Terrace I						68	59 65 76/80	52 66	52 63	52—59 m 65—68 m 76—80 m

Terrace is still periodically activated today, it is not an estuarine aggradation but, instead, takes the form of an alluvial fan, widening and thinning out in the lower river valleys. Silts and clays are largely carried out to sea, leaving behind the quartz and mica sands derived from older soils and slope sediments. Quite probably the exposed body of the Floodplain Terrace was mainly aggraded in response to accelerated soil erosion in the wake of deforestation during historical times.

The Low Terrace (+22/24 m) is preserved in small segments at many localities and is distinguished from the Floodplain Terrace by its composition: a sandy, coarse to cobble-grade gravel, consisting of about 75% quartzite, 15% sandstone and 10% pegmatitic quartz. In contrast to the Middle and High Terraces there are no indications of a red paleosol; instead a Meridional Braunerde forms the climax soil. The Middle Terrace complex (+ 34/36 m and + 42/44 m) consists of similar materials in comparable ratios, but there is widespread evidence of former rubefaction. No undisturbed profiles were found, except possibly at Volta Moura (see below), but truncated (B)C-horizons or inhomogeneous reddish yellow (5–7.5 YR 6/6) sediments, devoid of feldspars or micas, indicate the former presence of a reddish paleosol of moderate development. As in the case of the Low Terrace, this gravel unit forms a narrow border along the bedrock slopes that demarcate the margins of a once deeply-entrenched Miño gorge.

The High Terrace complex (+52/59 m, +65/68 m, +76/80 m) is distinct from the younger terraces. Extensive platforms underlie the gravels, forming conspicuous benches cut into the valley sides during extended periods of dynamic equilibrium. At several exposures HT III consists $100^{0}/_{0}$ of sandstone gravel, while HT II averages $25^{0}/_{0}$ sandstone, $60^{0}/_{0}$ quartz and $15^{0}/_{0}$ quartzite. In the case of HT I the sandstone component drops to $10^{0}/_{0}$, quartz to $15^{0}/_{0}$, while quartzite accounts for $75^{0}/_{0}$ of the gravel. Extensive spreads of Rotlehm sediments occur on all three surfaces, and truncated (B)-horizons are common. The typical constituent is a light red (2.5 YR 6/6-8), clayey silt or coarse-sandy clay, with coarse angular blocky structure. pH values lie near 5.0 and carbonates are absent.

Karl W. Butzer

100 All of the Pleistocene terrace gravels of the lower Miño are rounded or well-rounded by the modified LÜTTIG method (see BUTZER, 1964c: 160-164). In all but the oldest subunit (HT I), pebbles mechanically fractured during or after transport average between 0 and 6%, indicating no significant congelifraction. This value is unusually high (16%) in the case of HT I, possibly as a result of later soil frost. But even here syn- or epigenetic periglacial phenomena are entirely absent, either in the form of involutions or of laterally intercalated screes or solifluidal mantles. Sedimentologically, then, there is no contradiction in relating these terraces to non-glacial periods. Coarse to cobble-grade quartzite gravels are still carried in abundance in the bed of the Miño today, a fact readily explained by the steep gradient of the river upstream of Nieves and by a cultural landscape favoring rapid runoff. Also pertinent is the fact that the Pleistocene terraces each have gradients parallel to those of the modern river at low-water, but decidedly more gentle than that of the Floodplain Terrace. All this favors a base-level over a climatic stimulus to aggradation. There is as yet no evidence to suggest that the terraces are polygenetic, e.g., grading upwards from basal, cold-climate gravels to finer, interglacial deposits. Although glacial-age terraces are preserved in Orense Province and further upstream (VIDAL-BOX, 1941), any such alluvia in the Miño estuary would be found well below modern stream bed.

The relationships between the Miño and middle Louro sequences can be seen from Table 4, where the Louro levels are converted to relative elevations above low-water at Túy (3.5-4 m above sea-level). The Floodplain Terrace can be followed subcontinuously form Túy into the Louro valley, where it merges with the Louro floodplain. The Low Terraces of the two valleys, although not juxtaposed, appear to be equivalent on the basis of the paleosol stratigraphy, and the same can be said of MT II and HT II.

An interesting interdigitation of Louro and Miño facies can be observed in the case of HT⁶III at Volta Moura, near Km 22.4—22.7 of the Vigo-Túy highway. The main body of HT III was injected over 6 km into the lower Louro as an alluvial fan from the Miño, dipping northwards (i. e., upstream) at 5—15° in a series of topset and foreset beds. These coarse exotic sandstone gravels are overlain by 2 m of medium-grade quartz gravels of Louro origin, bedded 1° downstream. Higher up in the sequence are another 3 m of Miño sandstones and sands. The entire exposure is covered by 20—120 cm of local colluvium, probably somewhat younger in age. A 1.5 m (B)-horizon, of lesser intensity than the Rotlehm relict soils of the High Terrace, is well-preserved on this colluvium, often penetrating down into the gravel. These exposures at Volta Moura help show the equivalence of the terrace sequences of the lower Miño and the middle Louro.

The immediate inference of these interrelationships is that the Lower Colluvium is younger than the Low Terrace of the Miño. Colluvial silts occur along the margins of many gravel terraces of the Miño valley, on both margins of the river (see also BERTHOIS, 1949). At the foot of bedrock slopes such silts tend to be sandy and mixed with kaolin, but below gravel outcrops they are rich in derived loamy soil products. A pollen study has been made from a deep loamy bed, rich in organic matter, resting on High Terrace gravels at 67 m near Corgos (ANDRADE, 1945). Almost certainly this light gray loam is a later colluvial deposit. Next to $23^{0}/_{0}$ non-arboreal pollen there were $57^{0}/_{0}$ Pinus silvestris, $9^{0}/_{0}$ Quercus, $5^{0}/_{0}$ Salix, $4^{0}/_{0}$ Castanea and $2^{0}/_{0}$ Betula. Presumably the one claim registered for Paleolithic artifacts in situ in the High Terrace near Lanhelas (VIANA, 1930) can be explained by a late Pleistocene colluvium resting on older beds. Significantly, Paleolithic artifacts have not been discovered within the Low, Middle and High Terraces of the Spanish side of the river. (J. M. ALVAREZ BLASQUEZ and P. DIAZ ALVAREZ, pers. comm.), and almost all of the surface sites are localized on top of the Low Terrace (see BOUZA-BREY & ALVAREZ-BLASQUEZ, 1952: Fig. 3).

94

Pleistocene Shorelines and Terrestrial Deposits between the Miño Estuary and the Ria de Vigo

The Atlantic coast between the mouth of the Miño and the entrance to the Ria de Vigo displays a great number of marine abrasional features, generally at elevations of no more than 50 m. North of Bayona such benches and platforms are found at irregular intervals in a rolling, well-articulated coastal landscape. Further south, an almost continous complex of platform remnants follows the base of the cliffs to the Sta. Tecla promontory and beyond, along the Portuguese littoral. By comparison, fossil littoral deposits are few and molluscan assemblages next to absent. On a coast with a spring tidal amplitude of 3 m or more, and exposed to frequent westerly and northwesterly gales, littoral sculpture is fairly effective and it is not surprising that older deposits have been destroyed. By contrast a thick mantle of late Pleistocene alluvial or colluvial beds is preserved almost continuously from Bayona to La Guardia.

At the mouth of the Miño there is a buried bedrock channel between Caminha Island and the Portuguese shore (TEIXEIRA, 1950; HYDROGRAPHIC OFFICE, 1963: 78), although a bedrock bench at less than 3 m depth connects the island to the north shore. A unique fossil cobble beach has been described from the island itself by ZBYSZWESKI & TEIXEIRA (1949; TEIXEIRA, 1952), who identify a *faune banale*, with three species of *Littorina*, two of *Patella* and one *Trochus*, all suggesting close proximity to the watermark.

The coastline beween Sta. Tecla and Vigo is by no means unstudied. NONN (1958) has carried out detailed work on the ancient shoreline features of the Ria de Vigo, and further south TEIXEIRA (1950, 1952), PARGA et al. (1954), LÓPEZ et al. (1956), NONN (1958), FERNÁNDEZ (1958), and MENSCHING (1961) have repeatedly confirmed the existence of littoral benches at various levels. But no systematic observations appear to have been carried out south of Pta. de Samil, or at least no sections have been published. Table 5 lists the marine platforms, benches, nips or notches recognized along this coastal sector during an intensive survey in 1963. There is little ground to question the validity of these values as accurate shoreline elevations related to features than can often be traced subcontinuously along much of the littoral with no apparent deformation (Fig. 9).

				(210	- acros	15 m m	eters a	ibove i	11. 3. 1.	Linear	i sca	-10 + 0	1).				
Pta. Samil	Outeiro	Pta. Elena	Sobreira/Oya	Sayanes/Chans	Playa Patos	Monteferro	Ramallosa	Bayona/Estelas	Mougas N.	Mougas S.	Villadesuso	Oya	Sanjián	Portocelo	La Guardia	Sta. Tecla	General Levels
1/2			?		2.5	?		3									2.5
					6/7				?	7				6		5	6/7
12		10?	10			10/12	10/12	10								11	10/12
			17	v i										16		17.5	16/17
23		24	23/25		24			23							?	?	23/24
	35					33/35		32/36	34.5	33				35/36	36		33/36
45/50			45/50			44/46	48			41/51					45/50	45/48	44/49
						60											
				100/110													

Table 5

Marine	Abrasional	Benches	and	Nips	between	the Miño	Estuary	and	Vigo
	(Elevatio	ons in me	ters	abov	e m. s. l.	Imean sea	-level1).		100

The problem is whether these nips and benches refer to regional sea-level stages and, if so, whether such stages can be related to any specific, worldwide interglacial transgressions.

The geomorphic evidence suggests strongly that the 44—49 m stage, commonly developed in the form of a broad bench or platform, occasionally with a veneer of marine cobbles, represents a distinctive stratigraphic marker in the study area. North of Monte Sta. Tecla this platform extends inland, skirting the Rosal valley to merge with the 44 m Miño platforms and gravels (MT I) near Rosal. LAUTENSACH (1941) and TEIXEIRA (1952) have already attributed this striking platform-pass, interrupted by a former island-hill, to a Pleistocene arm of the Rio Miño. We strongly endorse this point of view. In fact this pass east of La Guardia is the one direct stratigraphic link between marine and fluvial phenomena at identical levels in the Miño estuary.



Fig. 9. Marine benches and nips at Punta Sobreira.

Marine stages above 50 m are not apparent in the coastal morphology, and although higher shoreline phenomena may once have been present, there is now no existing marine counterpart for the base-levels suggested by the High Terraces of the Miño.

The marine nips and benches at levels below 45-50 m represent more incidental abrasional features, obviously cut during briefer intervals of time. Nonetheless they afford evidence for at least 4 regional shoreline stages at 33-36 m, 23-24 m, 10-12 m, and 6-7 m. Lacking contemporary deposits, other than at Caminha (ZBYSZEWSKI & TEIXEIRA, 1949) and near Pta. de Samil (NONN, 1958), and without direct associations to the Miño terraces, these relative marine levels have no great stratigraphic value. They are all older than late Pleistocene continental deposits, as well as some basal marine gravels just above modern high tide. Also, correlations of the 33/36 m and 23/24 m shorelines with the MT II and LT of the Miño valley can be suggested, but not rigidly proven. Presumably all these shorelines relate to non-glacial intervals of the middle and late Pleistocene, but here again specific external correlations cannot even be suggested with any confidence. Thus although the marine-abrasional phenomena complement the Miño valley sequence, they provide no additional stratigraphic dating.

The late Pleistocene deposits of this same littoral are rather more rewarding and they provide some pertinent parallels to the colluvial sediments at Budiño. At Playa de Patos (Fig. 10, also earlier descriptions by NONN, 1958), ancient beach cobbles attain 2.3 m above mean sea-level (m. s. l.) and are overlain by up to 4.5 m of brown sandy silt and subangular coarse gravel of colluvial origin. A similar level also appears to be recorded by beach or estuarine sands near the high tidal mark just north of Pta. Sobreira.

North of Mougás there is a micro-karstic (Karrenkarst) surface at Km 67.3 (Fig. 11), developed in granite gneiss, and extending to above modern high-tide mark. This waveworn surface marks a bench of interglacial age and is overlain by up to 3 m of semi-



Fig. 10. Littoral and fluvial deposits at Playa de Patos. 1 = Last Interglacial (?) beach gravel; 2 = Late Pleistocene colluvium; 3 = modern beach sand.

consolidated, dark gray (10 YR 4/1) peaty sediment dipping 5° seawards. The organic component ranges from colloidal humus to fine, semi-carbonized plant matter with fragments of carbonized wood. A radiocarbon determination on such wood, 80 cm above base of sediment, gave "greater than 39,900 years" (I-2177). Quartz and muscovite sands are abundant throughout, and lenses of quartz grit gain in importance towards the top. The conformably overlying unit consists of 1.5-2 m of brown (10 YR 4-5/3), silty coarse sand, rich in humus, with the superimposed 40 cm dark gray A-horizon of a Ranker soil. Marine cobbles to +8 m, resting on this soil profile, have been incorrectly



Fig. 11. Early Würm beds overlying wave-worn granite gneiss with Karrenkarst phenomena at Mougás (North) near Km 67.3. Sample I-2177 ("greater than 39,900 years") from black stratum of detrital organic matter, giving way at top to mineral deposits. Beach cobbles at top form part of artificial embankment and rest on A-horizon of recent soil.

7 Eiszeitalter und Gegenwart

Karl W. Butzer



276 · 252

Fig. 12. Littoral and fluvial deposits at Sanjián, near Km 77.6. 1 = Detrital peat with date 28,400 B. P. (I-2261); 2 = Late Würm cobble gravels of Rio Cobo fan; 3 = humic, gritty colluvium; 4 = modern beach cobbles.

described as an interglacial beach (ZBYSZEWSKI & TEIXEIRA, 1949, Pl. A, Fig. 2). They are part of the road embankment. All in all, the Mougás North section illustrates a sequence of early Würm colluvial deposits laid down over an emergent (last interglacial?) littoral bench.

An analogous sequence, of younger age, is exposed at Sanjián (Fig. 12), where up to 5 m of dark grayish brown (10 YR 4/2) organic silt underlie 15 m of well-rounded cobbles, with a matrix of dark yellowish brown (10 YR 4/4), silty coarse sand, and dipping 10° seawards. The cobble gravels represent a coarse alluvial fan of the ephemeral Rio Cobo, once extending to well below modern sea-level. The fan is overlain by 80 cm of very dark gray, highly humic, gritty colluvium, deposited prior to dissection with formation of two sporadic erosional benches visible along the Rio Cobo. A radiocarbon date of 28,400 + 1200 years (I-2261) was obtained from carefully pretreated debris of -1000

carbonized wood and plant tissue from the basal organic stratum. In other words, the Sanjián beds pertain to the middle Würm, and presumably record the geomorphic transition from a cool-moist interstadial to the cold maximum of the Würm. The cobble gravels of Sanjián are probably identical to those seen in low-order stream valleys near Cabo Silleiro, at Villadesuso, Oya and between Portocelo and Fedorento.



Fig. 13. Mid-to Late Würm beds at Playa de Fedorento, Area Grande, just north of La Guardia. Sample I-2176 (18,700 B. P.) from Older Fill. Younger Fill (units 1-4) and Holocene soil (5) described in text.

98

The stratigraphic picture is augmented further by sections from Area Grande, Playa de Fedorento, north of La Guardia (Fig. 13). At least two generations of late Pleistocene fill were carried out onto the emerged shelf by the small arroyo at this point. The Older Fill, apparently intercalated with cobble gravels a little to the north, consists of perhaps 10 m of unconsolidated pale brown (10 YR 6/3), silty coarse sand, with lenses of grit or gravel, and bands of diffuse moder humus or carbonized organic matter. A sample of organic detritus at 4 m below surface gave an age of 18,700 \pm 320 years (I-2176). Following a period of dissection, another 4 m of Younger Fill were deposited in a rather narrow channel (Fig. 13):

- (1) 50 cm. Organic silt with grit or medium grade detritus.
- (2) 100 cm. Highly organic, dark gray (10 YR 4/1) sandy silt with grit lenses.
- (3) 100 cm. Alternating bands of gritty brown (10 YR 5/3) sand and organic fill.
- (4) 150 cm. Pale brown (10 YR 6/3) gritty sands, under
- (5) 50 cm. Dark gray (10 YR 4/1) A-horizon of modern Ranker.

These type sites suffice to illustrate the nature of late Pleistocene continental deposits in the littoral zone. There are at least three generations of alluvial or colluvial deposits, the oldest of which rest directly on an interglacial beach platform. Broadly apeaking these units date from the early, middle and late Würm respectively. The middle unit correlates with the Lower Colluvium at Budiño and the youngest may be equivalent to the Upper Colluvium.

Stratigraphic and Paleoclimatic Interpretation

An overall evaluation of the Pleistocene geomorphology of southwestern Pontevedra may now be attempted in the light of the regional evidence. Firstly, the High Terrace gravels of the lower Miño and the Louro valleys pose a problem. Although they are graded to base-levels of 80 m, 65/68 m and 52/59 m, there is no evidence of corresponding shorelines on the Atlantic coast. Consequently an interglacial interpretation of these coarse deposits, although plausible, cannot be fully demonstrated. The limited evidence of congelifraction, in all but HT I, and the total absence of other soil frost phenomena, further militate against a cold-climate impetus to alluviation. Nonetheless there is a certain discrepancy between the stream competence indicated by the cobble gravels of the High Terraces and that to be expected today — at least if we exclude the effects of accelerated runoff in response to deforestation and cultivation. The possible role of periodic uplift of the Galician massif must therefore be born in mind.

The Rotlehm paleosols developed on the High Terrace complex record one or more periods of deep chemical weathering, presumably a warm climate with abundant moisture but an accentuated dry season (see KUBIENA, 1954). On Mallorca and in Catalonia soils of similar intensity last developed during the late Tyrrhenian I (BUTZER & CUERDA, 1962; BUTZER, 1964b), in Soria during the interglacial succeeding the Elster II cold phase (BUTZER, 1965). Broadly speaking, then, the High Terraces can probably be assigned to the early Pleistocene.

The Middle Terraces are more fully understood. MT I, at + 42/44 m, is physically connected to and at least partly contemporary with the long-term sea-level at + 44/49 m. MT II, at + 34/36 m, appears to be associated with a fairly significant sea-level stage at + 33/36 m. In this case direct field connections are unavailable. Despite their coarse calibre the Middle Terrace gravels are confined to the lower stream valleys and must be classified as interglacial deposits aggraded in response to tangible base-levels. The reddish paleosols locally preserved on the Middle Terraces lack distinctive profiles, presumably due to subsequent denudation of moderately shallow soils. Parallels with modest Braunlehm paleosols developed on the Middle Terraces in Catalonia (see BUTZER, 1964 b) may be suggested. Lacking local paleontological evidence the Atlantic sea-levels cannot be

7 *

dated stratigraphically, and it can only be inferred that the Middle Terraces of the Miño Louro are broadly middle Pleistocene in age.

The Low Terrace at + 22/24 m seems to be related to the + 23/24 m base-level suggested by widespread shoreline features along the coast. Intensity of subsequent soil development has not substantially differed from that characteristic during Holocene times. The age of this terrace is conjectural. At Budiño dissection and some tectonic displacement postdate the Low Terrace but predate the Lower Colluvium. And if the Low Terrace indeed correlates with the + 23/24 m shoreline, time must be allowed for cutting of the nips and benches at + 10/12 m and + 6/7 m, all prior to the Early Würm. Conceivably therefore the Low Terrace predates the Last Interglacial sea-levels now dated 75,000—90,000 B.P. in the Mediterranean Basin and along the Atlantic coast of Morocco (STEARNS & THURBER, 1965). However, there can be little question about the warm-climate character of the deposits as such, with no evidence of frost, and fine to coarse bed-load deposits derived in good part from underminig of older gravels.

Three or more phases of colluviation or alluviation can be identified and informally defined during the Würm. The first of these is typified by the conformable colluvial sequence overlying the littoral bench at Mougás North. Older than 40,000 B.P. it must be Early Würm and can be designated as the Mougás beds. The second unit can be designated after the type site of Sanjián, and includes a conformable sequence of basal organic detritus grading upward into alluvial fans or talus cones. The lowest levels may still be "Paudorf" or Farmdale in age, ca. 28,000 B.P., while the youngest date from the late Middle Würm, ca. 16,000 B.P. or a little thereafter. These Sanjián beds are recorded along much of the coast between Bayona and La Guardia, and include the Lower Colluvium at Budiño. The final unit is typified by the Younger Fill at Playa de Fedorento and may be called the La Guardia beds. It probably includes the Upper Colluvium at Budiño and similar spreads as at Sanjián. A Late Würm age is postulated, partly in view of the similarity of facies with other Würmian deposits, partly in view of the date obtained from the basal part of a similar sequence in northern Galicia: 13,600 \pm 450 B.P. (Sa-233, DELIBRIAS *et al.*, 1964).

Each of the Würm units summarized above consists of an initial sediment rich in organic detritus, followed by mineral strata. This increase of grit or gravel components is symptomatic of a deteriorating soil and rooting network, in response to a more open vegetation or to a shift in precipitation regime. Whichever may apply, accelerated slope runoff, sheetwash and creep were responsible for deposition of eroded soil products and regolith in the footslope zone, as well as alluvial fans or cones at breaks of gradient in low-order stream profiles. Microscopic examination of the detrital organic matter and its moderate acidity (pH 5.0—5.7) suggest derivation from tangel humus (see KUBIENA, 1953: 201—03) once mantling the slopes and uplands. Such soils are now found under alpine meadows of the Spanish sierras. Curiously, the zones of organic detritus are confined to deposits of the littoral and are more or less absent in the Louro valley. Mesoclimatic contrasts affecting the vegetation mat may have been responsible.

The Würm colluvia and alluvia of the study area can hardly be described as periglacial, even though their origin is best interpreted by a more severe, glacial-age climate with accelerated geomorphic processes. The hillslope and lowland sediments compare in facies and localization with the Würm-age colluvial silts and screes found below 500 m in Catalonia (BUTZER, 1964 b) and in the Mallorcan sierras at elevations up to 1000 m (BUTZER, 1964 a). Yet on the northern coast of Galicia, H. NONN (1960, DELIBRIAS *et al.*, 1964; ASENSIO-AMOR & NONN, 1964) describes congelifractate colluvia and alluvial or talus cones near sea-level, apparently with at least local evidence of cryoturbation and even of ice wedges. Similarly two pollen samples (from Burela and Cangas) yielded $77^{0}/_{0}$ and $81^{0}/_{0}$ non-arboreal pollen respectively. The tree pollen was almost exclusively *Pinus* cf. *silvestris*, today found above 1200 elevation in Cantabria. Without pollen studies from Pontevedran samples of similar age, the true magnitude of regional climatic differentiation between the northeastern and southwestern extremities of Galicia remains uncertain. But the deposits themselves show clearly that the morphogenetic environments were quite distinct.

Assuming a $10-12^{\circ}$ F ($6-7^{\circ}$ C) drop of mean temperatures for the colder parts of the Würm, southwestern Pontevedra would still have enjoyed January mean temperatures above 32° F (0° C) and July means above 55° F (13° C). Within this perspective periglacial conditions would seem unreasonable for the study area, and a treeless environment is equally unlikely. Probably ericaceous heaths were widespread in response to a raw, wet climate, prone to frequent autumn and early spring gales and severe winter snowstorms. Rapid melting after each snowfall or accelerated runoff following heavy, persistent rains could easily set off mass-movements and sheetwash activity on intermediate and steep slopes. Modern analogies may be available from the northwestern coasts of Scotland or the southwest Norwegian littoral. But even there, areal denudation and mass-transfer of material is less significant than it once was in the study area. It may be that the primary factor of late Pleistocene morphogenesis in Pontevedra was the rupture of physical equilibrium attendant upon the climatic change from interglacial to glacial, from interstadial to stadial maximum.

The Holocene geomorphic record of the study area provides little conclusive evidence concerning possible climatic oscillations. Some of the facies changes apparent in the suballuvial part of the Floodplain Terrace may well not have been a result of human interference. However only palynological studies can hope to elucidate the more recent past.

Implications of the Budiño Site

Interpretation of the paleo-ecology of the Budiño Site is impeded by the lack of artifactual materials other than stone, particularly by the absence of bone. In fact, late Pleistocene mammalian faunas have yet to be reported from Galicia. Similarly the lack of palynological work in Pontevedra still precludes a reliable picture of the regional vegetation. Bearing these reservations in mind, the implements, flaking waste, anvils and hammerstones of the Budiño assemblage are nevertheless important when seen in their geological context and disentangled into functional activity-areas. This complex occupation horizon is contemporary with the Middle Würm Sanjián beds and records Paleolithic workshops and possible kill sites, periodically reoccupied over several centuries. The local environment was rather more severe than at present, as indicated by widespread colluvial detritus and indirect evidence of Tangel-Ranker paleosols. But climate was decidedly not subarctic in character.

The stratigraphic implications of the Budiño Site for archeological purposes are significant. Most of the artifact types represented in the surface collections of the lower Miño valley and, for that matter, northern Portugal, are here found *in situ* within a single occupation complex. Specifically, the Budiño artifacts are quite similar to collections that have been called Camposanquian, Languedocian or Asturian. The Middle Würm strati-graphic age and the radiocarbon dates (26,700 and 18,000 B.P.) are much later than what would normally be postulated on morphological grounds for the materials which have been called Camposanquian (or Languedocian). And they are much earlier than should be expected from an Asturian assemblage if the "Asturian" were indeed immediately pre-Neolithic in age. This suggests the possibility that the terms Camposanquian and Asturian refer to a temporally and formally heterogeneous agglomeration of artifact collections, rather than to single, definable industrial complexes. If this is so, the terms Camposanquian and Asturian should probably be dropped from use. Renewed research on materials

previously included under these rubrics is in any case urgent. And one fact is abundantly clear from this site report, namely that the morphology of stone tools is by itself inconclusive for assignment to a given chronological position.

A c k n o w l e d g e m e n t s. The field work leading to this paper was supported in part by a grant-in-aid from the Wenner-Gren Foundation for Anthropological Research to Dr. EMILIANO DE AGUIRRE (Univ. of Madrid) and National Science Foundation grant GS-17814 to Prof. F. CLARK HOWELL (Univ. of Chicago). Sedimentological studies and radiocarbon dates were made possible by a second Wenner-Gren grant to the writer. The radiocarbon work was carried out by Isotopes, Inc. (Westwood, N. J.), under supervision of C. S. TUCEK. Clay mineral determinations were made by Dr. CARL L. HANSEN (Univ. of California, Riverside), while BRUCE G. GLADFELTER (Univ. of Chicago) assisted in the laboratory work. Maps and diagrams were drawn by the Univ. of Wisconsin Cartographic Laboratory, under supervision of RANDALL D. SALE. The writer is further indebted to Dr. LESLIE G. FREEMAN (Univ. of Chicago) for discussion and advice on the archeological problems, to ENRIQUE MASSÓ-BOLIVAR (Vigo) for considerable assistance in the field and, last but not least, to Dr. AGUIRRE for a stimulating and rewarding association.

References

- AGUIRRE, E. DE: Las Gándaras de Budiño, Porriño (Pontevedra). Excavaciones Arqueol. en España, 31, 28 pp., Madrid 1964.
- ALVAREZ-BLASQUEZ, J. M., and F. BOUZA-BREY: Industrias paleoliticas de la comarca de Túy. Cuadernos de Estudios Gallegos 13, 201-250, Madrid 1949.
- ANDRADE, M. MONTENEGRO DE: Alguns elementos para o estudo do terraço superior do Rio Minho. Bolet. Soc. Geol. Portugal, 4, 221-222, Porto 1945.
- ASENSIO-AMOR, I. and H. NONN: Materiales sedimentarios de terrazas fluviales. Estudios geogr., 25, 319-366, Madrid 1964.
- BERTHOIS, L.: Contribution à l'étude des limons de la région nord du Portugal. Comunic. Serv. Geol. Portugal, 29, 121-176, Lisbõa 1949.
- BOUZA-BREY, F. and J. M. ÁLVAREZ: Industrias paleoliticas do Baixo Miño. Trabalhos Antropol. Etnol., 14, fasc. 1-2, 3-65, Porto 1952.
- BREUIL, H. and G. ZBYSZEWSKI: Contribution à l'étude des industries paléolithiques du Portugal et de leurs rapports avec la géologie du Quaternaire. II. Comunic. Serv. Geol. Portugal, 26, 662 pp., Lisbõa 1945.
- BUTZER, K. W.: Pleistocene cold-climate phenomena of the Island of Mallorca. Z. Geomorph., 8, 7-31, Berlin 1964 (a). - Pleistocene geomorphology and stratigraphy of the Costa Brava region (Catalonia). Abh. Akad. Wiss. Liter., Math.-Naturw. Kl., Nr. 1, 51 pp., Mainz 1964 (b). - Environment and Archeology: an introduction to Pleistocene geography. 524 pp., Chicago and London, 1964. - Acheulian occupation sites at Torralba and Ambrona, Spain: their geology. Science, 150, No. 3704, 1718-1722, Washington 1965.
- BUTZER, K. W. and J. CUERDA: Coastal stratigraphy of southern Mallorca. J. Geol., 70, 398-416, Chicago 1962.
- DÉLIBRIAS, G., H. NONN and M. VAN CAMPO: Age et flore d'un dépôt périglaciaire reposant sur la rasa cantabrique près de Burela (Galicie). C. R. Acad. Sci., 259, 4092-4094, Paris 1964.
- FEIO, M.: Notas geomorfológicas II. Em torno da interpretação dos terracos do Rio Minho. Bolet. Soc. Geol. Portugal, 7, 44-54, Porto 1948.
- FERNÁNDEZ DEL RIEGO, F.: Geognosia y geotectónica de la Ria de Vigo. Bol. Inst. Español de Oceanografia, 88, 19 pp., Madrid 1958.
- HYDROGRAPHIC OFFICE: Sailing directions for the west coasts of Spain, Portugal and Northwest Africa. U.S. Naval Oceanographic office, Publ. 51, 407 pp., Washington 1963 (rev.).
- KUBIENA, W. L.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. 317 pp., Stuttgart 1953. --Über Reliktböden in Spanien. Aichinger Festschrift Bd. 1, Mitt. Inst. angew. Vegetationskde., 213-224, Wien 1954.
- LAUTENSACH, H.: Interglaziale Terrassenbildung in Nord-Portugal und ihre Beziehungen zu den allgemeinen Problemen des Eiszeitalters. Petermann's Mitt., 87, 297-311, Gotha 1941. - -Die iberische Halbinsel. 700 pp., München 1964.
- LÓPEZ DE AZCONA, J. M., G. MARTIN CARDOSO, I. PARGA PONDAL, E. TORRE ENCISO and G. PIÑERO CORONEL: TÚY (Pontevedra). Explicación Hoja 261, Mapa Geol. España 1:50,000. Inst. Geol. y Minero España, 94 pp., Madrid 1953.
 LÓPEZ DE AZCONA, J. M., I. PARGA PONDAL and E. TORRE ENCISO: La Guardia (Pontevedra).
- LÓPEZ DE AZCONA, J. M., I. PARGA PONDAL and E. TORRE ENCISO: La Guardia (Pontevedra). Explicación Hoja 298, Mapa Geol. España 1:50,000. Inst. Geol. y Minero España, 37 pp., Madrid 1956.

LUCAS, J., H. NONN and H. PAQUET: Présence de niveaux à sépiolite et attapulgite dans des sédiments tertiaires de Galice. Bull. Serv. Carte Geol. Alsace-Lorraine, 16, 227-232, Strasbourg 1963.

- MENSCHING, H.: Die Rias der galicisch-asturischen Küste Spaniens. Erdkd., 15, 210-224, Bonn 1961.
 NONN, H.: Contribution à l'étude des plages anciennes de Galice (Espagne). Rév. Géograph. Pyrenées et SW, 29, 257-267, Toulouse 1958. - Les dépôts de la rasa cantabrique dans sa partie Occidentale. Rev. Géomorph. dyn., 11, 97-105, Paris 1960.
- NONN, H. and J. Médus: Primeros resultados geomorfológicos y palynológicos referentes a la cuenca de Puentes de García Rodríguez (Galicia). Notas y Comm., Inst. Geol. y Minero España, 71, 87-94, Madrid 1963.
- NONN, H. and J. TRICART: Étude d'une formation periglaciaire ancienne en Galicie. Bull. Soc. Géol. France, (7), 2, 41-44, Paris 1960.
- PARGA PONDAL, I., E. TORRE ENCISO and J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Oya (Pontevedra). Explicación Hoja 260, Mapa Geol. España 1 : 50,000. Inst. Geol. y Minero España, 28 pp., Madrid 1954.
- PANNEKOEK, A. J.: The geomorphology of the Surroundings of the Ria de Arosa (Galicia, NW Spain). Leidse Geol. Med., 37, 7-32, Leiden 1966.
 STEARNS, C. E. and D. L. THURBER: Th²³⁰-U²³⁴ dates of late Pleistocene marine fossils from the
- Mediterranean and Moroccan littorals. Quaternaria, 7, 29-42, Rome 1965. TEIXEIRA, C.: Plages anciennes et terrasses fluviatiles du littoral du Nord-Ouest de la Péninsule
- Ibérique. Bolet. Museu e Laboratório Mineral. Geol. Univ. Lisbõa, Nr. 7, 1949, 33-48, Lisbõa, 1950. - - Os terraços da parte portuguesa do Rio Minho. - Comunic. Serv. Geol. Portugal, 33, 221-245, Lisbõa 1952.

VIANA, A.: Estações paleolíticas do Alto-Minho. Portucale, 3, 189-235, Porto 1930.

VIDAL-BOX, E.: Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los Rios Sil y Miño. Bol. Real Soc. Españ. Hist. Nat., 39, 121-153, Madrid 1941.

ZBYSZEWSKI, G., and C. TEIXEIRA: Le niveau quaternaire marin de 5-8 mètres au Portugal. Bolet. Soc. Geol. Portugal, 8, 8 pp., Porto 1949.

Manuskr. eingeg. 8. 11. 1966.

Anschrift des Verf.: Dr. Karl W. Butzer, Professor of Anthropology and Geography, University of Chicago, Chicago, Illinois 60637.

· ·

Die Höhenlage der Schichtengrenze Tertiär-Quartär im mittleren Oberschwaben ¹)

Von Rüdiger German, Tübingen, Jakob Lohr, Hannover, Dieter Wittmann, Dachau

und PAUL BROSSE, Hannover

Mit 1 Tafel²)

Zusammenfassung. Erstmals wird eine Karte der Höhenlage der Tertiär-Quartär-Grenze für ein größeres Gebiet des württembergischen Alpenvorlandes vorgelegt. Das untersuchte Gebiet umfaßt eine Fläche von 310 km². Es wird von ca. 20 km³ quartären Sedimenten bedeckt. Davon entfallen allein 5 km³ auf das Wurzacher Becken und fast 6 km³ auf den recht kleinen Anteil des Untersuchungsgebietes am Schussenbecken. Die Karte der Quartär-Untergrenze (Taf.) erlaubt interessante Rückschlüsse besonders für die Glazialmorphologie.

S u m m a r y. For the first time we submit a map showing the altitude of the tertiary-quaternary-boundary in a larger area of the Württemberg prealpine highland. The region that has been investigated covers an area of 310 km². It is covered with about 20 km³ of quaternary sediments. About 5 km³ can be allotted to the Wurzach basin and almost 6 km³ to the relatively small part of the recently explored area in the Schussen basin. This map of the lower boundary quaternary sediments (table) admits of interesting conclusions and it is of particular importance to the glacial morphology.

S o m m a i r e. Une carte de l'altitude de la limite tertiaire-quatarnaire d'une plus grande partie des préalpes württembergeoises est mise pour la première fois à notre disposition. La région étudiée couvre une surface de 310 km². Elle est recouverte d'environ 20 km³ de sédiments quaternaires. Parmi ceux-ci, seulement 5 km³ appartiennent au bassin de Wurzach et presque 6 km³ à la part vraiment petite de la région examinée au bassin de Schussen. La carte de la base des sédements quaternaire (table) permet d'établir d'intéressantes déductions en particulier pour ce qui concerne la morphologie glaciaire.

Inhalt

		Seite
	Zusammenfassung	104
1.	Einleitung (R. GERMAN)	104
2.	Geophysikalische Exploration (J. LOHR)	105
3.	Konstruktion der Karte der Tertiär-Quartär-Grenze (P. BROSSE)	105
4.	Gegenüberstellung von Quartäruntergrenze und -oberfläche (R. GERMAN)	106
5.	Beschreibung und Diskussion der Karte der Tertiär-Quartär-Grenze (R. GERMAN)	106
6.	Volumenberechnung der quartären Sedimente (R. GERMAN)	108
7.	Schrifttum	109

1. Einleitung (R. GERMAN)

In einer ersten Arbeit konnten kürzlich die quartären Sedimente einer geschlossenen Form, des Wurzacher Beckens, dargestellt werden (BROSSE, FILZER & GERMAN 1965). Die dort angetroffene unerwartete maximale Mächtigkeit von 190 m quartären Sedimenten ließ interessante Parallelen auch in den Nachbargebieten erhoffen. Soweit die Verhältnisse dort heute mit einem gewissen Grad an Sicherheit erfaßbar sind, werden diese in der Tafel vorgelegt. Selbstverständlich hat eine solche Karte große Unsicherheitsfaktoren und kann sich durch weitere Untersuchungen verändern, besonders in den Randgebieten.

¹) Die Fertigstellung der vorliegenden Arbeit erfolgte dank der Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg.

²) Die Einfügung der zweifarbigen Tafel wurde durch das Entgegenkommen der Verlages der "Umschau" (Frankfurt) ermöglicht.

Die einmalige Möglichkeit, durch Auswertung der Arbeiten zur geophysikalischen Erschließung des Molassegebietes zu Aussagen über die Basis der quartären Ablagerungen zu gelangen und Parallelen zwischen Untergrund und Glazialgeologie durchführen zu können, rechtfertigt die Veröffentlichung der zweifellos immer verbesserungsfähigen Ergebnisse.

2. Geophysikalische Exploration (J. LOHR)

Das Alpenvorland mit seinem oft kurzräumigen Wechsel der anstehenden, faziell verschiedensten Ablagerungen des Tertiär und Quartär und der raschen Änderung der mit dieser Geologie eng verknüpften Hydrologie bietet für die Energieübertragung von seismischen Wellen, wie sie bei der erdölgeologischen Explorationsmethode der Reflektionsseismik auftreten, viele Probleme. Eine genaue Kenntnis der erbohrten Gesteinsausbildung, der jeweiligen Mächtigkeiten und der Übertragungsfähigkeit dieser Schichten ist hier unbedingt notwendig, um die wirkungsvollste Energieübertragung zu erreichen. Diese Kenntnisse sind ebenso Voraussetzung für die Bestimmung des wahren Laufweges der Wellen und der tatsächlichen Lagerung der reflektierenden Schichten.

Das in der vorliegenden Arbeit besprochene kartierte Gebiet erweist sich für die Lösung der angeschnittenen Probleme als besonders schwierig. Um aber auch in diesem mit stellenweise mächtigem Quartär angefüllten Gebiet eine "Verfälschung" der wahren Laufzeiten auszuschalten und die tatsächliche Lagerung der in der Tiefe reflektierenden Schichten zu erkennen, veranlaßten die Erdölfirmen Wintershall A.G. und Gewerkschaft Elwerath ein kostspieliges und zeitraubendes Schußbohrprogramm. Die Auswertung der damit geschaffenen Aufschlüsse führte zur Kartierung des hier nachgewiesenen sehr bewegten Reliefs der Oberkante der Oberen Süßwasser-Molasse unter stark wechselnder Quartärbedeckung.

Die daraus sich ergebende weitere Problematik für die Auswertung der reflexionsseismischen Ergebnisse und damit für die strukturelle Geologie der tieferen tertiären und der mesozoischen Schichten kann in diesem Rahmen nicht aufgezeigt werden. Sie soll einer besonderen Abhandlung vorbehalten bleiben.

Es ist zu hoffen, daß das in der vorliegenden Arbeit gezeigte enge Zusammenwirken von Quartärgeologie, Hydrologie und Reflexionsseismik durch systematische Auswertung der vielen mit Hilfe seismischer Schußbohrungen geschaffenen Aufschlüsse zu weiteren Erkenntnissen führt.

3. Konstruktion der Karte der Tertiär-Quartär-Grenze (P. BROSSE)

Die Konstruktionsart der Karte ist die gleiche, wie sie bei der Karte des Wurzacher Beckens (BROSSE, FILZER & GERMAN 1965) angewandt wurde. D. h. neben den Ergebnissen der Bohrungen, die die Tertiär-Quartär-Grenze durchteuften, wurden zur Interpolation zwischen den z. T. recht weit auseinanderliegenden Bohrungen die seismischen Ergebnisse herangezogen, wie es in der oben genannten Arbeit (S. 258) ausführlich beschrieben wurde.

Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß der Verlauf der Höhenlinien außerhalb des Wurzacher Beckens weniger sicher ist als in diesem. Im wesentlichen liegt das an der relativ geringeren Zahl von Bohrungen. Kamen im Bereich des Wurzacher Beckens im Mittel 1,5 Bohrungen auf 1 km², so sind es im übrigen Gebiet nur 1,0 Bohrungen auf 1 km². Dazu kommt, daß im Südteil der Karte der Unterschied zwischen Tertiär- und Quartärgeschwindigkeit geringer als im Wurzacher-Becken ist. Dadurch sind die Verbiegungen der seismischen Horizonte kleiner, und somit wird die Tiefenberechnung aus den Verbiegungen weniger genau. Werden die Messungen weiter nach Süden ausgedehnt, so könnten sich im südlichen Kartenteil Änderungen in der Linienführung ergeben.

4. Gegenüberstellung von Quartäruntergrenze und -oberfläche (R. GERMAN)

Um die Beziehungen der Tertiär-Quartär-Grenze mit der Erdoberfläche aufzuzeigen und um Zusammenhänge nachzuweisen, wird der Darstellung der Tertiär-Quartär-Grenze eine gleichartige der heutigen Erdoberfläche gegenübergestellt. Die letztere wurde nach den morphologischen Drucken der Meßtischblätter Nr. 8024 Bad Waldsee, 8025 Bad Wurzach, 8124 Reute, 8125 Diepoldshofen, 8224 Waldburg und 8225 Kißlegg gezeichnet. Um gut vergleichbare Verhältnisse zwischen beiden Darstellungen zu besitzen, wurden nur 25-m-Isohypsen verwendet. Die Gitterlinien in 2 km Abstand und einige Ortsnamen dienen zur Orientierung. Die Lage der meist nur 20—30 m hohen Äußeren Jungendmoräne, welche an der Erdoberfläche die Beckenlandschaften morphologisch gut andeutet, ist an den Höhenlinien infolge des großen Abstandes nur teilweise erkennbar, so daß sie aus Gründen der Übersichtlichkeit gestrichelt eingezeichnet wurde (vgl. auch GERMAN 1959).

Eine Karte der Tertiär-Quartär-Grenze ermöglicht bei einer Auswertung verschiedene Aussagen, wie z. B. über

- 1) die Lage der Becken mit besonders mächtigen quartären Sedimenten (z. B. Wurzacher Becken, vgl. BROSSE, FILZER & GERMAN 1965),
- 2) die Hohlformen als Bahnen der Eisströme (vgl. GERMAN 1957),
- 3) die Hohlformen als Grundwasserspeicher für die praktische Geologie,
- 4) das Volumen der quartären Sedimente in den verschiedenen Stamm- bzw. Zweigbecken und auf der ganzen untersuchten Fläche.

So wie JÄCKLI (1958) den rezenten Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation, besonders der Sedimentation in den Seen untersucht, kann dies ähnlich auch durch Erfassen des Sediment-Transportes im Quartär erfolgen, wenn einmal auf noch größerer Fläche die Mächtigkeit quartärer Schichten bekannt ist. Da im Jung- und auch im Altmoränengebiet offensichtlich mächtige Sedimentfüllungen in alten Zungen- und Stammbecken liegen, erscheint eine Berechnung des Volumens quartärer Schichten interessant. Das vorliegende Untersuchungsgebiet stellt einen recht guten Querschnitt durch die verschiedenen Landschaften des mittleren Oberschwabens dar. Vom Schussen-Becken mit seinen spätglazialen Terrassen reicht es bis ins Altmoränengebiet mit hoch gelegenen ältestpleistozänen Schotterplatten im Sinne GRAUL's (1962). Die Höhenunterschiede im Untersuchungsgebiet sind daher sehr groß.

5. Beschreibung und Diskussion der Karte der Tertiär-Quartär-Grenze

(R. GERMAN)

Die Karte der Tertiär-Quartär-Grenze (Tafel) läßt eine ganze Reihe von Hohlbzw. Vollformen erkennen. Obwohl heute fast das gesamte Gebiet von teilweise recht mächtigen quartären Ablagerungen bedeckt ist und streng genommen die "Hohl"- (wie auch die "Voll"-) Formen zugefüllt oder bedeckt sind, sollen aus Gründen der einfacheren Ansprache die aus der Oberflächenmorphologie geläufigen Begriffe verwendet werden. Die Verwendung tektonischer Begriffe könnte zu unerwünschten Schlüssen führen und wäre falsch.

Die Formen wurden nach nahegelegenen Orten oder nach Einzelhöfen (vgl. dazu die entsprechenden Meßtischblätter) benannt. Um Verwechslungen mit Formen der heutigen Erdoberfläche zu vermeiden, wurden möglichst neue Namen verwendet.
Die Höhenlage der Schichtengrenze Tertiär-Quartär in Oberschwaben

Zunächst sehen wir die bisher bekannten Vollformen: das nordöstliche Ende des Waldburgrückens südöstlich von Wolfegg, den Haisterkircher, Oberschwarzacher und Ziegelbacher Rücken, welche das Wurzacher Becken umrahmen. Südlich davon liegt die Krumbacher Platte mit dem Oberreuter Hoch südwestlich des Arnacher Beckens. Im Osten wird dies vom Starkenhofer und Emmelhofer Rücken, sowie dem Kauter Hoch umgeben. Einzelne Vorsprünge dieser Vollformen werden als Sporne bezeichnet. Diese umrahmen eine Reihe von Hohlformen. Die breiteren Formen wurden Becken, die schmäleren Rinnen genannt, wobei die Grenzen notwendigerweise fließend sind. Im einzelnen handelt es sich um folgende Formen: Im Westen ragt das Schussen-Becken (das Becken des Schussen-Lobus des Rheingletschers) mit der kleinen Waldbad-Rinne (in diese Hohlform floß in der Würmeiszeit der Eisstrom von Gwigg ein) in das Untersuchungsgebiet herein. Im Süden erkennen wir im Gebiet von Rötenbach südlich von Wolfegg die Karsee-Rinne. Sie wurde in der letzten Eiszeit von der Wolfegger und der Karbach-Eiszunge eingenommen. Im Osten der Karte liegt das Becken von Arnach. Es hat verschiedene Ausbuchtungen. Sein Kern bildet eine geschlossene Hohlform von rund 50 m Tiefe, in welche in der Würmeiszeit nur noch teilweise eine Eiszunge eingeflossen ist. Der größte Teil des Beckens dürfte von Schmelzwässern zugeschüttet worden sein. Zwischen Arnacher- und Karsee-Becken liegt auf der Krumbacher Platte eine weitere geschlosse Hohlform beim Weiler Rotenbach. Im zentralen Teil der Karte liegt die größte Hohlform, das Wurzacher Becken (BROSSE, FILZER & GERMAN 1965). Die in GERMAN (1965) vermutete Wasserscheide nach Süden bei Wolfegg kann nunmehr genauer lokalisiert werden. Sie liegt am Südausgang des Ortes Alttann. Der starke Wasseraustritt (mit Kalktuffbildung) unterhalb des Ortes (s. GERMAN 1959) läßt damit die ständige und starke Schüttung im ursächlichen Zusammenhang erscheinen. Das Wurzacher Becken stellt daher einen wichtigen Wasserspeicher dar. Die Offnungen nach Nordwesten (Eggmannsrieder Rinne) und nach Nordosten (Rupprecht-Rinne) konnten noch nicht weiter verfolgt werden. Sie werden durch den Oberschwarzach-Rücken getrennt.

Beim Wurzacher Becken ist bemerkenswert, daß diese große Hohlform geschlossen ist und eine maximale Tiefe von rund 100 m gegenüber den umgebenden Molasserändern besitzen dürfte. Durch die noch unbekannte Höhenlage des Ausflusses der Eggmannsrieder und der Rupprechts-Rinne kann die Tiefe des in die Molasse eingegrabenen Beckens noch nicht genau angegeben werden. Für die Entstehung dieser geschlossenen Hohlform gibt es zunächst zwei Möglichkeiten: Gletscherschurf und tektonische Einsenkung. Nachdem bisher bei den geophysikalischen Untersuchungen aber keine Anzeichen für tektonische Störungen im Wurzacher Becken oder an seinem Rand festgestellt werden konnten, bleibt vorläufig nichts anderes übrig, als Gletscherschurf für die Gestaltung dieser und der anderen geschlossenen Hohlformen verantwortlich zu machen. Diese Annahme erfährt eine Stütze durch die Morphologie der südlichen Umrandung des Wurzacher Beckens (s. Karte). Dort nehmen die Schichten der Molasseoberfläche in 600 m NN eine große Fläche ein. Diese Höhe ist im Tal der Wolfegger Aach bei Alttann gerade die Basis der Alttanner Gesteinserie (GERMAN 1959). Ihre Schichten dürften den Eisschurf gebremst haben. Nach Überwinden dieses Hindernisses konnte das Eis dann in den Molasseschichten kräftig ausräumen und die Hohlform bilden. Über die Zeitstellung der Ausräumung kann vorläufig noch wenig gesagt werden (vgl. BROSSE, FILZER & GERMAN 1965).

Sofern nur Eisschurf und fluviatile Erosion für die Ausbildung der Tertiär-Quartär-Grenze verantwortlich zu machen sind, zeigt die Karte deutlich die formende Wirkung der exogenen Faktoren auf die Erdoberfläche. Die Bildung der Zungenbecken und das Einfließen der Eises in die Hohlformen (beachte die Äußere Jungendmoräne auf der Karte), bisher nur morphologisch erschließbar, kann am Verlauf der Äußeren Jungendmoräne und an den Rinnen und Becken deutlich erkannt werden. Ebenso wie der in der Karte eingezeichnete Verlauf der Äußeren Jungendmoräne zeigen diese Beziehung auch die jüngeren würmeiszeitlichen und auch die rißeiszeitlichen Moränenzüge. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurde jedoch darauf verzichtet, diese einzuzeichnen. Die Wirkung der fluviatilen Erosion ist z. B. am spätglazialen Durchsägen der 600-m-Isohypse westlich Alttann durch die Wolfegger Ach zwischen Waldburg-Rücken und Forster Sporn ersichtlich, ferner am Durchbruch der Wurzacher Ach zwischen Ziegelbacher- und Stadtwald-Rücken und an der Unterfläche der Alttanner Gesteinsserie oder möglicherweise an der Immenrieder Rinne.

6. Volumenberechnung der quartären Sedimente (R. GERMAN)

Der große Höhenunterschied von 400 m NN im Schussen-Becken am Westrand der Karte bis zu 765,4 m NN im Wurzacher Stadtwald einerseits und die geschlossenen Hohlformen andererseits machen eine Berechnung des quartären Gesteinsvolumens nicht einfach. Nach Ausmessen der Flächen zwischen den einzelnen Isohypsen wurde, ausgehend von der niedersten Höhenlinie (400 m NN), das Volumen V1 des Gesteinskörpers bis zur Tertiär-Quartär-Grenze berechnet. Hierbei handelt es sich also um den Rauminhalt des Molassematerials, soweit es über der Fläche von 400 m NN liegt. Anschließend wurde der Rauminhalt V2 zwischen der Fläche von 400 m NN und der heutigen Erdoberfläche, also alles Gesteinsmaterial (Tertiär und Quartär) über der Fläche von 400 m NN bestimmt. Die Differen $V_2 - V_1 = V_q$ ergibt die Menge der zwischen den beiden Oberflächen liegenden gartären Sedimente. Zur Vereinfachung der Berechnung wurde so verfahren, als ob die in der Karte dargestellten Oberflächen bei der Isophyse jeweils um 25 m (121/2 m nach unten und ebensoviel nach oben) abgetreppt seien. Das ergibt natürlich kleine Fehler, die aber im Rahmen der bei einer solchen Berechnung auftretenden Ungenauigkeiten durchaus vertretbar sind. Durch die Bildung der Differenz der Volumina wird außerdem eine Quelle geringer Genauigkeit weitgehend eliminiert. Insgesamt dürfte der Fehler bei der Berechnung infolge der oft großen Variationsbreite der Isophysen kaum unter 10%, eher bei 20%/o liegen.

Das Volumen V1 beträgt ca. 80 km3,

das Volumen V2 beträgt ca. 57 km3, somit verbleiben für

das Volumen Vq noch ca. 23 km3, oder rund 20 km3 (infolge der

Unsicherheitsfaktoren).

Interessanterweise ist das Volumen der Vollformen über der recht verbreiteten 600-m-Linie der Tertiär-Quartär-Grenze fast ebensogroß wie dasjenige der Hohlformen. In 600 m NN liegt somit das durchschnittliche Niveau der Tertiär-Quartär-Grenze im Untersuchungsgebiet.

Bei einer untersuchten Fläche von 310 km² ergäben die obigen Werte eine durchschnittliche Mächtigkeit quartärer Schichten von ca. 70 m. In ca. 670 m NN liegt daher etwa die durchschnittliche heutige Landoberfläche. Durch die verschiedenen Becken mit den recht unterschiedlich mächtigen Füllungen treten aber recht große Abweichungen von der durchschnittlichen Quartär-Mächtigkeit auf. So haben wir an den Abhängen des Haisterkircher Höhenzuges (Pkt 761,0) und des Ziegelberges (764,0) die Obere Süßwassermolasse an der Erdoberfläche, während sie im Schussenbecken und im Wurzacher Becken teilweise erst in über 175 m Tiefe liegt. Von den großen Becken liegt nur das Wurzacher vollständig im Untersuchungsgebiet, während die anderen (besonders das Schussenbecken) teilweise noch weit darüber hinausreichen. Bei den verschiedenen Zungenbecken läßt sich daher das Gesamtvolumen der quartären Sedimente bisher nur vom Wurzacher Becken berechnen. Die quartären Schichten erreichen dort einen Rauminhalt von ca. 5 km³, ein Volumen, das im Verhältnis zu den größten deutschen Stauseen (Bleiloch-Talsperre, 0,215 km3, bzw. Eder-Talsperre 0,202 km3) beachtlich erscheint. Der verhältnismäßig kleine Anteil des Schussenbeckens am Untersuchungsgebiet faßt ein Volumen quartärer Gesteine von fast 6 km3. Die durchschnittliche Mächtigkeit quartärer Schichten in den beiden Becken zusammen beträgt rund 90 m. Für die übrigen Gebiete bleibt dann unter Abzug der beiden Beckenfüllungen nur noch eine durchschnittliche 50 m mächtige Decke quartärer Schichten übrig.

Eine richtige Vorstellung der Dimensionen erhält man, wenn wir am Rande des Wurzacher Beckens stehen und den Höhenunterschied von 111 m zwischen dem Ried (ca. 650m NN) und dem Haisterkircher Höhenzug (761,0) betrachten. Beinahe doppelt so groß ist aber die Mächtigkeit der quartären Sedimente unter dem Ried an der tiefsten Stelle des Wurzacher Beckens.

Schrifttum

BROSSE, P., FILZER, P. & GERMAN, R.: Neues zur Geologie der Umgebung von Bad Wurzach (württ. Oberschw.). N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1965, 255-275, Stuttgart 1965.

- GERMAN, R.: Zur Feinmorphologie letzteiszeitlicher Ablagerungen des Rheingletschers in Württemberg. Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, 113, 78-90, Stuttgart 1958. - Über jungpleistozäne Ablagerungen des östlichen Rheingletschers im mittleren Oberschwaben. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., 41, 83-93, Stuttgart 1959. - Neue Ergebnisse zur quartären Landschaftsgeschichte Oberschwabens. Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, 120, 124-125. Stuttgart 1965.
- GRAUL, H.: Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. Peterm. geogr. Mitt., 106, 253-271, Gotha 1962.
- JÄCKLI, H.: Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. Ecl. geol. Helvet., 51, 354-365, Basel 1958.

B e m e r k u n g : Dank der intensiven Exploration der deutschen Erdölindustrie im Alpenvorland war es möglich, vorstehende Arbeit zusammenzustellen. Die Verfasser sind den Konzessionären des Arbeitsgebietes, der Fa. Gewerkschaft Brigitta, Hannover, der Fa. Gewerkschaft Elwerath, Hannover, der Fa. Wintershall A.G., Kassel und der Fa. DEA, Deutsche Erdölwerke Hamburg für die Erlaubnis zur Auswertung der Ergebnisse bis zur Tertiär-Quartär- Grenze und zur Veröffentlichung zu besonderem Dank verpflichtet.

Manuskr. eingeg. 8. 8. 1966.

Anschriften der Verf.: Prof. Dr. R. German, Inst. f. Geol. u. Paläont. der Universität 74 Tübingen, Sigwartstr. 10; Dr. J. Lohr, Gewerkschaft Elwerath, Erdölwerke 3 Hannover, Hindenburgstraße 28; Dr. D. Wittmann, Gewerkschaft Elwerath, Erdölwerke Hannover, 806 Dachau, Augsburger Straße 11; Dr. P. Brosse, Prakla GmbH., 3 Hannover, Haarstraße 5.

Halbierte Höhlenbärenfersen aus Westfalen und Süddeutschland

Von KARL BRANDT, Frankenhain

Mit 1 Abbildung

Z u s a m m e n f a s s u n g. Es werden fünf halbierte Fersenbeine (Calcaneum) von Höhlenbären aus der Balver-Höhle in Südwestfalen beschrieben. Als Vergleich werden gleiche Fundstücke aus drei verschiedenen Höhlen in Süddeutschland erwähnt. Die Frage ist, ob Fraßreste von Höhlenhyänen oder Artefakte vorliegen. Da an den Fundstücken aus der Balver Höhle keine Fraßspuren nachweisbar sind, wie etwa Eindrücke der Eckzähne, nimmt der Verfasser mit Vorbehalt an, daß es Artefakte gewesen sein könnten, zumal er an den Knochenstücken Hiebspuren von schäfteren Steinen wahrzunehmen glaubt. Als evtl. Verwendungszweck können Fellglätter angenommen werden oder aber die distalen, knopfähnlichen abgeschlagenen Enden können vielleicht als Spielknöchelchen oder als Jagdtrophäen verwendet worden sein. Im letzteren Falle evtl. durchlocht als Kette getragen wurden. Sicherlich befinden sich in magazinierten Knochenbeständen der Sammlungen gleiche halbierte Fersenbeine.

S u m m a r y. Five halved heel bones (Calcaneum) of the cave bear are described from the Balver-Höhle in southern Westphalia. Similar finds out of three different caves in southern Germany are mentioned for comparison. The question is whether these remains are the liftovers of a hyena's spoils or artifacts. As there are no traces of feeding damage such as the scratch marks of eye teeth, the author suggests, though with reserve, that these remains could be artifacts. Additionally he believes that the marks of blows delivered by sharp stones are to be made out on the pieces of bone.

If a definite use is sought for the bones they could have been employed as skin posilhers; or they might have been used as play pieces or kept as hunting trophies. They could even have been threaded to make a necklace of some sort. Whatever the explanation similar halved heel bones could surely be found in many old museum collections.

In der reichen Universitätssammlung von Erlangen sah ich auch ein halbiertes Fersenbein (Calcaneum) vom Höhlenbären (Ursus spelaeus), das aus der Petershöhle im badischen Hegau stammt. Bei der anschließenden Exkursion in den Fränkischen Jura wurde auch das Heimatmuseum in Pottenstein (Oberfranken) besucht. Hier waren mehrere halbierte Fersenbeine von Höhlenbären ausgestellt. In beiden Fällen wurden diese im Zusammenhang mit Artefakten aus Stein gefunden.

Solche Fersenbeine waren mir nicht unbekannt, da ich im Verlauf von Jahrzehnten aus der Balver Höhle im Hönnetal (Westfalen) fünf gleiche bearbeitete Fersenbeine gesammelt habe und stets Ausschau nach gleichartigen Fundstücken aus anderen Gegenden hielt. Da nun solche Parallelfunde vorliegen, erscheint es angebracht, über die halbierten Fersenbeine kurz zu berichten.

In der Literatur fand ich in den Bayerischen Vorgeschichtsblättern die gleichen Fersenfragmente aus der Höhle Zahnloch bei Steifling (Fränkische Schweiz) beschrieben mit 10 Figuren auf Tafel 1. Es dürfte dies die erste Arbeit über unser Thema sein. Der Verfasser ist der Ansicht, daß es sich um Artefakte handelt, die zum Verarbeiten von Fellen geeignet gewesen seien, worauf starke Abnutzungsspuren hinweisen.

Wie an den gleichen Funden aus Balve, ist an den Fersenbeinen nicht die Spur von Raubtierzähnen zu sehen, nicht einmal jene typischen Eindrücke der Eckzähne, die häufiger an sicher benagten Knochen pleistozäner Säugetiere zu bemerken sind.

Somit haben wir bisher vier Höhlen, die Fragmente von Fersen der Höhlenbären geliefert haben: Petersfels, Pottenstein, das Zahnloch und die Balver Höhle. Den Vorschlag von Max Näße: "Gleichwohl dürfte es sich empfehlen, die magazinierten Bestände anderer Höhlengrabungen daraufhin durchzusehen", (S. 5) kann man nur bekräftigen.

In Balve habe ich selbst drei Fersenbein-Fragmente von Jahren an der Böschung vor der Balver Höhle gefunden. Die zwei anderen habe ich aus Sammlungen erworben, wo sie unerkannt zusammen mit anderen Knochenstücken verwahrt wurden.



Abb. 1. Fünf halbierte Fersenbeine vom Höhlenbären aus der Balver Höhle in Westfalen. \times ½.

Bei der Beschreibung der einzelnen Fersenbeine kommt zum Ausdruck, daß ich geneigt bin, dieselben als von Menschenhand bearbeitet anzusehen, obwohl man auch annehmen kann, es könnten Fraßrückstände von Höhlenhyänen oder anderen pleistozänen Raubtieren sein. Zu meinen Ausführungen in diesem Bericht empfiehlt H. SCHWABEDISSEN folgende Bemerkung:

"Ob es sich dabei allerdings um echte Werkzeugtypen handelt, ist die Frage. Es können bestimmt immer wiederkehrende Formen auch auf Grund fester Techniken bei der Zerlegung des Tieres und seiner Knochen entstehen. Aus dem Mesolithikum kennen wir Parallelen. Diese so entstehenden Formen können durchaus als Gelegenheitsgeräte benutzt werden, ohne daß echte von vornherein gewollte Werkzeuge vorliegen."

Nun zur Beschreibung dieser "neuartigen" Knochenfunde, die sich genauer nur auf die aus Balve beziehen kann. Verwendet worden sind sowohl linke als auch rechte Fersenbeine (3 linke und 2 rechte), die von jüngeren und älteren Tieren stammen. Das Fundstück Figur 1 unserer Abbildung stammt vom ältesten und kräftigsten Tier. Entsprechend der Reihenfolge auf unserer Abbildung folgt die Beschreibung der einzelnen Stücke.

Nr. 1. Das kräftigste Fragment ist etwa zur Hälfte ringsum durch leichte Einkerbungen und danach erfolgten gewaltsamen Abbruch entstanden. Auf unserer Abbildung ist die Einkerbung auf der linken Seite erfolgt, und so liegt die Abbruchkante rechts, was auch an dem zackigen Ausbruch oben zu erkennen ist. Rechts unten an der Abbruchstelle befindet sich eine fast 2 cm breite und 0,8 cm auf die Oberseite hinaufreichende dreieckige geformte Schlifffläche, die durch den Gebrauch des Knochens etwa als Glätter entstanden sein kann. Sonst sind keinerlei Gebrauchsspuren irgendwelcher Art zu beobachten.

Nr. 2. Hieran ist die rechte Seite behauen, um die Abbruchstelle vorzuzeichnen. Infolgedessen ist an der linken Seite der gewaltsame Abbruch zu sehen. Irgendwelche Gebrauchsspuren sind nicht zu bemerken.

Nr. 3. Die Abbruchstelle ist fast ringsum vorgezeichnet worden, nur nicht an der Unterfläche, und so erfolgte der Abbruch nach unten, wie an der entsprechenden Aussplitterung an der Unterfläche zu sehen ist. Am proximalen Ende ist die rechte leistenförmig vorragende Leiste absichtlich entfernt worden (s. Pfeil in Abb.). Gebrauchsspuren sind nicht zu entdecken.

Nr. 4. Ist rundherum vorgezeichnet und dann abgebrochen. An diesem Stück sind einzelne Schläge zur Erzeugung des Bruches besonders deutlich zu sehen. Danach dürfte die Bruchfläche nicht vorgestrichelt, sondern etwa mit einem schärferen Feuerstein geschlagen worden sein. Auch an diesem Stück sind keine Gebrauchsspuren zu entdecken. Es ist möglich, daß dieses Stück nachträglich verbissen wurde.

Nr. 5. Hieran sind keinerlei Vorzeichnungen der Abbruchkanten zu erkennen. Vielmehr ist das distale Ende durch zwei kräftige Schläge (die entsprechende Schlagnegative auf der Oberfläche zurückließen) abgetrennt worden. Der Abbruch erfolgte von links nach rechts (Figur 5), wodurch rechts oben ein größeres Knochenstück mit aussprang. Wiederum sind keine Gebrauchsspuren zu entdecken.

Es ist somit möglich, daß die distalen Enden unserer Fersenbeine von Höhlenbären durch Menschenhand absichtlich abgetrennt vorden sind und zwar nicht durch Vorstichelung, sondern durch Schläge mit etwas scharfkantigen Steinen; die einfaste und leichteste Art, solche und ähnliche Abtrennungen an Knochen, Geweih, Elfenbein usw. vorzunehmen. Da nur an Stück 1 Gebrauchsspuren festzustellen sind, kann es auf die Verwertung des rundlichen, knopfartigen distalen Teils der Fersenbeine angekommen sein, oder aber die hier beschriebenen proximalen Enden waren noch nicht in Gebrauch genommen.

Dafür kann der Befund an den gleichartigen Stücken im Heimatmuseum Pottenstein sprechen, wovon mindestens ein Stück am distalen Ende starke Abrundungsspuren aufweist, die nur durch Gebrauch entstanden sein können. Vielleicht wurden sie zum Glätten der Felle verwendet. Deswegen sind die Pottensteiner Stücke auch als Fellglätter bezeichnet. An diesen Verwendungszweck möchte man nicht so ohne weiteres glauben, denn ein vollständig erhaltenes Fersenbein mit dem rundlichen "Knopf" am distalen Ende war eben durch diesen Kopf vielleicht zweckmäßiger.

Sollten, wie oben schon erwähnt, die distalen knopfartigen Enden der Fersenbeine verwendet worden sein, so kann man sich aus unserer Sicht diesen Verwendungszweck kaum vorstellen, wenn man nicht an Spielknöchelchen denken will (außer als Glätter). Möglicherweise sind die an den Bruchflächen abgerundeten "Knöpfe" durchlocht aneinandergereiht als Halsketten (Jagdtrophäen) von Bärenjägern getragen worden. Anhaltspunkte über das genauere Alter unserer Fersenbeine haben wir nicht, weil die Balver Stücke im ausgekarrten Höhlenschutt vor der Höhle gefunden wurden, woraus auch die vielen tausend Artefakte aus Kieselschiefer, weniger aus Feuerstein und Grauwacke, stammen. Da der Höhlenbär gegen Ende der Würm-Kaltzeit nicht mehr auftritt, dürften die Fersenbeine aus der ersten Hälfte dieser Kaltzeit stammen und zu dem weitaus am meisten vertretenen Steinartefakten des Mittelpaläolithikums gehören. Nach den Grabungsberichten von J. ANDREE fanden sich namentlich in Schicht 2 des Dechenarmes der Balver Höhle: "Zähne, Hand- und Fußknochen von Ursus spelaeus in sehr großen Mengen, z. T. mit Spuren von Abrollung." Unsere Fersenbeinfragmente dürften dem Mittelpaläolithikum, der Kulturstufe des Moustérien, die durch Steinartefakte stark in der Balver Höhle vertreten war, angehören.

Die fünf Fersenbeine aus der Balver Höhle habe ich dem Landesmuseum für Vor- und Frühgeschichte in Münster übergeben.

Schrifttum

ANDREE, J.: Das Paläolithikum der Höhlen des Hönnetales in Westfalen, Mannus Bibliothek, 42, S. 42, 1928.

Näbe, M.: Zur paläolithischen Knochenkultur. I. Bearbeitete Höhlenbärenknochen aus dem Zahnloch bei Steifling. Bayerische Vorgeschichtsblätter, **14**, 1-8, 1937.

Manuskr. eingeg. 18. 1. 1967.

Anschrift des Verf.: Karl Brandt (aus Herne), 3579 Frankenhain, Unter der Kirche 66.

Der erste Fund von Kieselgur in Schleswig-Holstein beißBrokenlande, südlich von Neumünster

(Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des "Saale-Spätglazials")

Von Burchard Menke und Peter-Helmut Ross, Kiel

Mit 5 Abbildungen und 2 Tafeln

Zusammenfassung. Pollenanalytische Untersuchungen einer zum ersten Mal in Schleswig-Holstein südlich von Neumünster entdeckten Kieselgur ergaben ein sicheres eemzeitliches Alter. Das kleine Lager entstand im südlichen Drittel eines saalezeitlichen Stauwasserbeckens und zwar in einer früh angelegten rinnenförmigen Vertiefung des Beckenuntergrundes. Dieser besteht hauptsächlich aus gestauchten Tonen, damit verschuppten Sanden und zuunterst aus Geschiebemergel, der in einem Fall nach geschiebekundlicher Analyse Drenthe-Alter besitzt. Die Beckenfüllung wird aus gut geschichteten schluffigen Tonen bis tonigen Schluffen aufgebaut. Im unteren Teil der Beckensedimente lassen sich pollenanalytisch keine Hinweise auf eine derzeitige nennenswerte Vegetationsbedeckung der Umgebung erkennen. Es dürfte sich um echte Glazialsedimente handeln. Der obere Teil wurde im "Saale-Spätglazial" sedimentiert. Darüber folgt im Bereich des Kieselgurlagers früheemzeitliche Tonmudde, danach eemzeitliche Kieselgur. Kompressionsversuche lassen erkennen, daß die Beckensedimente nicht durch Gletscherauflast vorbelastet sind. Die Überdeckung bilden weichselzeitliche Sande des Neumünsteraner Sanders.

Vegetationsgeschichtlich wird das Lager vor allem dadurch interessant, daß hier anscheinend das vollständige "Saale-Spätglazial" erfaßt wurde. Floristisch bestanden anscheinend zwar große Ähnlichkeiten zur Älteren Dryaszeit des Weichsel-Spätglazials, jedoch verlief die Vegetationsentwicklung offenbar gleichmäßig ohne Rückschläge und ohne Einschaltung von Interstadialen.

Es können drei Abschnitte unterschieden werden:

- A) Alteste waldlose Zeit, die wahrscheinlich in das "Pleniglazial" zu stellen ist,
- B) Zeit der Sanddorn-Gebüsche, in der auch die lichtbedürftigen Taxa der Bodenvegetation ihre Hauptverbreitung fanden,
- C) Zeit der Sanddorn-Wacholder-Gebüsche.

An die letzte schließt sich die Birken-Zeit (Abschnitt I) des Eem-Interglazials an.

Das Eem-Interglazial fügt sich vegetationsgeschichtlich in den für Nordwestdeutschland geläufigen Rahmen ein.

Mit den vorliegenden Untersuchungen ist — in Verbindung mit den übrigen, in den letzten Jahren vom Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein durchgeführten Untersuchungen — die vegetationsgeschichtliche Entwicklung vom "Saale-Spätglazial" bis in das Weichsel-Frühglazial für Schleswig-Holstein in den Hauptzügen lückenlos bekannt.

S u m m a r y. Pollenanalytical studies of diatomaceous earth (Kieselgur) discovered for the first time in Schleswig-Holstein (south of Neumünster) indicate a firm Eemian Interglacial date. The small layer of earth was deposited in an early-formed, groove-like bottom depression of the southern third of a glacial basin during the Saale Glacial. The bottom of the basin consists mainly of ice-folded clays, with dislodged slices of sand, underlain by boulder-clay. In one case analysis of boulders from this clay suggested the Drenthe Glacial. The basin is filled up with well-bedded silty clays and clayey silts.

Pollenanalysis of the lower basin sediments under the "Kieselgur" does not indicate the presence of any significant vegetation cover at that time. They could be true glacial sediments. Higher layers were deposited during the "Late Saale Glacial" and covered by the Early Eemian muds which preceded the sedimentation of the Eemian diatomaceous earth. Overlying beds are Weichsel Age sands of the "Neumünster Sander".

The interest and value of this section lies in the apparent complete representation of the Late Saale Glacial, a fact which allows the succession of different vegetation covers to be traced.

From the floristic point of view, there seems to have been considerable analogy with the Older Dryas Age of the later Weichsel Glacial. In spite of this it is clear that the development of the vegetation proceeded without significant reverses or interstadial pauses.

Three periods may be distinguished:

A) An oldest, treeless period probably belonging to the "Pleniglacial".

8 Eiszeitalter und Gegenwart



Abb. 1. Übersichtskarte des Weichsel-Eisrandes und Saale-Moränen in Mittelholstein, aus Hölting (1958) unter Eintragung des Ortes Brokenlande.

Burchard Menke und Peter-Helmut Ross

114

- B) An interval when copses of sea-buckthorn flourished in association with a low, light-needing vegetation cover.
- C) A second period of copses of sea-buckthorn but this time with juniper in addition.

This last period was followed by a stage in which the birchtree flourished representing the first part of the Eemian Interglacial.

The present studies, linked to those that have been made by the Geologisches Landesamt in Schleswig-Holstein over the past few years, have led to a comprehensive knowledge of the main characteristics of the historical development of the vegetation in the area from the Late Saale to the Early Weichsel Glacial.

1. Einleitung

Im Rahmen geologischer Gutachtentätigkeit für die geplante Bundesautobahn Hamburg—Flensburg durch das Geologische Landesamt Schleswig-Holstein wurde bei der Bearbeitung tieferer Bauwerksbohrungen zum ersten Mal Kieselgur im Untergrund Schleswig-Holsteins festgestellt. Das kleine Lager wurde knapp westlich des Ortes Brokenlande, südlich von Neumünster (Abb. 1) durch zwei 25,50 m bzw. 30,00 m tiefe Untersuchungsbohrungen angeschnitten. Der Baugrund wurde darauf in seiner näheren Umgebung durch 7 weitere gezielt angesetzte Untersuchungsbohrungen mit laufender Kernung abgebohrt, einmal, um eine eventuell zu erwartende Lagerstätte näher abzugrenzen, zum anderen, um die Auswirkungen der kompressiblen Erdstoffe auf die vorgesehenen Bauwerke genauer zu untersuchen. Dadurch wurde die Konstruktion zweier Profilschnitte in ungefährer Nord—Süd- und West—Ost-Richtung ermöglicht (Abb. 2 und 3). Die fortlaufende Gewinnung des Bohrgutes in Kernmärschen brachte den Vorteil genauer petrographischer Abgrenzungen sowie die Möglichkeit einer sauberen pollenanalytischen Untersuchung.

2. Morphologischer Überblick

Der Fundpunkt liegt im Mittelteil Schleswig-Holsteins im Gebiet der weichselzeitlichen Sander- und Abflußebenen zwischen der weichselzeitlichen Jungmoräne im Norden und Osten, deren ältere Randlagen hier die Grenze der Jungmoränenlandschaft gegen die Neumünsteraner Schmelzwasserebene bilden, und den saalezeitlichen Altmoränen im Westen und Süden (GRIPP, 1964 u. dort zit. Lit.). Saalezeitliche Moräneninseln ragen aus der flachen Schmelzwasserebene heraus, z. B. bei Gnutz, Wasbek und Boostedt (Abb. 1).

Die Schmelzwasserebene weist ein sehr geringes Nord—Süd-Gefälle von etwa 1:500 auf, von Einfeld (33 m NN) über eine Entfernung von 5 km bis Neumünster (23 m NN). Von Neumünster in SW-Richtung ergibt sich sogar über eine Entfernung von 25 km nur ein Gefälle von 1:1200.

Eine von Prehnsfelde (südl. Krogaspe) mit Unterbrechungen bis südlich Arpsdorf zu verfolgende schmale Saale-Moräne teilt den nördlichen Teil der Neumünsteraner Schmelzwasserebene in einen westlichen und einen östlichen Abflußbereich. Terrassen und Entwässerungstäler sind nach HÖLTING (1958) in der Ebene nicht ausgebildet.

3. Stratigraphie

In der tiefsten Untersuchungsbohrung (B I, Abb. 2 u. 4) wurde ab 28,30 m ein steifer bis halbfester Geschiebemergel angeschnitten, der nach freundlicher Mitteilung von Dr. LÜTTIG, Hannover, drenthezeitliches Alter besitzt. Darüber folgen gemischtkörnige, z. T. kiesige, kalkige, graubunte Sande. Sie wurden wahrscheinlich zusammen mit der Grundmoräne verschuppt. Die Oberfläche dieser Sande wurde in verschiedenen Tiefenlagen erbohrt. Während in den meisten Bohrungen der Sand in einer Tiefe von etwa 19,50 m angetroffen wurde, haben die beiden Bohrungen B I und B VII (Abb. 3 u. 4) eine rinnenförmige Vertiefung in diesen Sanden erschlossen, deren Oberfläche hier bei 25 bis 26 m unter Gelände liegt.

8 .



Abb. 2. Schnitt A-A' durch das Kieselgurlager von Brokenlande. Zur Lage vgl. Abb. 4.

Diese schmale Rinne und auch die weitere Umgebung wurde in der Folgezeit mit Beckensedimenten angefüllt. Sie bestehen aus olivgrauen, blauschwarz gemaserten und gebänderten, gut geschichteten schluffigen Tonen bis tonigen Schluffen, enthalten organische Beimengungen wie Pflanzenreste und kleine Schneckenschalen und haben überwiegend weiche Konsistenz. Die obersten drei bis vier Meter der tonigen Beckensedimente sind im Rinnentiefsten (B I und B VII) stärker organisch durchsetzt, enthalten z. B. im Gegensatz zu den liegenden Beckentonen reichlich *Pediastrum* und Kleinkrebsreste und wurden daher als Tonmudde gegen den Beckenton abgegrenzt. Tonmudde und Beckenton zusammen erreichen im Rinnenbereich bis zu 10 m Mächtigkeit, außerhalb der Rinne etwa 5 m. Über diesen Beckensedimenten kam es zu kontinuierlichem Absatz von Kieselgur. Sie hat nach den pollenanalytischen Untersuchungen eemzeitliches Alter. Ihr sicher festzulegendes Alter stellt eine willkommene und wichtige Zeitmarke in den nur schwer datierbaren eiszeitlichen Ablagerungen Schleswig-Holsteins dar.

Die ungestörte Kieselgur enthält Beimengungen von Feinsand, Ostracodenschalen und gepreßten Pflanzenresten. Ihre größte Mächtigkeit wurde im Rinnenbereich in der Boh-





Der erste Fund von Kieselgur in Schleswig-Holstein bei Brokenlande

117



Abb. 4. Vermutliche Begrenzung des Kieselgurlagers von Brokenlande sowie Lage der Untersuchungsbohrungen und der Schnitte A-A' (Abb. 2) und B-B' (Abb. 3).

rung VII mit 2,60 m festgestellt; in der Bohrung I ist sie rund 2,45 m stark. Das Lager keilt zu den Rinnenrändern hin rasch aus. Die Kieselgur stellt also ihrerseits ebenfalls die Ausfüllung einer rinnenartigen Vertiefung in der Oberfläche der tonigen Beckensedimente dar. Diese Vertiefung ist anscheinend nicht durch Erosion entstanden; allerdings existiert ein Hiatus an der Grenze zwischen Tonmudde und Kieselgur. Dieser Hiatus wurde in allen pollenanalytisch untersuchten Bohrungen nachgewiesen und dürfte in allen Fällen ungefähr die gleiche Zeitspanne umfassen. Es kann demnach eine echte Sedimentationslücke vorhanden sein.

In der Bohrung VII liegt über der Kieselgur eine gut geschichtete, 1,85 m mächtige dunkelolivgraue Detritus-Gyttja, die neben Schluff- und Feinsandbeimengungen einzelne Schalenreste enthält und durch dünne, etwa 1 cm starke Feinsandlagen unterbrochen wird. Die Detritus-Mudde wurde nur in dieser Bohrung angetroffen.

Die beschriebenen Beckensedimente und die Kieselgur haben hier somit ein ehemaliges Relief bis in eine Höhe von +4 m NN mehr oder minder eingeebnet.

Den Abschluß der Schichtenfolge nach oben bilden im ganzen untersuchten Gebiet gemischtkörnige, meist schwach kiesige weichselzeitliche Sande des Neumünsteraner Sanders mit einer Mächtigkeit von 13,5 bis 14,0 m. Kornverteilungsuntersuchungen dieser Sande ergaben, daß bei weitem die Mittelsandfraktion überwiegt. Der gesamte Sandanteil beträgt 72 bis 100%. Die Schluffkomponente ist mit 0 bis 8%, der Kiesanteil mit 0 bis 28% (in einem Fall 45%) vertreten. Der Ungleichförmigkeitsgrad wurde im Durchschnitt zu 2,5 bestimmt. In die untere Partie des Sanders, der Kieselgur aufliegend, sind z. T. feinkörnige Sande bis zur reinen Feinsandfraktion eingeschaltet. Aus Kompressionsversuchen mit Kieselgur und Beckentonen aus 14,3 bzw. 17,0 m Tiefe konnte die geologische Vorbelastung annähernd bestimmt werden. Die Versuchswerte von 2,4 kg/cm² bzw. 3,2 kg/cm² entsprechen dabei annähernd einer rechnerischen Bodenauflast ohne Auftrieb. Somit ist wahrscheinlich, daß während der Weichseleiszeit kein Auftrieb wirksam war; auf keinen Fall hat aber auf diese Schichten eine bed eut en de Zusatzlast eingewirkt. Alle organogenen Beckenablagerungen (wie die Kieselgur) und auch die Beckentone und -schluffe sind also nicht durch Gletscherauflast vorbelastet. Dieses Kriterium ist in diesem Gebiet wichtig zur Unterscheidung älterer, saaleeiszeitlich gestauchter Tone mit brecciöser Struktur und jüngerer, unvorbelasteter, gegen Ende des Saale-Glazials sedimentierter Beckentone. Im Bohrkern ist oft keine gut ausgebildete Horizontalschichtung als primäres Merkmal eines nicht vorbelasteten Beckentones oder -schluffes zu erkennen.

Ein Profilschnitt entlang der BAB-Trasse an Hand der tieferen Bauwerksbohrungen zeigt, daß das Kieselgurlager im (südlichen) Drittel eines flachen, weitgespannten Stauwasserbeckens wohl aus der Endphase des Drenthe-Vorstoßes entstand.

Der Beckenboden besteht zum größten Teil aus gestauchten Beckentonen oder damit verschuppten Sanden. Darunter wurde überall Geschiebemergel erbohrt. Die Ausdehnung des Beckens mißt in Profilrichtung etwa 3,9 km. Die Beckenränder oder Schwellen werden dadurch markiert, daß hier über gestauchten Grundmoränenaufwölbungen (Geschiebemergel oder gestauchte ältere Beckentone) feingeschichtete Beckenabsätze fehlen oder (bei Schwellen) geringmächtiger entwickelt sind. Diese Beobachtungen wurden auch auf dem Meßtischblatt Nortorf (Nr. 1825) gemacht.

Bemerkenswert ist die relative Niveaukonstanz der unvorbelasteten schluffig-tonigen Sedimente innerhalb des gesamten Stauwasserbeckens: Ihre Oberkante wurde zwischen +2,0 und +6,0 m NN angetroffen. Darüber liegen Beckensande. Sie sind nicht durchgehend und mit unterschiedlicher Mächtigkeit erbohrt worden. Z. T. sind sie der Erosion weichselzeitlicher Schmelzwässer zum Opfer gefallen. Da die Beckensande z. T. ohne scharfe Grenze in die Schmelzwassersande übergehen, fällt die Entscheidung ob wirklich Beckensedimente vorliegen oder nicht, oft schwer. Es ist somit sicherer, die Beckensedimente mit der schluffig-tonigen Fraktion beginnen zu lassen, wobei anzunehmen ist, daß dort, wo Beckensande noch erhalten sind, keine bedeutende Erosion der tonig-schluffigen Sedimente stattgefunden hat. Der Versuch, den weiteren Verlauf des Kieselgurlagers bei Brokenlande mittelst Sondierbohrungen zu verfolgen, mißlang, so daß es sich nur um eine kleine, lokale Entwicklung handeln wird. Es ist jedoch zu vermuten, daß einige Kieselgurvorkommen im Untergrund Schleswig-Holsteins besonders bei geringmächtiger Entwicklung von Bohrfirmen als "Schluffe" bezeichnet wurden und somit einer besonderen Erwähnung entgangen sind.

Archivbohrungen des Geologischen Landesamtes und neuere Bohrungen für die BAB weisen weitere limnische Eem-Vorkommen (Torfe) im Raum Bad Bramstedt und auf dem Blatt Nortorf (Mtbl. 1825) auf. Das Bohrprogramm ist noch nicht abgeschlossen, zur Zeit können daher noch keine Angaben über ihre räumliche Verbreitung gemacht werden.

4. Vegetations- und Florengeschichte

4.1. Vorbemerkungen.

Drei Kernungen (B II, B IV und B VII) wurden pollenanalytisch vollständig untersucht, sowie eine weitere (B V) übersichtsmäßig. Die Pollendiagramme (Tafel 1-2 und Abb. 5) stimmen untereinander so weitgehend überein, daß ihre Konnektierung ohne weiteres möglich ist. Es zeigte sich, daß die petrographischen Einheiten (Beckenton, Tonmudde, Kieselgur) auch gleichzeitig biostratigraphische Einheiten sind.

Der Darstellung wurde die BP- (Baumpollen-) Summe (einschließlich Salix, Hippophae, Juniperus, Taxus, jedoch ohne Corylus) zugrunde gelegt. Für die ältesten Abschnitte mit überwiegend umgelagerten Pollen war eine Trennung zwischen Pollen auf primärer und Pollen auf sekundärer Lagerstätte im Einzelfall natürlich nicht sicher möglich. Es wurden daher auch für diese Zeiten alle Pollen in die Grundsumme einbezogen, die sie auch späterhin bilden. "Pinus" umfaßt im Beckenton möglicherweise auch andere (präquartäre) Gattungen.

Alle übrigen Pollen wurden auf die Grundsumme bezogen. Das gilt ebenfalls für die "präquartären Pollen", zu denen im Beckenton auch der größte Teil der "Varia" gehören dürfte.

Nicht dargestellt wurden die pollenanalytisch völlig unergiebigen unteren Teile der Beckentone (vgl. Abb. 2-3).

Die Kieselgur ist zweifellos eemzeitlich. Die pollenfloristische Gliederung der Diagramme folgt im Bereich der eigentlichen Warmzeit dem Vorschlag von BEHRE (1962). Seine Gliederung ist auf unser Gebiet ohne weiteres übertragbar und wurde in ähnlicher Form auch von ANDERSEN (1965) benutzt. Sie schließt im Prinzip an die Gliederung von JESSEN & MILTHERS (1928) an (vgl. Diagramm B II, Tafel I). JESSEN & MILTHERS ließen ihre Gliederung mit dem Beginn des "Saale-Spätglazials" einsetzen, wobei diese Abschnitte allerdings mehr theoretisch gefordert werden mußten, als daß sie tatsächlich genügend belegt werden konnten. Die übrigen Autoren, die sich mit Gliederungsfragen befaßten, ließen ihre Gliederungen meist mit der Birken-Zeit (als Abschnitt I) beginnen. Dabei mag mitgespielt haben, daß das "Saale-Spätglazial" in Nordwesteuropa praktisch unbekannt blieb. Andererseits kann man aber auch diskutieren, ab wann ein Interglazial beginnen soll. Das ist in erster Linie eine Frage der Übereinkunft; welcher Lesart man auch zuneigt, die einzelnen Abschnitte behalten deswegen natürlich ihren klar definierten vegetationsgeschichtlichen Inhalt.

Leider gibt es für das Eem trotz der sehr klaren vegetationsgeschichtlichen Entwicklung eine erhebliche Anzahl verschiedener Gliederungsvorschläge. Auf sie im einzelnen einzugehen, würde zu weit führen.

4.2. Saale-Spätglazial

Das Lager von Brokenlande wird vegetationsgeschichtlich vor allem dadurch interessant, daß das bisher in Schleswig-Holstein unbekannte "Saale-Spätglazial" anscheinend vollständig erfaßt wurde. Die vegetationsgeschichtliche Entwicklung erscheint lokal gesichert. Eine regionale Gliederung kann erst dann erfolgen, wenn noch mehr Material vorhanden ist.

4.2.1. Alteste waldlose Zeit (Abschnitt A)

Der größte Teil des Beckentones (ca. 70–80%) seiner Mächtigkeit) war pollenanalytisch ganz unergiebig und wurde in den Diagrammen nicht dargestellt. Bei einer sehr geringen Pollendichte dürfte er zweifellos weitaus überwiegend Pollen auf sekundärer Lagerstätte führen. Es handelt sich um einen typischen Glazialton, wie er z. B. ähnlich auch im Liegenden des marinen Holstein-Interglazials von Wacken (MENKE, im Druck) gefunden wurde. Anhaltspunkte für eine nennenswerte Vegetationsbedeckung der Umgebung sind noch nicht vorhanden. Der starke Sekundärpollen-Gehalt stammt möglicherweise aus den gestauchten Tonen unbekannten Alters, die weithin den Beckenboden bilden.

Das Pollenspektrum am Grunde (ca. 25 m) des nicht gestauchten Beckentones in der Bohrung VII hat etwa folgende Zusammensetzung:

74% "Pinus"	7%	Betula
2% Picea	3%	Juniperus-Typ
7% Alnus	in Spuren:	
3% cf. Quercus		Carpinus u. a.
3% Tilia		2
(Grundsumme: 140 BP)		
Bezogen auf die Grundsumme außerdem:		
4% myricoide Pollen	6%	Gramineae
2% Ericales	2%	Filices
3% Sphagnum	24%	Varia
	24%	"präquartäre Pollen"

in Spuren: Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Cyperaceae u. a.

Die BP-Zusammensetzung ist etwa die gleiche, wie sie auch jeweils im unteren Teil der Pollendiagramme verzeichnet ist. Sie bleibt während des ganzen Abschnittes A im wesentlichen die gleiche. Lagerungsmäßig kann man theoretisch drei Pollengruppen unterscheiden:

- a) Sekundärpollen. Darunter werden Pollen verstanden, die durch Aufarbeitung wesentlich älterer Schichten umgelagert wurden;
- b) Die Pollen auf primärer Lagerstätte, die gleichaltrig mit Ablagerung sind, können auf Weit- und Fernflug zurückgehen oder dem Lokal- und Umgebungsniederschlag angehören.

Im Einzelfall ist die praktische Entscheidung, zu welcher Gruppe ein Pollenkorn gehört, freilich oft unmöglich. Wohl aber sind Wahrscheinlichkeitsaussagen möglich, bei denen die gesamte Zusammensetzung der Spektren, deren Verlauf, die Ablagerungssituation, die Erfahrungen über Pollenerzeugung und -verbreitung der einzelnen Taxa etc. zu berücksichtigen sind.

So wäre es völlig absurd, für den Abschnitt A etwa ein reales Vorkommen thermophiler Taxa in der Umgebung annehmen zu wollen. Ihre Pollenkurven haben im ältesten Teil den gleichen Verlauf, wie die Kurven der präquartären Pollen. Mit zunehmender tatsächlicher Vegetationsbedeckung der Umgebung (vgl. z. B. Σ BP/cm²) sinken ihre Anteile auf ein Minimum ab, zusammen mit den präquartären Pollen.

Zum Sekundärpollen kann anfangs auch *Betula* gehören, doch zeigen die (im folgenden Abschnitt) langsam zunehmenden Werte, daß der *Betula*-Pollen auf primärer Lagerstätte allmählich eine immer größere Rolle spielt. Das gleiche gilt für den Pollen vom *Juniperus*-Typ.

Die im Abschnitt A mit geringen Anteilen sporadisch schon vorhandenen Artemisia-Pollen befinden sich wohl überwiegend auf primärer Lagerstätte. Damit ist allerdings noch nicht gesagt, daß Artemisia in der Umgebung zunächst auch schon tatsächlich vorhanden war, denn ihr Pollen wird erheblich verweht (wie z. B. auch bei Betula und Juniperus). Bei der geringen Pollendichte muß sich schon ein geringer Anflug im Pollenspektrum ausprägen.

Mit der tatsächlichen Vegetationsbedeckung der Umgebung muß man aber mit dem Auftreten von Pollen rechnen, die nur in geringen Mengen erzeugt werden und wenig Aussicht haben, vom Wind vertragen zu werden. Das ist erst gegen Ende des Abschnittes A der Fall (vgl. z. B. *Gypsophila* in der Bohrung IV (Abb. 5), 15,70 m Tiefe). Der weitaus überwiegende Teil des Abschnittes A muß also wohl dem "Pleniglazial" zugeordnet werden.

4.2.2. Zeit der Sanddorn-Gebüsche (Abschnitt B)

Die Grenze zum Abschnitt B wurde etwa an den Beginn der Sanddorn-Kurve gelegt. Der Sekundärpollen dominiert innerhalb des Baumpollens zwar auch hier noch völlig, und die BP-Dichte (BP/cm²) bleibt unverändert niedrig, gegenüber dem vorigen Abschnitt treten aber doch nicht übersehbare Veränderungen ein: Einmal ist der Abschnitt B durch die Sanddorn-Kurve charakterisiert, sodann treten im Laufe der Zeit (vereinzelt, wie gesagt, schon im oberen Teil des vorigen Abschnittes) Pollen und Sporen vieler Taxa neu hinzu oder werden doch deutlich häufiger; vor allem sind dies: *Helianthemum, Selaginella selaginoides, Botrychium, Gypsophila, Empetrum, Rumex, Thalictrum.* Die Kurven von Artemisia, Gramineae, Cyperaceae durchlaufen im oberen Teil des Abschnittes ein deutliches Maximum.

Mit dem Anfang dieses Abschnittes ist der späteste Zeitpunkt für den Beginn einer dichteren Vegetationsbedeckung der Umgebung gegeben, in der jüngeren Hälfte lag wahrscheinlich die Hauptverbreitung von Sanddorn, Kräutern und Stauden. Der Sanddorn ist außerordentlich lichtbedürftig und verträgt keine nennenswerte Beschattung durch eine Baum- oder hohe Strauchschicht. Er selbst bildet daher im wesentlichen die höchste Schicht, eventuell zusammen mit Weiden und Wacholder. Seine Pollenverbreitung ist recht gering. So ist mit einer wesentlich stärkeren Beteiligung an der Vegetation zu rechnen, als es den Pollenanteilen (die durch den dominierenden Sekundärpollen stark gedrückt werden) nach scheinen mag. Der Sanddorn besiedelt vor allem basenreiche Rohböden, ist aber in Bezug auf die Bodenart weniger wählerisch.

Ausgesprochene (meist basiphile) Pionierarten umfaßt auch die Gattung Gypsophila, während Helianthemum, Selaginella, Botrychium u.a. vor allem schon in mehr oder minder geschlossenen Rasen wachsen. Aber auch sie sind sehr lichtbedürftig. Es handelt sich um niedrige Bodenkräuter, deren Pollen bzw. Sporen wenig Aussicht haben, vom Wind in größerem Maße vertragen zu werden.

Man wird sich die Umgebung während dieses Abschnittes wohl als ein von lichten Weiden- und Sanddorn-Gebüschen beherrschtes Terrain vorzustellen haben, wobei die Gebüsche noch genügend Raum für sehr lichtbedürftige Rasen- und Stauden-Gesellschaften ließen.

Für eine eingehende vegetationsgeschichtliche "Bestandesaufnahme" ist zwar das Material wegen des starken Sekundärpollengehaltes wenig geeignet; es ist aber dennoch verlockend, die Pollenflora des Saale-Spätglazials mit der des Weichsel-Spätglazials zu vergleichen, auch wenn dieser Vergleich zunächst noch sehr lückenhaft bleiben muß:

- 1. Pollen und Sporen charakteristischer Stauden und Kräuter des Saale-Spätglazials sind auch für das Weichsel-Spätglazial bezeichnend. Vor allem sind dies: *Helianthemum, Selaginella selaginoides, Gypsophila, Empetrum. Ephedra (distachya-*Typ) ist ebenfalls auffallend in beiden Spätglazialen verbreitet.
- Auffallend ist die Regelmäßigkeit der *Hippophae*-Pollenfunde im Abschnitt B. Sie erreichen (vor allem, wenn man den Sekundärpollengehalt mit berücksichtigt) ähnliche Anteile wie vielerorts im Weichsel-Spätglazial, vor allem gegen Ende der Älteren Dryaszeit (vgl. FIRBAS, 1949, S. 297).
- 3. Weiden-Bestände müssen in beiden Spätglazialen sehr verbreitet gewesen sein.
- 4. Unter den Nichtbaumpollen spielt im Saale-Spätglazial neben Pollen von Gramineen und Cyperaceen der Artemisia-Pollen mengenmäßig die Hauptrolle. Im Weichsel-Spätglazial war Artemisia ebenfalls sehr verbreitet.

Es zeigen sich also zweifellos sehr auffallende floristische Parallelen zwischen beiden Spätglazialen.

4.2.3. Zeit der Sanddorn-Wacholder-Gebüsche (Abschnitt C)

Im Laufe des vorigen Abschnittes stieg bereits langsam die Juniperus-Pollenkurve an. Mit ihrem weiteren Anstieg im Abschnitt C nimmt die Beteiligung der Stauden und Kräuter allmählich wieder ab. Das dürfte vor allem eine Frage der stärker werdenden Beschattung sein. Der Wacholder wurde wohl auch zum Hauptkonkurrenten für den Sanddorn, dessen Pollenkurve ebenfalls rasch abfällt. Die übrigen Baumpollen dürften sich mit Ausnahme von Salix und Betula auch weiterhin überwiegend auf sekundärer Lagerstätte befinden.

Insgesamt nimmt die Baumpollendichte (BP/cm²) langsam zu, der relative Anteil der Sekundärpollen dagegen langsam ab.

In den letzten Jahren hat es sich gezeigt, daß der Wacholder sich auch im Weichsel-Spätglazial nicht selten jeweils zu Beginn der Bewaldungen ausbreiten konnte (vgl. IVERSEN, 1954, BEHRE, 1966 u. dort zit. Lit.). Ganz entsprechend hat sich der Wacholder wahrscheinlich auch zu Beginn des Holstein-Interglazials verhalten (MENKE, im Druck). Im Laufe des Abschnittes C steigt die Birken-Kurve deutlich an. Mit der Hauptphase der Birken-Ausbreitung beginnt das eigentliche Eem-Interglazial. Der Abschnitt C stellt also den Übergang von der saale-spätglazialen subarktischen Vegetation zur früh-eemzeitlichen Bewaldung dar.





Im Beginn der Bewaldung sind zwischen dem Weichsel-Spätglazial und dem Saale-Spätglazial ebenfalls Parallelen vorhanden: "Sehr rasch sind wahrscheinlich — bis auf wenige Reste — die *Hippophae*-Gebüsche verschwunden. Auffällig lange müssen sich, wenigstens stellenweise, die *Artemisia*-reichen Gesellschaften erhalten haben", so schreibt FIRBAS (1949, S. 299) über das Weichsel-Spätglazial; das könnte auch über das Saale-Spätglazial gesagt sein.

4.2.4. Rückblick

Trotz offensichtlicher floristischer Ähnlichkeit verlief die Vegetationsentwicklung im Saale-Spätglazial nach unseren Ergebnissen jedoch völlig anders als im Weichsel-Spätglazial: Hier kam es bekanntlich zu Rückschlägen in der Entwicklung und dadurch zu den Interstadialen Bölling und Alleröd. Die Vegetationsentwicklung scheint dagegen im Saale-Spätglazial (in Mittelholstein) ganz stetig ohne derartige Rückschläge verlaufen zu sein. Interstadiale hätten bei der geringen Pollendichte z. B. durch Änderungen der BP-Zusammensetzung leicht nachweisbar sein müssen. Schichtlücken sind nicht erkennbar.

Ob man die Vegetation des Abschnittes B, bei aller wahrscheinlichen floristischen Ähnlichkeit mit der Älteren Dryaszeit des Weichsel-Spätglazials, als "Tundren"-Vegetation bezeichnen darf, ist sehr fraglich. Besser wird man von einer "Pionier"-Vegetation sprechen. *Hippophae* erreicht heute (jedenfalls blühend) nirgends die Waldgrenze (IVERSEN, 1954 u. dort zit. Lit.). Die starke Verbreitung lichtbedürftiger Arten kann eine reine Frage der Wanderungsvorgänge sein (insofern, als ein Wald deswegen nicht entstehen konnte, weil die Bäume noch nicht eingewandert waren).

Wegen dieser Unsicherheit läßt sich auch die Grenze Saale-Spätglazial/Eem nicht klimatisch begründen, sondern vorerst nur regional nach biostratigraphischen Gesichtspunkten ziehen. Als Leithorizont wird man dabei wohl am zweckmäßigsten den Beginn der endgültigen Bewaldung wählen, der in verschiedenen Landschaften aber zeitlich durchaus verschieden sein kann.

Die auch unter Berücksichtigung einer anfangs wohl großen Zuwachsrate des Sedimentes wahrscheinlich lange Zeit der Waldfreiheit mag aber angesichts der großen Wander- und Ausbreitungsgeschwindigkeit der Baumbirken doch dafür sprechen, daß zunächst (im Abschnitt A) der Wald noch aus klimatischen Gründen fehlte. Im Abschnitt B können die klimatischen Bedingungen dagegen nicht mehr sehr ungünstig gewesen sein. Der allmähliche Anstieg der Birken-Kurve beginnt etwa ab Mitte dieses Abschnittes. Freilich braucht die Birke zu dieser Zeit im Gebiet noch nicht vorhanden gewesen zu sein. Ihr Pollen wird in großem Maße weit verweht, und bei der geringen BP-Dichte muß sich schon ein etwas stärkerer Anflug deutlich im Pollenspektrum ausprägen.

4.3. Eem-Warmzeit

4.3.1. Birken-Zeit (Abschnitt I)

Mit der Hauptphase der Birken-Ausbreitung wurden besonders lichtbedürftige Arten, wie *Helianthemum, Selaginella, Hippophae*, rasch weitgehend verdrängt, während andere, etwas mehr Schatten vertragende Taxa, wie *Empetrum, Thalictrum, Artemisia*, sich noch bis zum Ende der Birken-Zeit oder darüber hinaus halten konnten. Ebenso wurde der Wacholder nur sehr langsam verdrängt. Er bildete wohl einen Unterwuchs in den lichten Birken-Wäldern.

In der Birken-Zeit durchläuft die Kiefern-Kurve ein ausgeprägtes Minimum. Die hohen Kiefern-Anteile im Liegenden lassen sich zwanglos zur Hauptsache auf Sekundärpollen (vgl. "präquartäre Pollen") und Fernflug zurückführen. Das gleiche Phänomen (einer vorgetäuschten stärkeren Kiefern-Beteiligung) ist auch aus dem Weichsel-Spätglazial geläufig, ebenso tritt es in rezenten Proben aus Skandinavien jenseits der Waldgrenze auf (vgl. FIRBAS, 1949, S. 25 ff.). In dem Maße, wie die Baumpollendichte (BP/cm²) zunimmt, nehmen diese Kiefernpollenwerte ab, zusammen mit den Werten der anderen Sekundärpollen.

Der Anstieg der Kiefernkurve zum Hangenden hin ist dagegen zweifellos Ausdruck einer tatsächlichen Kiefernausbreitung in der Umgebung; der Anteil des Sekundärpollens ist hier nur noch minimal. Mit dem Beginn der Birken-Zeit trat ein Sedimentwechsel ein: Die Beckenton-Ablagerung wurde (ohne Hiatus) von einer Tonmudde-Bildung abgelöst.

4.3.2. Die übrigen Abschnitte

Die Beschreibung der übrigen waldgeschichtlichen Entwicklung kann kurz gefaßt werden, da sie nicht aus dem für Nordwestdeutschland geläufigen Rahmen herausfällt. Die pollenfloristischen Kriterien lassen sich ohne weiteres an den Pollendiagrammen ablesen. In der Birken-Kiefern-Zeit (Abschnitt II) dominieren Pinus- und Betula-Pollen. Pollen thermophiler Taxa sind bereits vorhanden (Quercus, Ulmus vom Beginn an wahrscheinlich auf primärer Lagerstätte), bzw. erscheinen im Laufe der Zeit (Hedera, Viscum, Cladium, cf. Humulus). In diesem Abschnitt endet die Bildung der Tonmudde. Mit deutlichem Hiatus setzt gegen Ende der Kiefern-Eichen-Zeit (Abschnitt III) die Kieselgurbildung ein. Die Wälder bestanden jetzt wohl zur Hauptsache aus Eichen und Kiefern mit beigemischten Ulmen, Eschen und Ahornen. Im Unterwuchs war auch Pteridium vorhanden. Die Hasel-Eichen-Zeit (Abschnitt IV A) ist pollenfloristisch durch die rasche Ausbreitung von Hasel und Erle ausgezeichnet. Im Laufe der Zeit setzte etwa gleichzeitig die Ausbreitung von Eibe und Linde ein. Kennzeichnend für die Eiben-Linden-Zeit (Abschnitt IV B) sind die kulminierenden Kurven von Eibe und Linde, sowie die deutlich abgefallenen Hasel-Werte. Die Eibe scheint ein regelmäßiger Bestandteil der Wälder gewesen zu sein (vgl. auch AVERDIECK, 1965, BEHRE, 1962, MENKE, 1965). Pollen von Ahorn ist auffallend häufig. Etwa mit Beginn des Abschnittes setzen in den meisten nordwestdeutschen Diagrammen auch die Pollenvorkommen von Ilex ein (die älteren Funde in unseren Diagrammen dürfen als Sekundärpollen angesehen werden, zumal Ilex-Pollen in tertiären Ablagerungen z. T. sehr verbreitet sind). Im Laufe des Abschnittes setzt allmählich die Ausbreitung von Fichte und Hainbuche ein. Mit der Hauptausbreitung von Carpinus beginnt die Hainbuchen-Fichten-Zeit (Abschnitt V), die sich in einen Hainbuchen-reicheren älteren Teil und einen Fichten-reicheren jüngeren Teil gliedern läßt. Mit BEHRE (1962) halten wir die Fichten-Ausbreitung für kein gutes regional brauchbares Leitniveau zur Abtrennung einer eigenen "Fichten-Zeit", da sie zu sehr örtlich (Bruchwaldbildung) beeinflußt wurde. Die Tendenz einer allmählich zunehmenden allgemeinen Fichten-Ausbreitung ist freilich unverkennbar. Bald nach Beginn des Abschnittes setzen die regelmäßigen Pollenfunde von Abies ein.

Die Detritus-Mudde im Profil VII wurde pollenanalytisch nicht ausgewertet, da ein starker Verdacht bestand, daß ein erheblicher Teil der Pollen aus älteren eemzeitlichen Ablagerungen umgelagert war.

5. Zitierte Literatur

BEHRE, K.-E.: Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen an letztinterglazialen Kieselgurlagern der Lüneburger Heide. Flora 152, 325-370, Jena 1962. - Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte (mit einem Beitrag zur Gliederung des Präboreals). Eiszeitalt. u. Gegenw. 17, 69-84, Ohringen 1966.

ANDERSEN, Sv. Th.: Interglacialer og interstadialer i Danmarks Kvartaer. Medd. dansk geol. Foren. 15, 486-506, Kopenhagen 1965.

AVERDIECK, F.-R.: Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein. Fundamenta B/2, 1965, im Druck.

FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1, Jena 1949.

GRIPP, K.: Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. Neumünster 1964.

HÖLTING, B.: Die Entwässerung des würmeiszeitlichen Eisrandes in Mittelholstein. Meyniana 7, 61-98, Kiel 1958.

IVERSEN, J.: The Late-Glacial Flora of Denmark and its Relation to Climate and Soil. Danm. geol. Unders. (II) 80, 87-119, Kopenhagen 1954.

JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical and paleontological Studies of Interglacial fresh-water Deposits in Jutland and Northwest Germany. Danm. Geol. Unders. (II) 48, Kopenhagen 1928.

MENKE, B.: Ein Beitrag zur eemzeitlichen Vegetations- und Klimageschichte nach dem Profil Ostrohe/Schleswig-Holstein. Fundamenta B/2, 1965, im Druck. - - Pollenanalytische Untersuchungen an mittelpleistozänen Ablagerungen aus Wacken (Westholstein). Geol. Jb., im Druck.

Manuskr. eingeg. 1. 2. 1967.

Anschrift der Verf.: Dr. Burchard Menke, Dr. Peter-Helmut Ross, 23 Kiel-Wik, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Mecklenburger Straße 22/24.

126

Eiszeitalter und Gegenwart

Paleotemperature Changes in the Upper and Middle Pleistocene

By TOMISLAV ŠEGOTA, Zagreb

With 3 figures.

A b s t r a c t. By the combination of land and sea data the author came to the conclusion that the duration of the Middle and Upper Pleistocene glacial ages was of the same order of magnitude. The temperature of the glacial ages was not exactly the same, but each younger glacial age was a little colder than the preceding one. Similarly, each younger interglacial age was a little cooler than the preceding one. Bringing together all known data the complex Pleistocene generalized paleotemperature curve is constructed showing the main trend of the temperature evolution from Mindel glacial until now, spanning the time of about 400,000 years.

Zusammenfassung. Aus festländischen und marinen Daten wird gefolgert, daß die Glazialzeiten des mittleren und oberen Pleistozäns zeitlich von gleicher Größenordnung waren. Die Temperaturen der einzelnen Eiszeiten waren nicht genau gleich: jede jüngere Eiszeit war ein wenig kälter als die vorhergehende; das gleiche gilt für die Interglaziale. Mit allen bekannten Daten wird eine generalisierte Paläotemperatur-Kurve konstruiert, welche den Trend der Temperatur-Entwicklung vom Mindel bis heute (ca. 400 000 Jahre) zeigt.

Introduction

The radiometric measurement of time revolutionized paleoclimatological investigations, but different competent researchers arrived at chronologies differing by a factor of 5, and the interpretation of paleoclimatic changes remains a very difficult problem. Paleoclimatic investigation abounds with fundamentally different results and nearly all interpretations can be proved by most recently published data. In this article the present author attempts to bring into accordance with some facts so far known his concepts (ŠEGOTA, 1963) about the general course of the Quaternary paleotemperature changes plotted against the hypothetical chronology inferred by the same author (ŠEGOTA, 1961).

Absolute Chronology of the Paleotemperature Changes

Due to many radiocarbon and other radiometric measurements the duration of the Würm glacial (60,000 years) is relatively firmly established. In certain degree this can be said even for the Riss-Würm interglacial (40,000 years). The duration of the Riss glacial at this moment is the most important problem of the Pleistocene chronology, because the extrapolations and radiometric measurements in this part of the Pleistocene differ considerably. Such a difficult problem can be solved only by combining all data from the land and the sea. The drift sheets of the older glacial ages in North America and Europe have southern borders similar to that of the latest drift. Such similarity implies that the ice sheets of the different glacial ages formed and spread under essentially the same controls as those which determined the form of the latest ice sheets (FLINT, 1957). It seems probable that the physical conditions were repeated with each glaciation, and that the ice sheets were governed by the same physical and climatic controls (CHARLESWORTH, 1957). Accordingly, our assumption and calculation that the duration of the Riss glacial was of the same order of magnitude as the duration of the Würm glacial is soundly based. This is the basis for the construction of a deep-sea paleoclimatic chronology which fundamentally differs from that given by EMILIANI and his coworkers.

All deep-sea chronologies are based on the sedimentation rates. In this case our hypothetical chronology is founded on the established fact that the sedimentation rates have been considerably greater in glacial than in interglacial ages (BROECKER et. al., 1958). The thickness of glacial and interglacial sediments respectively must be in a certain relationship with the temperatures and the duration of them. The durations and the temperatures of all glacial and interglacial ages was not the same and this is the reason why the extrapolations based on "average" or "constant" Pleistocene sedimentation rates cannot be valid. This is exactly the same as was proved on the land we quoted above: similar climatic oscillations must have been accompanied by similar thicknesses of sediments on the sea bottom. More precisely, the thickness of deep-sea sediments precipitated during the Riss glacial must be similar to (not the same as) the thickness of the sediments of the Würm glacial.

According to BROECKER and others (1958) the variation in rate of the coarse fraction $(>74 \mu)$ deposition with the surface ocean temperature is much less than that of the fine fraction. So we shall compare the sedimentation of the carbonate fraction smaller than 74 μ in the core A 179-4 (Rosholt et al., 1961, fig. 7). A certain difficulty arises from the fact that the sedimentation rate was not calculated for separate time-climatic sections (with the exception of the Holocene), and so the upper part of the core section belonging to the Riss-Würm interglacial (EMILIANI's stage 5) was added to the stage 6 belonging to Riss). In spite of this, the section belonging to the stage 6 clearly indicates a high glacial rate of sedimentation. Much more important than this is the fact that the rate of the sedimentation between 305 and 450 cm. is exactly the same as that preceding stage 6. This means that all sections between about 255 (the boundary between Riss glacial and Riss-Würm interglacial) and 450 cm. were deposited under the same cold, we suppose, glacial conditions. The author calculated (1961) that the Riss glacial lasted 20 per cent longer than the Würm glacial. This means that the deep-sea sediments deposited during the Riss glacial must have been about 20 per cent thicker than the Würm sediments (if the sedimentation was not interrupted), i. e. not only the stage 6, but even the stages 7, 8, 9, and may be even the stage 10, belong to the Riss glacial. In accordance with this assumption is the curve representing the weight percentages of the carbonate fraction larger than 62 μ in the core A240-M1 (ROSHOLT et al., 1961, fig. 1). The section of the core between 270 an.' 610 cm. shows weight percentages much lower than in the part belonging to the Riss-Würm interglacial, but they are very similar to that belonging to the Würm glacial. Just the same can be seen in fig. 2 of ROSHOLT and others (1961). The curve B representing weight percentages of carbonate fraction smaller than 74 μ clearly is divided in two parts, one belonging to the Würm and Riss glacials with small weight percentages, and another part with great weight percentages belonging to the Riss-Würm interglacial.

Our assumption excellently agrees with Pa²³¹/Th²³⁰ dating of core A240-M1 (Ro-SHOLT et al., 1961, fig. 1). The remarkable temperature drop at about 530-570 cm., or between 148,000 and 175,000 years B.P., clearly shows that this drop of temperature represents the first temperature drop of the Riss glacial, it represents its first stadial.

EMILIANI and his coworkers founded their absolute time scale on the assumption that the bulk rate of sedimentation remained approximately constant. If we suppose — as in the previous case — that the sedimentation rate during the Mindel-Riss interglacial was of the same order of magnitude as in other interglacial ages, the thickness of the sediments deposited during this interglacial age must have been the function of its duration, and more than this the function of the temperature. However, the duration of the Mindel-Riss interglacial was much greater than the duration of the last interglacial age, and the temperature was higher (the effect was the lower sedimentation rate) than in the Riss-Würm interglacial. We suppose that the stages 11, 12, and 13 (EMILIANI 1955a; 1958; 1961; 1964) represent the great interglacial age. The temperature drop within the great interglacial age (stage 12) represents a wellknown cooling of the climate a little time after the middle of this interglacial age. Stage 14 would represent a maximum of the



Fig. 1. Paleotemperature curves of ten deep-sea cores from the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea. Core numbers to the right. Tentative correlation with terrestrial stratigraphy of the Alps region is suggested above the curve.

Mindel glacial, and the stages 15, 16 and the greater part of the stage 17 (EMILIANI, 1964; 1966) would belong to the other parts of the Mindel glacial. Thus the thickness of the sediments and the duration of the Mindel glacial would be in a reasonable proportion to the other glacial ages.

The above conclusions well agree with the data derived from the Pacific Ocean. The 27.5 m. long deep-sea core from the Okhotsk Sea can be divided in 5 parts (ZHUZE & KORENEVA, 1959). The thickness of the sediments belonging to the last glacial age is

9 Eiszeitalter und Gegenwart

405 cm., and that belonging to the penultimate glacial age is 615 cm. Assuming a similar sedimentation rate during the glacial ages this leads to the conclusion that the duration of the Riss glacial must have been longer than the duration of the Würm glacial. Similarly, the thickness of the sediments belonging to the younger interglacial age is 460 cm., and that of the older interglacial age is 945 cm.

At last, our chronology is based on a simple comparison between various paleotemperature curves which in essence is very similar to OLAUSSON'S (1965) chronology. We have no problems with the Würm glacial and Riss-Würmr interglacial, the difficulties arise deeper in the past. The comparative analysis of the paleotemperature curves (fig. 1) reveals that the oxygen isotope method, quite naturally, now is not an absolutely safe technique for the calculation of paleotemperature changes. The best example is EMILIANI's Würm I, which is very clearly discernible in the cores A 172-6, A 179-4, 280, and A 254-BR-C (ROSHOLT et al., 1962); this minimum (stage 4) was as low as the minimum of the stage 2 (Würm maximum). The cores 234, 189 and A 180-73 show slightly higher temperatures during Würm I which cannot compare with the drop of the temperature in previous cores. No temperature drop at all, or a hardly perceptible drop, can be revealed in the same stage of the cores 246, A 240-M1 and CP-28. In spite of this marked difference the extreme evidence of the cores A 179-4 and A 172-6 outweighed the evidence of the other cores raised later and the first paleotemperature curve (EMILIANI, 1955a) at this stage failed to bring into accordance the evidence derived by the study of the cores raised later (EMILIANI, 1958, 1961, 1964, 1966; ROSHOLT et al., 1961).

Similarly, the temperature oscillations corresponding to EMILIANI's stages 6, 7, 8, 9 and 10, or to the Riss glacial according to our chronology, are not the same in all curves and thus can be interpreted in another way than did EMILIANI and his coworkers. Cores A 179-4 and A 172-6 are the representatives of the extreme group with very pronounced amplitudes (not so pronounced in some cores raised later). Contrary to this, the cores 234, 189, A 254-BR-C, and especially the core 246, are in this part very similar to the "cold wave" representing the Würm glacial, indicating that this part of the curve belongs to a long period of time mainly with low temperatures interrupted by warmer episodes. The marked temperature drop at the beginning of the Riss glacial (stage 10, or Mindel glacial in EMILIANI's curves) probably was not so pronounced. This is the result of the analysis of the earlier cores A 172-6 and A 179-4, and confirmed by the cores A 240-M1, A 254-BR-C and 189. This is very similar to the exaggerated cooling at the beginning of the Würm glacial. The cores 280, 234 and 246 give no evidence for such strong cooling at the beginning of the Riss glacial. These cores show that the first Riss stadial was not as cold as the younger Riss stadials, and this is in good agreement with the similar mechanism confirmed during the Würm glacial. Bearing in mind that the isotopic curves show phases within the Würm glacial there seems to be no reason to correlate the Riss glacial with a single temperature minimum of short duration which cannot be compared with the duration of the Würm glacial (OLAUSSON, 1965).

Thermal Evolution of the Quaternary Period

Given that the oxygen isotope paleotemperature measurements is not an absolutely precise method on the one side, and the small temperature differences between two successive glacial or interglacial ages (especially in the lower latitudes) on the other side, we shall try to bring the data so far known into accordance with the established facts on the lands. Namely, the generalized paleotemperature curve must be the result of a study of many pertinent data both from the land and the sea. Detailed investigations all over the world revealed that each successive glacial and interglacial was respectively a little colder than the preceding one (SEGOTA, 1966) as a continuation of a general cooling of the Earth since the Eocene time. The Quaternary glaciation was not characterized by the succession of equally cold glacial ages and equally warm interglacial ages. The temperature differences between them were rather small but it is possible to discern them and in all cases it had a certain "practical" meaning (for the distribution of plants and animals, etc.).

The Temperature of the Holocene Warm Period

The estimated temperatures of the Holocene warm period differ considerably. The mean temperature of the *Tapes-Littorina* Sea was $1-3^{\circ}$ C. higher than to-day. Northeastern Ireland was warmer than now by about 1.7° C., Switzerland by $2-3^{\circ}$ C., Bohemia and Central Germany by $2.3-2.6^{\circ}$ C., Denmark by $1.5-2^{\circ}$ C. in the summer months (the detailed review in CHARLESWORTH, 1957, and DEEVEY & FLINT, 1957). Ložek (1964) assumed $1-2^{\circ}$ C. and even 3° C. higher temperatures in Czechoslovakia. It seems that the estimate made by FIRBAS (1949), $1.5-2.4^{\circ}$ C. higher temperature of the vegetative period than now in Central Europe, is very close to the real values.

A much higher temperature rise (3.2° C.) was supposed by RICHMOND (1953) in Utah, USA, and about 2.7° C. higher temperature than now in southeast Canada (TERASMAE, 1961).

As in all glacial and interglacial ages, the temperature difference must have been much greater in middle latitudes than in the lower one. If we assumed about 1.8° C. higher temperature than now in the middle latitudes, the corresponding rise of the temperature in the equatorial Atlantic and the Caribbean Sea would amount to about 1° or even 1.5° more than now (EMILIANI, 1955a; 1956).

The Temperature of the Würm Glacial

The differences in the estimates of the temperature drop during the last glacial age in middle latitudes vary between 3-4° C. and 10-12° C. Most recent estimates are very high, not rarely even more than 12° C. (POSER, 1947: about 15° C.; MANLEY, 1951: annual mean for south-east England about -2° C.; WEISCHET, 1954: 10-12° C. lower July temperatures and at least 16° C. lower winter temperatures; EMILIANI, 1955b, 1961: temperature range of about 12° in the Mediterranean Sea; PROŠEK & LOŽEK, 1957: 10°; BÜDEL, 1960: 14° C; KAISER, 1960: 15-16° C.; SHOTTON, 1962: 12.5° C.; KOPP, 1963: 12° lower mean annual temperature in San Sebastian, Spain; Pécsi, 1963: mean annual temperature in Hungary was -2° to -3° C.; PANOV, 1964: 0° to -10° C. mean annual temperature in Central Europe; MARKOV, 1965: 12°; WILLIAMS, 1965: about -6° C. mean annual temperature in England.) Similar values are obtained in the USA (BLACK, 1964: 10-15° C. lower mean annual temperature than now; DILLON, 1956: about 13.8° C. colder at the edge of the ice sheet. The temperature inversion in winter was responsible for such strong cooling (MORTENSEN, 1952). We suppose that the drop of the temperature in Central Europe in the maximum of the Würm glacial was about 12° C. (FLOHN, 1953: 13° C.; Woldstedt, 1958a: 12° C.; Schwarzbach, 1961: 8-13° C.).

The minimum temperature was attained not in the middle of the Würm glacial, but closer to its end. The temperature curve of the Würm glacial — like the temperature curves of all other glacial ages — was not a symmetrical, but an asymmetrical one. The relation between the phase of the areal expansion (about 48,000 years in the case of the Würm glacial) and the phase of the recession (about 12,000 years) is 4:1. This relation is always the same, regardless of the duration and the age of the glacial age.

The basis for the reconstruction of the Würm climate was the well-known paleotemperature curves given by WOLDSTEDT (1962), GROSS (1964), FLINT (1963), and some other authors. However, the curves are corrected in accordance with some results of

9 *

investigation tending to damp the oscillations between successive phases (KRETZOI, 1961; DE PLOEY, 1961).

The durations of all younger stadials and interstadials are very small in comparison with the duration of the Upper and Middle Pleistocene and for this reason we shall not go deeply into the study and critical evaluation of many details. No need to quote a very great number of radio-carbon dates; we shall quote only the dates which are most suitable for the construction of the curve.

The Younger Dryas period lasted about 800 years between 10,000 and 10,800 years ago. From Alleröd to Younger Dryas the forest line was lowered by 600 m. The temperature in Germany was by 7-8° C. lower than now (FIRBAS, 1947), in Kent, England, the mean temperature was about 0° C. (KERNEY et al., 1964), and the mean July temperature in Central Europe was 6° C. lower than to-day (IVERSEN, 1954). In central Poland the July temperature was 6° C. lower than now (WASILIKOWA, 1964). We assumed a 6° C. lower mean annual temperature of the Younger Dryas maximum in Central Europe.

Alleröd period. This warm period lastet from 10,800-12,000 years ago. The treeline was only 400 m. lower than to-day, and the mean July temperature in Central Europe was about 4° C. colder than now (FIRBAS, 1947), 2° C. colder in middle Poland (WASILIKOWA, 1964). In northern Europe the temperature was 2-3° C. lower than to-day (IVERSEN, 1954). We assumed a 3° C. lower mean annual temperature than now in Central Europe.

The Older Dryas period lasted from 12,000 to 13,000 years ago. According to FIRBAS (1949) the tree-line was 1450 m. lower than now. We assumed that the mean annual temperature in Central Europe was 7° C. lower than now.

The Bölling period began 14,500 years ago and ended 13,000 years ago. In middle Poland the mean July temperature was 3° C. lower than now, and in Denmark (IVERSEN, 1954) the mean July temperature was a little higher than 10° C.

The Würm maximum. Recent radiocarbon measurements give no ground to revise this earlier estimate of Würm maximum (20,000-22,000 years ago). Many authors, especially DUBOIS (1933), concluded that the Würm maximum was the coldest episode of the Quaternary period. By the analysis of the loess fauna BRANDTNER (1956) came to the same conclusion. Similarly, the fauna reveals that the Würm maximum was the coldest phase of the Ukrainian Pleistocene (PIDOPLITSHKO, 1961).

The paleotemperature curves of six deep-sea cores clearly confirm the above conclusion (fig. 1). The temperature drop at the stage 2 was bigger than in the stage 6 (Riss maximum) in the cores A 180-73, 246, 234, 189, A 240-M1, and CP-28. Even EMILIANI (1958) states that most cores indicate that the stage 2 was the coldest episode of the Pleistocene. In spite of such an important conclusion EMILIANI in his well-known paleotemperature curves presented the paleotemperature maxima and minima as having reached the same values repeatedly, implying that the temperatures of the major glacial maxima were the same. Clearly, this is not in accord with his results of investigations.

The climate of the Würm glacial between the maximum and the first really colder Würm stadial (about 46,000-50,000 years ago), now is not clear enough. Numerous C¹⁴dates differ considerably, but in comparison with the data from North America (FLINT, 1963) we assumed that the Paudorf interstadial (or merely the warm oscillation?) lasted from about 25,000-28,000 years ago. The very controversial Göttweig Interstadial is replaced by the name "Würmian Interpleniglacial" (GROSS, 1964). The climate on the average was cool temperate interrupted by warmer and colder oscillations. The mean July temperature at Fladbury (Worcester) about 38,000 years ago (GRO 1269) was lower by 5.5° C. (COOPE, 1962), or 6° C. (COOPE, 1965) than to-day. Special attention must be dedicated to the third Würm stadial (GRO 1219: 48,300 ± 2,000 years), or Würm I. There are no firm grounds for believing that Würm I was as cold as the Würm maximum. In the earlier EMILIANI's curves the duration of this stadial was represented at about 60,000-70,000 years B.P. and in his later curves between 50,000 and 65,000 years ago. WOLDSTEDT (1962) put this stadial at about 50,000 years ago, and GROSS (1964) at about 48,000-54,000 years ago. SUESS (1956) concluded that this was only a less pronounced temperature minimum at about 55,000 years ago. Similar temperature evolution was confirmed by the study of periglacial phenomena in Poland (DYLIK, 1964). The climate of the older Würm was cool and relatively humid; very low temperatures were attained later in the Würm maximum. The molluscan fauna in Váh valley in Czechoslovakia confirm that the Würm I had a fairly warm steppe character. It was only in the second half of the Würm that the strong development of the cold-loving boreal and boreoalpine fauna set in (LOŽEK, 1951). Würm I was less cold than any other Würm stadial (PROŠEK & LOŽEK, 1957). Summarizing the regularity of Würm loess sedimentation in Sachren, LIEBEROTH (1964) concluded that the Wa loess belonging to the early Würm is usually thin; $W\beta$ loess referred to as middle Würm is somewhat thicker. Wy loess which is assigned to late Würm is very thick. This proves a similar process of progressive climatic cooling with the pronounced minimum in the late Würm.

The same took place in the Llano Estacado (HAFSTEN, 1964). During Terry Pluvial (contemporaneous with Middle Würm) summer temperatures were probably more than 5° C. cooler than to-day. But during Tahoka Pluvial (22,500-14,000 years ago) the temperatures both in summer and in winter were probably 8-10° C. lower than at present.

The Brörup-Loopstedt interstadial was the second Würm stadial. Its duration was put at 50,000-60,000 years B.P. (COOPE et al., 1961). At Chelford (England) 57,000 years ago, the mean July temperature was about $2-3^{\circ}$ C. lower than now (SHOTTON, 1962). In Czechoslovakia the mean annual temperature was about 6° C. lower than now (Ložek, 1964).

The second Würm stadial was relatively weak; its duration was estimated at 60,000-62,000 years ago (Coope et al., 1961).

The Amersfoort interstadial was the first Würm interstadial. The radiocarbon date $64,000 \pm 1,100$ years ago (GRO 1397; HARING at al., 1958) ist believed to refer to this interstadial. The mean annual temperature in Czechoslovakia was about $4-5^{\circ}$ C. lower than now (LOŽEK, 1964).

The first Würm stadial (70,000-67,000 years ago) initiated the beginning of the Würm glacial.

The Temperature of the Riss-Würm-Interglacial

The Riss-Würm interglacial age lasted, according to our calculation, about 40,000 years. The temperature in the thermal optimum of this interglacial age was not only higher than to-day, but — it is believed by some authors — even higher than in the thermal maximum of Holocene time. In Central Europe flourished plants like Brasenia purpurea, Vitis silvestris, Juglans regia, Aldrovanda vesiculosa, Trapa natans, Naias flexilis, N. marina, Dulichium spathaceum, most of which do not now live in this area. The wellknown investigations made by JESSEN & MILTHERS (1928) and the inferred temperatures 2° C. higher than to-day in Denmark and northwestern Germany were confirmed in almost all parts of the world. Some authors (GAMS, 1954) have assigned to this interglacial age a classical interglacial sequence with Rhododendron ponticum and other species some of which are distinctly southern and do not now live in the Alps. The implied former mean annual temperature was warmer than the present by at least 2° C. (PENCK & BRÜCKNER, 1909).



Fig. 2. A possible interpretation of the well-known paleotemperature curve of EMILIANI. Tentative correlation with the terrestrial stratigraphy of the Alps region suggested by the author is not in accord with EMILIANI's absolute chronology. A. EMILIANI's paleotemperature curve and time scale (the correlation with the terrestrial stratigraphy is given by the author). B. The amplitude of EMILIANI's paleotemperature curve and the general trend of a slight over-all decrease of temperature ture as brought into accord with terrestrial evidence. The time scale is of EMILIANI.

In the North Sea Basin there lived representatives of the so-called Lusitanian fauna which comprised several species now living in the Mediterranean and off the coasts of Portugal and France (e. g. *Tapes aureus* var. *eemsiensis*, *Gastrana fragilis*, *Lucina divaricata*, *Mytilus lineatus*, *Haminea navicula*, *Syndesmya ovata*, *Turritella communis*, *Eulimella nitidissima*). In the Mediterranean Sea there lived some species which to-day do not live in this sea (GARGALLO, 1962), or — in the majority of cases — now thrive off the Moroccan coast or even in much lower latitudes (e. g. *Strombus bubonius*, *Conus testudinarius*, *Mytilus senegalensis*, *Natica lactea*, *Bittium Deshayesi*, *Eastonia rugosa*). The molluscan fauna in the Netherlands lived in water with temperatures 2 or 3° C. higher than at present (STRAATEN, 1956). During the last interglacial age there lived in England and Central Europe a pond tortoise *Emys orbicularis* indicating a mean July temperature 2-3° C. higher than to-day (ULLRICH, 1956).

To the Riss-Würm interglacial belongs a molluscan fauna from Czechoslovakia (Helicigona banatica, Soosia diodonta, Gastrocopta theeli, Aegopis verticillus, Cepaea nemoralis, Laciniaria stabilis, Pagodulina pagodula, etc.) which lived in a climate 2-3° C. warmer than now (PROŠEK & LOŽEK, 1957; ZÁRUBA et al., 1962), or even 2-4° C. warmer than to-day (LOŽEK & KUKLA, 1961; LOŽEK, 1964). The insect fauna from Bobbits Hole, Ipswich, indicate an average July temperature at least 3° F. warmer than to-day (COOPE, 1965). The "islands" of fossil chernozem found nowadays in dry localities of Central Europe were steppe islands which developed under a warmer climate than now. Fromsouth-west Germany westwards, in France particularly, and also in the Thames valley, the soils of the Riss-Würm interglacial have a colour more reddish than that of ordinary brown-earth. This can only mean that the climate had a tendency towards the Mediterranean climate (ZEUNER, 1959). Paleopedological investigations in south-east Europe gave the same results; about 2-3° C. higher temperatures than now in the last three interglacial ages (JARANOFF, 1944). This was the effect of summers hotter and drier than at present (MARKOVIĆ-MARJANOVIĆ, 1964). In the travertines of middle Germany have been found Pinus cf. nigra, Quercus cf. virgiliana; this implies a mean July temperature about 2-3° C. higher than to-day (VENT, 1958). The fossils of Buxus sempervirens, Juglans regia, Thuja occidentalis and Quercus mammuthi in Bilzingsleben implies (WERTH, 1925) 1.5-2° C. higher mean annual temperature. According to the displacement of the northern

boundary of *Tilia tomentosa*, it was deduced by RABIEN (1953) that the mean annual temperature at Wallensen was about 3° C. higher than now.

One of the best known units ascribed to the Sangamon is the Toronto formation with the Don beds indicating a mean temperature higher than now by $2-3^{\circ}$ C. (WATT, 1954).

The temperature was not uniform, but the temperature oscillations cannot compare with those of the glacial ages. In Denmark the warm phases II and IV are separated by the subarctic phase III. In the last interglacial age one can trace one, or may be two cooler temperature oscillations (ZEUNER, 1959). The temperature oscillations during Riss-Würm interglacial are confirmed in all deep-sea cores, especially in the core 234 (EMILIANI, 1958) which prove the existence of two cool oscillations. Paleopedological investigations in Austria (BRANDTNER, 1956) proved a cool oscillation in the younger half of this interglacial age. Two sea-levels (18 and 7.5 m.) are believed to be in connection with the climatic changes (ZEUNER, 1954). Soil profiles in Czechoslovakia indicate a cool oscillation separating two warm periods (VALOCH, 1959).

The Temperature of the Riss Glacial

The Riss glacial lasted 72,000 years (110,000-182,000 years B.P.). One must suppose that the mechanism of the development of the ice sheets in the northern hemisphere was in essence similar to that in the Würm glacial. The extent of the Rissian ice sheets leads to the conclusion that the temperature drop must have been of the same order of magnitude as that during the Würm glacial. SHOTTON (1962) estimated the drop of the temperature in Britain at 9° C. at least, but he is convinced that it was even greater. The temperature difference between the Riss and Würm maxima was small and discernible only with difficulty.

In the vicinity of Brno (Moravia) Rissian loess profiles are subdivided into a few loess and fossil soils (Pelíšek, 1954). The detailed faunistic analysis revealed that the Rissian loess in Central Europe was accumulated in a climate with strong maritime influence, contrary to the Würmian loess which was accumulated in a markedly continental climate, i. e. the climate of the Riss glacial was somewhat warmer than the climate of the Würm glacial (LOŽEK, 1951; BRANDTNER, 1956; PROŠEK & LOŽEK, 1957).

The floristic development in the Netherlands indicates a warmer interstadial separating Pleniglacial A from Pleniglacial B (FLORSCHÜTZ, 1957). Between the Saale maximum and the Warthe stadial a warm interval was discovered, which was named by BRELIE (1955) the "Ohe-interglacial". Three stadials were discovered in the Pacific deep-sea cores (HOUGH, 1953). In the vicinity of Berlin the boring discovered four ground moraines belonging to the Saale glacial (CEPEK, 1961). The areal distribution of the moraines in Poland confirms the existence of three stadials (RÜHLE, 1957). Probably the most detailed microstratigraphic analysis of Rissian accumulation forms was carried on in the vicinity of Halle, Germany (SCHULZ, 1962) confirming many periodic advances and retreats of the ice sheet, which in essence were similar to the Würmian pulsations of the Northeuropean Ice Sheet. These pulsations were similar to an older WOLDSTEDT's (1958b) curve representing the oscillations of the Rissian ice front in Germany.

The Temperature of the Mindel-Riss Interglacial

Due to its very long duration this interglacial age is called the "Great interglacial". The reason for such long duration of the Mindel-Riss interglacial is given elsewhere (ŠEGOTA, 1963). We may say summarily that the glacial age on the Antarctic Continent about the middle of the great interglacial age had no equivalent in the northern hemisphere. The thermal influence of the Antarctic glacial age plus the influence of the expanding Greenland ice sheet and the sea ice in the North Polar Sea were represented as a relatively slight temperature drop a little after the middle of the great interglacial age.

High temperature of the great interglacial age was established in one Pacific Ocean core (HOUGH, 1953). Calcium carbonate abounds much more in the sediments belonging to the great interglacial age than in the Riss-Würm sediments; this is, probably, the result of warmer water in the great interglacial age than in the Riss-Würm interglacial. Several minor fluctuations are indicated by various shades of colour of the sediments.

The changes of the erosion and accumulation intensity during the great interglacial age in the Thames Valley have been ascribed to climatic oscillations; up to five minor cold phases have been recognized (ZEUNER, 1959).

The Tertiary relics Tsuga, Zelkova, Pterocarya, Carya, imply a slightly higher temperature in the great interglacial age than in the Riss-Würm interglacial (GAMS, 1954). In some localities are found Buxus sempervirens, Azolla filiculoides, Vitis silvestris, etc. implying high temperatures, at least in certain periods (WOLDSTEDT, 1958 b). The Cannstatt fossil flora is very similar to the recent Colchic flora and this proves that in the climatic optimum of this interglacial the temperature was 2-3° C. higher than today (BERTSCH, 1927). A fossil flora in the Lublin area with Vitis silvestris implies that the mean annual temperature was at least 2° C. higher than now (SOBOLEWSKA, 1954). During the thermal maximum of this interglacial age in Ireland there grow Abies, Picea and Rhododendron, denoting a climate a little warmer than during the warm period of the Holocene (WATTS, 1959). The pollen curves of Pinus and Betula in the pollen diagrams from Central Europe denote a cooler phase in the great interglacial age (WOLDSTEDT, 1954). This was proved by many paleobotanic investigations in Poland (ŚRODOŃ, 1954).

The high temperature of the Mediterranean Sea water is confirmed by the occurrence of a warm fauna (GIGNOUX, 1913) with Strombus bubonius, Mathilda canariensis, Tritonium ficoides, Cardita senegalensis, Mytilus senegalensis, Conus guinaicus, Natica lactea and other species with tropical affinities, which to-day find their northern limit off the Senegal coast or are restricted to the warmest part of the Mediterranean Sea. The shells Lutraria rugosa and Pecten polymorphus, the representatives of the warm Tyrrhenian in Britain, no longer thrive north of Madeira and Portugal (CHARLESWORTH, 1957). Of the same age are the Paludina Beds in the Berlin area with thermophile freshwater molluscs Paludina diluviana etc.

In the vicinity of Prague, chernozem strata are separated by a layer of loess which was precipitated under cool conditions belonging to the great interglacial age. The occurrences of Helix pomatia, Fruticicola fruticum, Celtis sp. in Moravia denote a strong influence of the Mediterranean climate (PROŠEK & LOŽEK, 1957) with 3-4° C. higher temperature in the thermal maximum than now (Ložek, 1964). The long duration and high temperature of the great interglacial age were also confirmed by paleopedologic investigations in Yugoslavia. The mean thickness of terra rossa in the Riss-Würm interglacial in continental Yugoslavia is about 2 m., but that of the great interglacial age amounts to about 6-7 m. The red colour of the soil belonging to the great interglacial age is much more intense than the colour of the younger terra rossa. Besides this, pedogenetic processes in the Pannonian Basin were interrupted by two colder phases when the loess was accumulated (MARKOVIć-MARJANOVIć, 1964). The colour intensity of the "Neufraer Interglazialboden" in southwest Germany indicates a temperature a few degrees higher than now (SCHÄDEL & WERNER, 1963). The cryoturbation horizon in the Holstein gravel sediments at Edderitz, Germany, is assigned to an influx of cold, and from this possibly follows a bipartition of the great interglacial age into two independent interglacial ages (KNOTH & LENK, 1962).

If our chronology is correct, EMILIANI's stages 11, 12 and 13 may correspond to the great interglacial age. The long duration of this interglacial age in comparison with the



of the curve and the general trend of the cooling of the climate are in accord with the terrestrial scale, and tentative correlation with the terrestrial stratigraphy of the Alps region. The amplitude Fig. 3. Generalized complex paleotemperature curve of Central Europe with the author's time and deep-sea cores evidence.

last interglacial age is clearly evident, as in the Pacific Ocean core (ZHUZE & KORENEVA, 1959) where the thickness of the sediments belonging to the great interglacial age amounts to 945 cm. in comparison with 460 cm. which is assigned to the last interglacial age. In this section of the EMILIANI curve a little after the middle of the interglacial age one pronounced drop of temperature is cleirly evident, as well as three cool oscillations of much smaller amplitude. This is fairly consistent with the data from the land.

The Temperature of Mindel Glacial

The deepest section of the core A 172-6 we believe to belong to the Mindel glacial (EMILIANI's stage 14). To the same glacial age belong the stages 14, 15 and 16 of the core P 6304-9 (EMILIANI, 1966). By means of his generalized temperature curve we reconstructed the paleotemperature of the Mindel glacial. A short analysis of EMILIANI's generalized temperature curve reveals that this correlation may be correct. The Mindel section is of the same order of magnitude as the Riss and Würm sections, and consists of three colder stadials separated by two warmer interstadials, exactly by the same mechanism as in all known glacial ages. The areal distribution of the Mindel ice sheets undoubtedly reveals that the temperature drop must have been in essence similar to the temperature drop during the Riss and Würm glacials. The general evolution of the Pleistocene climate leads to the conclusion that the Mindel glacial was a little warmer than the younger glacials, but this is with difficulty discernible. The climatic influence of the Mindel glacial was enormous, causing the extinction of many thermophile forms, but some survived in later interglacial ages and were exterminated by the colder younger glacial ages. In Central Europe this is well decumented by SZAFER (1961). The interbedding of loess and fossil soils in Czechoslovakia is attributed to the climatic oscillations within the Mindel glacial (PROŠEK & LOŽEK, 1957).

Conclusions

1. Due to the very complex response of organic life to the temperature changes it is not possible to construct the generalized Pleistocene temperature curve solely on the base of the deep-sea cores oxygen isotopic measurements.

2. Interglacial temperature maxima and glacial minima have not reached the same values repeatedly.

3. Throughout the Quaternary Period a slight over-all decrease of the temperature is clearly discernible. This trend continues a trend evident in Pliocene and earlier times.

4. The duration of the glacial and interglacial ages respectively were different and it is not possible to discern any periodicity or temperature cycles.

5. The temperature curves of all glacial ages are in essence similar; maximum drop of the temperature was attained in the later part of their duration. The temperature curves of all glacial ages are asymmetrical.

6. The chronology affirms the theory of a "long Pleistocene", thus avoiding EMILIANI'S gap between Günz glacial and the very old K-Ar dates for Villafranchian time.

References cited

BERTSCH, K.: Die diluviale Flora des Cannstätter Sauerwasserkalks. Z. Botanik, 19, 641-659, 1927.
 BLACK, R. F.: Periglacial phenomena of Wisconsin, north-central United States. VIth Int. Congress INQUA Warszawa 1961, 4, 21-28, Lodz 1964.

BRANDTNER, F.: Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. Eiszeitalt. u. Gegenw., 7, 127-175, 1956.

BRELIE, G. VON DER: Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 2. Eiszeitalt. u. Gegenw., 6, 25-38, 1955. BROECKER, W. S., TUREKIAN, K. K. & HEEZEN, B. C.: The relation of deep-sea sedimentation rates to variations in climate. Am. Journ. Sci., 256, 503-517, 1958.
 BÜDEL, J.: Die Gliederung der Würmkaltzeit. Würzburger geogr. Arb., 8, 44 p., 1960.

- CEPEK, A.: Grundmoränenstratigraphie im Quartär Brandenburgs und ihre Bedeutung für das norddeutsche Vereisungsgebiet. Geologie 10, 720-722, 1961.
- CHARLESWORTH, J. K .: The Quaternary Era 1, 2. 1700 p., London 1957.
- COOPE, G. R.: A Pleistocene coleopterous fauna with Arctic affinities from Fladbury, Worcestershire. Quart. J. Geol. Soc., 118, p. 103-117, London 1962. - - Fossil insect faunas from Late Quaternary deposits in Britain. Advanc. Sci., 21, 564-575, 1965.
- COOPE, G. R.- SHOTTON, F. W. & STRACHAN, I.: A Late Pleistocene fauna and flora from Upton Warren, Worchestershire. Philos. Trans. Roy. Soc. London, B, 244, no. 714, 379-421. 1961.
- DEEVEY, E. S. & FLINT, R. F.: Postglacial Hypsithermal Interval. Science, 125, 182-184. 1957.
- DILLON, L. S.: Wisconsin climate and life zones in North America. Science 123, 167-176, 1956.
- DUBOIS, A. & STEHLIN, H. G.: La grotte de Cotencher, station moustérienne. Mém. Soc. paléont. Suisse II, 53, Basle 1933.
- DYLIK, J.: Sur les changements climatiques pendant la derniere periode froide. VIth Int. Congress INQUA Warszawa 1961, 4, 55-66. Lodz 1964.
- EMILIANI, C.: Pleistocene temperatures. J. Geol., 63, 538-578, 1955a. - Pleistocene temperature variations in the Mediterranean. Quarternaria, 2, 87-98, 1955b. - - Note on absolute chronology of human evolution. Science, 123, 924-926, 1956a. - - Paleotemperature analysis of core 280 and Pleistocene correlations. J. Geol., 66, 264-275, 1956a. - - Pateotemperature analysis of core 280 and Pleistocene correlations. J. Geol., 66, 264-275, 1958. - - Cenozoic climatic changes as indicated by the stratigraphy and chronology of deep-sea cores of Globigerina-ooze facies. N.York Acad. Sci. Ann., 95, 521-536, 1961. - - Paleotemperature analysis of the Caribbean cores A 254-BR-C and CP-28. Geol. Soc. Amer. Bull., 75, 129-144, 1964. - - Paleotemperature analysis of caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9 and a generalized temperature analysis of the factor of P 6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. J. Geol., 74, 109-126, 1966.
- FIRBAS, F.: Über die späteiszeitliche Verschiebung der Waldgrenze. Naturwissenschaften, 34, 114-118, 1947. - - Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1., 480 p., Jena 1949.
- FLINT, R. F.: Glacial and Pleistocene geology. N.York, 553 p., 1957. - Status of the Pleistocene Wisconsin stage in Central North America. Science 139, 402-404, 1963.
- FLOHN, H.: Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. Erdkd., 7, 266-275, 1953.
- FLORSCHÜTZ, F.: The subdivisions of the Middle and Young Pleistocene up to the Late-glacial in the Netherlands, England and Germany. Geol. en Mijnb., 19, 245-250, 1957.
- GAMS, H.: Neue Beiträge zur Vegetations- und Klimageschichte der nord- und mitteleuropäischen Interglaziale. Experientia, 10, 357-363, 1954.
- GARGALLO, G.: Reperti malacologici del piano tirreniano nel canale Mussolini. Quaternaria, 5. 241-256, 1962.
- GIGNOUX, M.: Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. Ann. Univ. Lyon, 36, 1913.
- GRoss, H.: Das Mittelwürm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten. Eiszeitalt. u. Gegenw., 15, 187-198, 1964.
- HAFSTEN, U.: A standard pollen diagram for the Southern High Plains, USA. VIth Int. Congress INQUA Warszawa 1961, 2, 407-420, Lodz 1964.
- HARING, A., DE VRIES, A. E. & DE VRIES, H.: Radiocarbon dating up to 70,000 years by isotopic enrichment. Science, 128, 472-473, 1958.
- HOUGH, J.: Pleistocene climatic record in a Pacific Ocean core sample. J. Geol., 61, 252-262, 1953.
- IVERSEN, J.: The late glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. Danm. Geol. Unders. 2, 80, 87-119, 1954.
- JARANOFF, D.: Das Klima des Mittelmeergebietes während des Pliozäns und des Quartärs. Geol. Rdsch., 34, 434-446, 1944.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical and palaeontological studies of the interglacial freshwater deposits in Jutland and northwest Germany. Danm. geol. Unders. 2, 48, 379 p., 1928.
- KAISER, K.: Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. Eiszeit-alt. u. Gegenw., 11, 121-141, 1960.
- KERNEY, M. P., BROWN, E. H. & CHANDLER, T. J.: The Late-glacial and Post-glacial history of the chalk escarpment near Brook, Kent. Philos. Trans. Roy. Soc. London, B, 248, no. 745, 135-204, 1964.
- KOPP, K.-O.: Schneegrenze und Klima der Würmeiszeit der baskischen Küste. Eiszeitalt. u. Gegenw., 14, 188-207, 1963.

KNOTH, W. & LENK, G.: Das Pleistozänprofil des ehemaligen Tagebaues Edderitz im Kreis Köthen. Geologie, **11**, 1149-1163, 1962.

KRETZOI, M.: Stratigraphie und Chronologie. VIth Int. Congress INQUA Warszawa 1961, 1, 313-332, Warszawa 1961.

LIEBEROTH, I.: Die Stratigraphie der sächsischen Lösse. Ein Beitrag zur Würmchronologie. VIth Int. Congress INQUA Warszawa 1961, 4, 491-501, Lodz 1964.

LOŽEK, V.: Survey of the Molluscan fauna of the Quaternary sediments in Czechoslovakia on the basis of recent explorations. Sborn. Ústř. úst. geol., **18**, 1-20, 1951. - - Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Rozpr. Ústř. úst. geol., **31**, 374 p., Prag 1964.

LOŽEK, V. & KUKLA, J.: Outline of the stratigraphy of the Czechoslovak Quaternary. VIth Int. Congress INQUA Warszawa, 1, 155-170, 1961.

MANLEY, G.: The range of variation of the British climate. Geogr. J., 117, 43-68, 1951.

MARKOV, K. K.: Die Typen der geographischen Regionen der Erde und die wichtigsten Züge ihrer Entwicklung im Quartär. Peterm. geogr. Mitt., **109**, 15-17, 1965.

MARKOVIĆ-MARJANOVIĆ, J.: Le loess en Yougoslavie. VIth Int. Congress INQUA Warszawa 1961, 4, 551-570, Lodz 1964.

MORTENSEN, H.: Heutiger Firnrückgang und Eiszeitklima. Erdkd., 6, 145-160, 1952.

OLAUSSON, E.: Evidence of climatic changes in North Atlantic deep-sea cores, in SEARS, M. (ed.): Progress in oceanography. V. 3, 221-252, Oxford 1965.

PANOV, D. G.: Paleotemperature conditions and paleoclimatic regionalization of Europe in the latest glaciation epoch. Izv. Vses. geogr. obsch., 96, 480-487, 1964 (in Russian).

PÉCSI, M.: Die periglazialen Erscheinungen in Ungarn. Peterm. geogr. Mitt., 107, 161-182, 1963. PELÍŠEK, J.: The Quaternary of the eastern vicinity of Brno. Anthropoz., 3, 7-28, 1954.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. 1199 p., Leipzig 1909.

PIDOPLITSHKO, I. G.: Brief summary of the study of vertebrates from the Anthropogen (Quaternary) deposits of the Ukrainian SSR. Chetv. period, **13-15**, p. 261-267, Kiev 1961 (in Russian with English summary).

DE PLOEY, J.: Morfologie en Kwartair-Stratigrafie van de Antwerpse Noorderkempen. Acta geogr. Lovaniensia, 1, 130 p., Leuven 1961.

POSER, H.: Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. Naturwissenschaften, 34, 232-238, 262-267, 1947.

PROŠEK, F. & LOŽEK, V.: Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. Eiszeitalt. u. Gegenw., 8, 37-90, 1957.

RABIEN, I.: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Wallensen in der Hilsmulde. Eiszeitalt. u. Gegenw., 3, 1953.

RICHMOND, G. M.: Method for computing departures from present mean annual free-air temperature during Quaternary glacial and soil-forming maxima in the Rocky Mountains region. Abstr. Geol. Soc. Amer. Bull., 64, 1465-1466, 1953.

ROSHOLT, J. N., EMILIANI, C., GEISS, J., KOCZY, F. F. & WANGERSKY, P. J.: Absolute dating of deep-sea cores by the Pa²³¹/Th²³⁰ method. J. Geol., 69, 162-185, 1961. - - METL/IEEEd dating and 018/016 temperature analysis of core A254-BR-C. J. Geophys. Res., 67, 2907-2911, 1962.

RÜHLE, E.: Map of Quaternary deposits in Poland. Quatern. Research in Poland, 8, 489-523, 1957.

SCHÄDEL, K. & WERNER, J.: Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. Eiszeitalt. u. Gegenw., 14, 5-26, 1963.

SCHULZ, W.: Gliederung des Pleistozäns in der Umgebung von Halle. Geologie, Beih., 36, 69 p., 1962.

SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. 2. Aufl., 275 p., Stuttgart 1961.

SHOTTON, F. W.: The physical background of Britain in the Pleistocene. Advanc. Sci., 19, 193-206, 1962.

SOBOLEWSKA, M.: Vitis silvestris GMEL. in the Polish Pleistocene. Quatern. Research in Poland, 5, 159-164, 1954.

ŚRODOŃ, A.: Pleistocene floras from Tarzymiechy on the river Wieprz. Quatern. Reserarch in Poland, 5, 5-55, 1954.

STRAATEN, L. VAN: Composition of shell beds formed in tidal flat environment in the Netherlands and in the Bay of Arcachon. Geol. en Mijnb., 18, 209-226, 1956.

SUESS, H. E.: Absolute chronology of the Last Glaciation. Science, 123, 355-357, 1956.

Szafer, W.: Miocene flora from Stare Gliwice im Silesia. Inst. Geol., Prace, 33, 205 p., 1961.

ŠEGOTA, T.: Absolute chronology of the Quaternary Period. Bull. Sci., Conseil Acad. R.P.F. Yougoslavie, 6, 39-40, 1961. - - Geographical background to ice ages. Radovi Geogr. inst. Zagreb, 4, 119 p., 1963. - - Quaternary temperature changes in Central Europe. Erdk., 20, 110-118, 1966. T'ERASMAE, J.: Notes on Late-Quaternary climatic changes. N.York Acad. Sci. Ann., 95, 658-675, 1961.

- ULLRICH, H.: Fossile Sumpfschildkröten (*Emys orbicularis* L.) aus dem Diluvialtravertin von Weimar-Ehringsdorf-Taubach und Tonna (Thür.). Geologie, **5**, 360, 1956.
- VALOCH, K.: Lösse und paläolithische Kulturen in der Tschechoslowakei. Quartär, 10/11, 115-149, 1959.

VENT, W.: Die Pflanzenwelt der Ilmtravertine von Weimar-Ehringsdorf zur Unstrutwarmzeit. Alt-Thüringen, 3, 15-28, 1958.

WASYLIKOWA, K.: Pollen analysis of the Late-glacial sediments in Witów near Leczyca, Middle Poland. VIth Int. Congress INQUA Warszawa 1961, 2, 497-502, Lodz 1964.

WATT, A. K .: Correlation of the Pleistocene geology as seen in the subway with that of the

Toronto region, Canada. Geol. Assoc. Canada Proc., 6, 69-81, 1954.

WATTS, W. A.: Interglacial deposits at Kilbeg and Newtown, Co. Waterford. Proc. Roy. Irish Acad., B 2, 60, 79-134, 1959.

WEISCHET, W.: Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung. Mitt. geogr. Ges. München, 39, 1954.

WERTH, E.: Die pflanzenführenden Diluvial-Ablagerungen der thüringisch-sächsischen Bucht und ihre pflanzengeschichtliche und klimatologische Bedeutung. Ber. Dtsch. Bot. Ges., 43, 391-399, 1925.

WILLIAMS, R. B. G.: Permafrost in England during the Last Glacial Period. Nature, 205, 1304-1305, 1965.

WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. 1, 374 p., Stuttgart 1954. - - Eine neue Kurve der Würm-Eiszeit. Eiszeitalt. u. Gegenw., 9, 151-154, 1958a. - Das Eiszeitalter. 2, 438 p., Stuttgart 1958b.
- Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. Eiszeitalt. u. Gegenw., 13, 115-124, 1962.

ZARUBA, Q., KUKLA, J. & LOŽEK, V.: Die altpleistozänen Ablagerungen in Žalov bei Prag. Anthropoz. 10, 135-162, 1962.

ZEUNER, F. E.: Riss or Wurm? Eiszeitalt. u. Gegenw., 4-5, 98-104, 1954. - - The Pleistocene Period. 447 p., 1959.

ZHUZE, A. P. & KORENEVA, E. A.: On the paleogeography of the Okhotsk Sea. Izv. Akad. nauk SSSR, ser. geogr., 2, 12-24, 1959 (in Russian).

Manuskr. eingeg. 5. 3. 1967.

Anschr. d. Verf.: Docent Dr. Tomislav Šegota, Geogr. Inst., Marulićev trg 19, Zagreb (Jugoslavija).

Eiszeitalter und	Gegenwart	Ba
------------------	-----------	----

Grundzüge einer Löß- und Bodenstratigraphie am Niederrhein

Von Karl Brunnacker, Köln

Mit 2 Abbildungen

Zusamt., en fassung. Die Deckschichten-Profile der Rheinterrassen unterhalb Kölns zeigen prinzipiell den gleichen Aufbau, wie er aus dem nördlichen Alpenvorland bekannt ist. Auf der Krefelder Mittelterrasse tritt Löß einer nachfolgenden Kaltzeit auf (z. B. Holzheim). Die Untere Mittelterrasse trägt Deckschichten von zwei jüngeren Kaltzeiten (Giesenkirchen). Auf der Jüngeren Hauptterrasse liegt eine reich gegliederte Abfolge, welche den Deckschichten über den sogenannten Riesenböden von Regensburg (K. BRUNNACKER 1964a) verwandt ist — also vier Kaltzeiten vertritt, von denen die älteste weiter unterteilt ist (Wegberg).

S u m m a r y. Profiles of the covering sediments from the Rhine terraces north of Cologne, can be compared with ones of similar structure found in the northern Alpine foreland. On the Krefeld Middle-terrace is a glacial period, represented by a loess-layer (e.g. Holzheim). The Lower Middle-terrace has covering sediments attributable to two younger glacial periods (Giesenkirchen). On the Younger Main-terrace of the Rhine is a very detailed formation, which profile is related to the covering sediments over the so-called "Riesenböden" from Regensburg K. BRUNN-ACKER, 1964a). The formation from the Younger Main-terrace would then comprise four glacial periods, with the oldest glacial having further subdivisions (Wegberg).

Immer wieder wird betont, daß periglaziale Deckschichten auf eiszeitlichen Terrassen samt den damit verbundenen fossilen Böden hinsichtlich ihrer stratigraphischen Bedeutung von nur begrenzter Aussagekraft sind, weil sie lediglich über das Mindestalter des Liegenden Angaben zu erbringen vermögen. Trotzdem lohnt es sich, das Alter auf diese Weise zusätzlich einzuengen; denn die anderen zur Verfügung stehenden Hilfsmittel sind zumeist noch viel spärlicher vertreten und von oft noch problematischerer Natur. Voraussetzung ist allerdings eine sinnvolle Interpretation der Deckschichten und der damit im Verband befindlichen Paläoböden.

Trotz zahlreicher moderner genetischer und stratigraphischer Untersuchungen über die Deckschichten und vor allem die Paläoböden am Mittel- und Niederrhein durch E. MÜCKENHAUSEN (1954, 1955, 1959), J. FRECHEN & E. A. ROSAUER (1959), H. REMY (1959, 1960), H. REMY & W. PAAS (1959), W. PAAS (1961) und E. H. MÜLLER (1959) sind gerade hinsichtlich der Beziehungen zu den Terrassen manche Fragen offen geblieben. Die Gründe dafür sind nur z. T. im Bereich der Deckschichten zu suchen. Sie beruhen auch im Mangel an einer eindeutigen Terrassen-Korrelation als Ausgangsbasis — zumindest insoweit als es sich um die Mittelterrassen handelt. Aus diesem Grunde beschränken sich die folgenden Ausführungen allein auf die weitere Umgebung Kölns. Es ist das Verdienst von W. PAAS (1961), durch systematische Bearbeitung der Paläoböden und Deckschichten am Niederrhein eine Diskussionsgrundlage geschaffen zu haben. Seiner zusammenfassenden Abb. 32 nach ist es allerdings schwierig, klare Beziehungen zu den Terrassen des Rheintales zu finden. Darüber hinaus ist es sowohl unmöglich, eine allgemeine Verbindung zur sonstigen Lößgliederung Mitteleuropas herzustellen, wie eine Übereinstimmung mit den speziellen Verhältnissen im Alpenvorland zu erkennen.

Auf einige Detailfragen dieses Raumes, so die Fazies des würmeiszeitlichen Lösses und dessen Feinstratigraphie, ferner die Lößfazies und die Paläoböden im allgemeinen und die Deckschichten auf einer Unterstufe der Oberen Mittelterrasse sowie auf eine (keinesfalls komplette) Deckschichtenfolge der Jüngeren Hauptterrasse, wurde inzwischen eingegangen (K. BRUNNACKER 1966b, Fl. HELLER & K. BRUNNACKER 1966). Einige weitere Profile, die für unsere Fragestellung interessant sind, werden nachfolgend besprochen.
Die Deckschichten der Terrassen bestehen aus Löß, Lößlehm und einem als Fleckenlehm bezeichneten Lößlehm, sowie dem noch stärker veränderten Staublehm. Löß und normaler Lößlehm treten bevorzugt in der letzten Kaltzeit, Fleckenlehm in der vorletzten und Staublehm in der drittletzten Kaltzeit auf. In noch älteren Kaltzeiten kommen Hochflutlehme hinzu, die hier zweckmäßigerweise in die Deckschichten einbezogen werden. Die zwischengeschalteten, ebenfalls z. T. schon behandelten, interglazialen Böden sind als Parabraunerden und Pseudogleye, bei Hochflutabsätzen auch als Auenböden und Gleye entwickelt. Hinsichtlich der Sedimentausbildung und der Paläoböden liegen damit im Vergleich zu anderen Gebieten entsprechende Bauelemente vor.

a. Niederterrasse

Der würmeiszeitlichen Niederterrasse fehlen naturgemäß Deckschichten einer nachfolgenden, durch eine interglaziale Warmzeit davon abgesetzten Kaltzeit. Die Auflage von Schwemmlöß, Hochflutlehm usw. bildet vielmehr den Abschluß der fluviatilen Aufschüttungsphase der letzten Kaltzeit. Darauf braucht an dieser Stelle nicht näher eingegangen zu werden.

b. Krefelder Mittelterrasse

Der Aufbau würmeiszeitlicher Periglazialprofile am Niederrhein wurde bereits an anderer Stelle erörtert: Getrennt durch den Boden des letzten Interglazials liegt eine solche würmeiszeitliche Deckschicht, keinesfalls aber mehr, auf der Krefelder Mittelterrasse. Diese Deckschicht ist wohl durch interstadiale Tundrenböden weiter aufgeteilt; ihr ermangeln aber auf wärmere Bedingungen weisende Böden kräftigerer Entwicklung. Die recht komplizierte Abfolge auf der Krefelder Mittelterrasse, wie sie W. PAAS (1961) vorführt, läßt sich zumindest für den Kölner Raum stark vereinfachen:

Würmeiszeitlicher Löß

R/W-interglazialer Boden

Hochflutlehm, mit kryoturbaten Störungen zu Beginn seiner Ablagerung

Schotter der Krefelder Mittelterrasse.

Ein entsprechender Aufbau findet sich z. B. auch auf der rißeiszeitlichen Hochterrasse im Donautal bei Straubing. Der dort die Aufschotterung abschließende Schwemmlöß, zugeführt aus einem Seitentälchen, ist von Frostspalten durchsetzt; darüber folgt der interglaziale Boden und dann der Würmlöß. Es ist damit auch gar nicht nötig, gemäß H. REMY (1963) die Hochterrasse des Alpenvorlandes für eine Parallelisierung entsprechend zurecht zu rücken.

Da weitere einschlägige Profile gelegentlich behandelt werden, kann als Beispiel das Profil von Holzheim genügen (Abb. 1).

Profil Holzheim (vgl. W. PAAS 1961) Tiefe in cm

- 0- 50 Brauner, brockiger, kräftiger, feinsandiger Lehm, graufleckig (darüber rd. 30 cm abgeräumt)
- -100 brauner, brockiger, kräftiger, feinsandiger Lehm, graufleckig, Verfahlungen an Schwundrissen
- -140 brauner, feinsandiger, schwach kräftiger Lehm, schwach körnig, mit Eisenkonkretionen (3 mm ϕ)
- -155 braun und graugelb schlierig gebänderter, kräftiger, feinsandiger Lehm
- -175 hellgrünlichgrauer, stark feinsandiger Lehm, an Obergrenze Anreicherung von Eisenkonkretionen (1 cm ϕ), allmählicher Übergang nach unten in:
- -225 rötlichbrauner, bröckeliger, feinsandiger, kräftiger Lehm, stark graufleckig, Verfahlungen an Schwundrissen, Tontapeten auf Bodenkörpern
- —265 brauner, feinsandiger, kräftiger Lehm, brockig bis plattig, graufleckig, Tontapeten auf Bodenkörpern

Kryoturbationshorizont

- -285 anlehmiger Sand, hellgraublau und rostbraun gefleckt
- -335 graugelber Sand mit bis 5 cm dicken Rostbändern (Krefelder Mittelterrasse).



Abb. 1. Deckschichtenprofile auf der Krefelder und Unteren Mittelterrasse (Profildarstellung entsprechend den Vorschlägen der Subkommission für Löß- und Bodenstratigraphie der INQUA vgl. J. FINK 1965).

D	e	u	t	u	n	g	:	
---	---	---	---	---	---	---	---	--

0—100	Pseudovergleyte Parabraunerde	heutiger Boden	
0—155	Lößlehm Fließerde	letzte Kaltzeit	
155-265	Pseudogley-Parabraunerde	letzte Warmzeit	
155—335	Hochflutlehm Kryoturbationen Terrassenrand	vorletzte Kaltzeit	

c. Untere Mittelterrasse

Relativ vollständige Deckschichtenprofile über der Unteren Mittelterrasse sind anscheinend sehr selten. Das Profil von Giesenkirchen (Abb. 1) stellt W. PAAS (1961) aus nicht ersichtlichen Gründen auf die Krefelder Mittelterrasse. Deren Außenrand verläuft jedoch rund 0,5 km nördlich davon, bei einer Niveaudifferenz der heutigen, aus Löß gebildeten Landoberfläche von rd. 5 m. Zweifellos liegt dieses Profil auf der Unteren Mittelterrasse.

Profil Giesenkirchen (Zgl. DAHMEN; vgl. W. PAAS 1961)

Tiefe in cm

0- 25 Humushaltiger, dunkelgrauer, feinsandiger Lehm

- -125 rötlichbrauner, kräftiger, feinsandiger Lehm, brockig
- -225 brauner, kräftiger, feinsandiger Lehm, mit sandigen Schlieren und Bändern, graufleckig, längs Klüfte Verfahlungen (Horizont keilt seitlich aus)

-315 hellbrauner, lehmiger Sand, rostbraun gebändert

—330 graugelber Sand, unten kiesig

Tiefe in cm

- -390 hellgraugelber, schwach sandiger, feinsandiger Lehm
- -400 graugelber, schluffiger Lehm
- -420 hellgrauer, schluffiger Lehm
- rötlichbrauner, kräftiger, schluffiger Lehm, brockig bis bröckelig, Tonhäutchen auf Bo--470 denkörpern, stark gelbgraufleckig
- hellbrauner, lehmiger Sand, unten kiesig, längs Schwundrisse grau verfahlt, unten bis -5305 cm dicke Rostbänder

Kryoturbationshorizont

graubrauner, feinsandiger Lehm -550

- -580 hellbrauner, kräftiger Lehm
- -590
- hellgrauer, schluffiger Lehm hellgraugelber, schluffiger Lehm, stark graufleckig -650

brauner, kräftiger Lehm, bröckelig bis brockig, graufleckig grauer, kräftiger Lehm, mit Rostbändern und stark rostfleckig -700

-720

-800 grauer, kräftiger Lehm

Deutung:

0—225(-	–315) Pseudovergleyte Parabraunerde	heutiger Boden
0—400	Lößlehm Lößlehm im Wechsel mit Schwemmlehm und Sand	letzte Kaltzeit
400-470(-	–530) Pseudogley-Parabraunerde	letzte Warmzeit
400—530	Lößlehm Schwemmsand Kryoturbationen	vorletzte Kaltzeit
530—700	Pseudogley-Parabraunerde	vorletzte Warmzeit
530-800	Hochflutlehm (schwemmlößartig)	drittletzte Kaltzeit

Sandige Terrassensedimente werden in diesem Profil durch eine schwemmlößartige Decke überlagert, deren Material aus einem benachbarten Seitental zugeführt wurde. Daraus entstand ein interglazialer Boden mit sekundärer Pseudovergleyung. Darüber liegen verschwemmter kiesiger Sand, dann Lößlehm, die als Deckschicht zur nachfolgenden Kaltzeit gehören. Eine pseudovergleyte Parabraunerde bildet deren hangenden Abschluß. Weiterer kiesiger Sand und Lößlehm einer zweiten Deckschicht tragen den rezenten Boden.

Dem Profil nach muß die unterlagernde Terrasse um eine Etage älter sein als die Krefelder Mittelterrasse des Kölner Raumes. Entsprechend den Verhältnissen an der Donau ist die Zuordnung dieser Terrasse in die drittletzte, also die Mindeleiszeit möglich. Freilich werden damit Fragen hinsichtlich der Einstufung des Drenthe-Eisvorstoßes an den Niederrhein aufgeworfen. Deren Erörterung würde jedoch vom eigentlichen Thema zu weit wegführen, zumal es sich fragt, ob das Problem durch die Aufteilung der Saale-Eiszeit in Drenthe und Warthe im üblichen Sinne überhaupt zutreffend formuliert ist.

d. Rinnenschotter und Obere Mittelterrassen

Die älteren Terrassen am Niederrhein werden wie folgt eingeteilt: Hauptterrassen

Obere Mittelterrassen

Untere Mittelterrasse Krefelder Schichten Rinnenschotter

Der Mitteltern Mittelterrasse am Mittelrhein soll am Niederrhein der Rinnenschotter entsprechen. Ob allerdings dieser Rinnenschotter Repräsentant einer ganzen Eiszeit ist, bleibt nach den Untersuchungen von E. KEMPF (1966) fraglicher denn je zuvor. Die Un-

10 Eiszeitalter und Gegenwart

tergliederung der Oberen Mittelterrassen unterhalb Kölns wurde bereits kurz erörtert (Fl. HELLER & K. BRUNNACKER 1966). Hinsichtlich der Deckschichten ist in diesem Niveau mit bereits derart großen Lücken zu rechnen, daß die Auflagerungen nur noch ausnahmsweise eine Hilfe bei der Datierung von Terrassen bieten. Immerhin ist es möglich, daß auf der jüngeren dieser Oberen Mittelterrassen bei Niederaussem die Deckschichten von drei Eiszeiten und, bei etwas vereinfachter Interpretation der Angaben von E. MÜCKEN-HAUSEN (1955), auf einer älteren Oberen Mittelterrasse eine noch reichere Abfolge liegen.

Ein anderer Gesichtspunkt bietet sich durch das eventuelle Vorkommen von Riesenböden an (K. BRUNNACKER 1964a u. b). Ein solcher, heute allerdings durch Abbau verschwundener Pseudogley wird als Basisboden der Deckschichten von E. MÜCKENHAUSEN (1955) beschrieben. Bei konsequenter Weiterführung der Deckschichtengliederung, aber auch der Terrassenfolge, gehört die jüngere Obere Mittelterrasse in die viertletzte Kaltzeit, während die ältere Obere Mittelterrasse davon möglicherweise durch einen Riesenboden abgesetzt ist.

e. Hauptterrassen

Von den Hauptterrassen ist vorläufig nur die Jüngere Hauptterrasse von Interesse. Innerhalb derselben können bezüglich der Böden und Deckschichten zwei Typen unterschieden werden. Einmal finden sich auf der Jüngeren Hauptterrasse weiter verbreitet sehr ausgeprägte Böden von 10 m und mehr Mächtigkeit. Hier sind die Deckschichten bemerkenswert kümmerlich entwickelt. Daneben gibt es Stellen mit stärker aufgeteilten Deckschichten. An solchen Lokalitäten fehlt nach den bisherigen Beobachtungen ein den Schotter abschließender Boden, oder es findet sich nur eine sehr schwache Verwitterungszone (z. B. in Rheindahlen, K. BRUNNACKER 1966). Es ist denkbar, daß sich in den mächtigen Böden die Wirkungen mehrerer Warmzeiten summieren. Offen bleibt vorläufig auch, ob sich darin regionale Gesetzmäßigkeiten abzeichnen.

Das vollständige Deckschichtenprofil der Jüngeren Hauptterrasse am Niederrhein ist in der Ziegelei SIMONS bei Wegberg aufgeschlossen. Es liegt im Erosionsschatten einer bis 13 m hohen, durch eine Verwerfung bedingten Geländestufe (vgl. L. AHORNER 1962). Nächst der Verwerfung hat sich auf der abgesunkenen Scholle ein Tälchen entwickelt, dessen Füllung, deren Deckschichten und Paläoböden folgenden Aufbau zeigen (Abb. 2):

Profil Wegberg (vgl. SIMONS; vgl. W. PAAS 1961)

Profil A:

Tiefe in cm

- 30 schwach humushaltiger, braungrauer, feinsandiger Lehm, plattig, stark rostfleckig an den Absonderungsflächen
- 65 rostbrauner, brockiger, kräftiger, feinsandiger Lehm, graufleckig
- —145 lehmiger Sand, mit einzelnen Kiesschnüren, hellgelbgrau und rostbraun gebändert (5—20 cm Dicke der Bänder)

Kryoturbationen

- -185 feinsandiger Lehm, mit cm-dicken Sandschmitzen, hellgrau und braun gebändert, schwach rostfleckig
- -225 brauner, kräftiger, feinsandiger Lehm, bröckelig bis brockig, Tonhäutchen auf den Bodenkörpern
- -300 hellbrauner, feinsandiger Lehm, mit graugelben Flecken (1 cm ϕ)
- -400 hellgraubrauner, feinsandiger, schluffiger Lehm, geschichtet, mit cm-dicken Sandlinsen
- -405 brauner, kiesiger Sand
- -430 hellgelbbrauner, feinsandiger Lehm, stark graufleckig, schwach rostfleckig, mit Eisenkonkretionen (5 mm ϕ)
- -470 hellgraubrauner, schwach sandiger, feinsandiger Lehm, grau- und rostfleckig, mit zahlreichen Eisenkonkretionen (5 mm ϕ)
- -540 rostbrauner, kiesiger, sandiger Lehm bis feinsandiger Lehm, bröckelig bis brockig, Tonhäutchen auf Bodenkörpern, stark grau- und rostfleckig, Verfahlungen längs der Schwundrisse

^{0- 15} Humushaltiger, dunkelgraubrauner, bröckeliger, feinsandiger Lehm





Kryoturbationen

Tiefe in cm

- -600 feinsandiger, schwach kräftiger Lehm, dichtgelagert, hellgrau und braun marmoriert, mit Eisenkonkretionen (2 mm ϕ)
- -620 hellgelbgrauer, feinsandiger Lehm, stark graufleckig, schwach rostfleckig, zahlreiche Eisenkonkretionen (5 mm ϕ)
- -- 660 hellgraubrauner, feinsandiger Lehm, stark graufleckig, rostfleckig, nächst Oberfläche sehr stark rostfleckig, plattig absondernd
- -695 hellgelbgrauer, feinsandiger Lehm, stark graufleckig, Roströhren (1 cm ϕ) und cm-dicke Rostbänder
- -735 hellgelbgrauer, feinsandiger Lehm, stark graufleckig, schwach rostfleckig
- -815 schwach sandiger Lehm, hellgrau und rostbraun großfleckig marmoriert, oben zahlreiche Eisenkonkretionen (5 mm ϕ), plattige Absonderung, längs der Oberfläche stark rost-fleckig
- -900 rostbrauner, kiesiger, schwach lehmiger Sand, schwach graufleckig.

Profil B:

Im Hangenden 5 m Lößlehm nicht aufgenommen, darunter:

Tiefe in cm:

- 0— 45 Hellbraungrauer, feinsandiger Lehm, mit Roströhren (2 cm ϕ)
- 95 hellgrauer, stark lehmiger Feinsand
- -145 hellgraubrauner, stark feinsandiger Lehm, stark grau- und rostfleckig, plattige Absonderungen mit Rostabscheidungen an deren Grenzflächen
- -150 hellbraungrauer, stark feinsandiger Lehm
- -240 hellgraugelber, kräftiger, feinsandiger Lehm, stark grau- und rostfleckig, plattige Absonderung, an der Oberfläche Rostausscheidung

Kryoturbationen

- -255 rostbrauner, kiesiger, lehmiger Sand, hellgraubraun gebändert, rostfleckig
- -300 hellbraungrauer, feinsandiger, kräftiger Lehm, stark rostfleckig, plattig absondernd, Roströhren (1 cm ϕ)
- -370 hellbraungrauer, feinsandiger Lehm, Roströhren nach unten abnehmend
- -410 hellgrauer, feinsandiger Lehm, oben stark rostfleckig und mit violettstichigen dunkelgrauen, schwach humushaltigen Schlieren
- -480 hellgelbgrauer, stark feinsandiger Lehm, rostfleckig
- —520 hellgrauer Sand, rostfleckig
- -550 graugelber, sandiger Kies, mit Rostbändern.

Profil C:

Im Hangenden 4 m Lößlehm nicht aufgenommen, darunter:

- Tiefe in cm
- 0– 60 Hellbraungrauer, kräftiger Lehm, plattig absondernd, stark rostfleckig, mit Roströhren (1 cm ϕ)
- 90 hellgrauer, stark feinsandiger Lehm
- -110 grauer, feinsandiger Lehm, sehr schwach humushaltig
- -125 schwach humushaltiger, dunkelviolettgrauer, feinsandiger Lehm, schwach rostfleckig
- -195 hellgelbgrauer, feinsandiger Lehm, rostfleckig, oben sehr schwach humushaltig
- -245 hellgelbgrauer, feinsandiger Lehm, plattig absondernd, stark rostfleckig, mit Roströhren (1 cm ϕ)

Kryoturbationen

- -270 hellgrauer, kiesiger, lehmiger Sand mit cm-dicken Rostbändern, als Füllung von Frostspalten in die darunter liegenden Horizonte hineingreifend
- -275 sehr schwach humushaltiger, violettstichig-grauer, kiesiger, lehmiger Sand
- —300 hellgrauer, feinsandiger Lehm, plattig absondernd, stark rostfleckig
- -350 hellgelbgrauer, feinsandiger Lehm, mit Roströhren (1 cm ϕ)

Die zeitlichen und räumlichen Unterschiede im Profilaufbau sind durch die von Profil A nach C zunehmende Annäherung an das genannte Tälchen bedingt.

Deutung:

Profil A		Profil B		Profil C		Abschnitt
0— 65	Pseudovergleyte Parabraunerde					5
0—185	Lößlehm Schwemmsand und Kies	nicht aufgenom	nen			
185—225	Parabraunerde				2	4
185—405	Lößlehm Fließerde					
405—540	Pseudogley- Parabraunerde	0— 45 0—145	sek. Gley Pseudogley	0— 90	Gley	3
405-600	Lößlehm	0—145	Lößlehm	0—110	Lößlehm	
600—660	Pseudogley	145—260	Pseudogley	110—195	Naßgley	2
600—660	Lößlehm	145—255	Lößlehm Kryoturba- tionen Schwemm- sand	110—270	Auelehm (Lößlehn Kryoturbationen Schwemmsand mit Frostspalten	n)

C 1	1930 BLC 1999	T O	1	COLORED COLORED S	1.		
rundzuge	einer	016-1100	1 Bod	enstration	ranhie	am Niec	errhein
Orunuzuge	cinci	LOD- un	1 DUU	chour aug	apme	ann 14ice	ici i nem

Profil A		Profil B		Profil C			
660—735	Gley	255—370	Gley	270	(350)	Gley	1c
ohne Sedim	entation	255-370	Auelehm	270-	-(350)	Auelehm	
660—815	Pseudogley	370—480	Gley				1b
660—815	Auelehm	370-480	Aulehm				
815—(900)	Brauner Auenboden	erodiert	×				1a
815—(900)	Auelehm	erodiert 480—(550) Sand u. Kies				

Das Profil kann in zwei Hauptabschnitte zerlegt werden, einen tieferen mit Auelehm (Nr. 1) und einen höheren mit Lößlehm (Nr. 2—5):

1a. Bildung eines Auenbodens aus Sedimenten der Hauptterrasse; z. T. (anschließend) geringfügige Ausräumung der Terrassensedimente.

1b. Füllung der ausgeräumten Zone mit Auelehm, seitlich über den Auenboden hinweggreifend. Abschließend entstand am Rande der Reliefdepression ein Pseudogley, der noch bis in den Auenboden hinunter wirkte, sonst ein Gley. Frostblätterigkeit spricht für winterliche Frostwirkung, wie sie z. B. auch ausgehende Abschnitte jüngerer Interglaziale kennzeichnet.

1c. Einer zweiten Füllungsphase folgt wiederum Gleybildung. Diese griff randlich über das Tälchen etwas hinaus, so daß der So-Horizont des unter 1b erwähnten Pseudogleyes dadurch ebenfalls überformt wurde. Der Grad der Vergleyung entspricht etwa demjenigen, welcher in relativ stark ausgeprägten würmeiszeitlichen Tundragleyen des Alpenvorlandes vorkommt.

2. Ablagerung eines kiesig-sandigen Schwemmschicht; zugleich Bildung von Frostspalten. Anschließend Überdeckung mit Auelehm, anfänglich kryoturbate Verwürgungen mit der Schwemmschicht; synsedimentäre Vergleyung läßt nach dem Hangenden hin nach. Möglicherweise ist im Auelehm eine Lößkomponente enthalten; denn der Lößlehmcharakter tritt gegen den einstigen Talrand hin zunehmend deutlicher hervor. Im Talgrund bildete sich abschließend ein Naßgley, der seitlich in einen Pseudogley übergeht.

3. Ablagerung vom Staublehm; in der Reliefdepression vielleicht mit einer gewissen Neigung zur Solifluktion. Im Bereich dieser zunehmend ausgeglicheneren Geländevertiefung kam es abschließend wiederum zur Gleybildung; seitlich angrenzend entstand ein Pseudogley und noch weiter entfernt eine Pseudogley-Parabraunerde. Auch der Pseudogley führt in seinem Oberboden Merkmale einer späteren durch randlich weiter ausgreifendes Grundwasser bedingten Vergleyung.

4. Über die gesamte Profilstrecke wurde ein Lößlehm vom Typ des Fleckenlehms gelegt, dem anfänglich noch ein höherer Anteil an Fremdmaterial eingemischt wurde. Abschließend hat sich eine Parabraunerde gebildet.

5. Die oberste periglaziale Deckschicht besteht aus kiesigen Sanden und Lößlehm. Daraus ist der heutige Boden entstanden.

Die Abschnitte 2 bis 5 gehören in die 4 letzten Kaltzeiten. Getrennt werden sie durch interglaziale Böden und abgeschlossen durch den heutigen Boden. Der Abschnitt 1 leitet zum Komplex der Riesenböden über. Möglicherweise gehören Nr. 1b und 1c noch in den oberen Abschnitt in die viertletzte Kaltzeit. Eine weitergehende Aufgliederung ist vorläufig nicht zweckmäßig.

Es würde an dieser Stelle zu weit führen, die Erforschungsgeschichte der Rheinterrassen noch einmal zu wiederholen. Jedenfalls scheint seit der Arbeit von H. W. QUITZOW

149

(1956) die Verknüpfung der jüngeren Terrassen des Mittelrheins mit denen des Niederrheins gesichert. Bis zu einem gewissen Grad gilt dies auch für die zeitliche Einstufung. Hinsichtlich der älteren Terrassen zeichnet sich dagegen eine laufende Zurückstufung ab, z. B.:

- Kh. KAISER (1956): Hauptterrasse
- = Mindel

Kh. KAISER (1957): Jüngere Hauptterrasse

= Günz und Frühmindel

Kh. KAISER (1961): Jüngere Hauptterrasse

= Donaukaltzeiten und Günz

Nach den Untersuchungen von Kh. KAISER (1956, 1957), L. AHORNER (1962) und L. AHORNER & Kh. KAISER (1964) steht immerhin die kaltklimatische Natur der Hauptterrassen oder wenigstens deren Hauptglieder fest, und eine Zuordnung zum mittleren und älteren Großabschnitt des Quartärs ist aufgrund der Deckschichten, wie sie in Wegberg vorliegen, sicher.

f. Einstufung der Terrassen

Gemäß obiger Ausführungen ist eine zwanglose Eingliederung der die Deckschichten unterlagernden Terrassen in das pedostratigraphische Schema möglich, das in Süddeutschland (K. BRUNNACKER 1965) zumindest gebietsweise brauchbar ist (von unten nach oben):

- 3. Jüngerer Großabschnitt: Drei Interglaziale mit Parabraunerden zwischen den Eiszeiten, die im Alpenvorland als Günz, Mindel, Riß und Würm bezeichnet werden. Am Niederrhein: jüngere Obere Mittelterrasse, darin bereits Halsbandlemming (Fl. Heller & K. BRUNNACKER 1966) und Frostspalten sowie Kryoturbationen, Untere Mittelterrasse, Krefelder Mittelterrasse, Niederterrasse.
- 2. Mittlerer Großabschnitt: Zeit der großen Talverschüttung mit Riesenböden = Mosbachium i. S. von K. D. ADAM (1964). Am Niederrhein: Jüngere Hauptterrasse und anscheinend ältere Obere Mittelterrasse.
- 1. Älterer Großabschnitt: Reliktbodenzeit; mit den Donaukaltzeiten; vorläufig jedoch ohne genauere Fixierung = Villafranchium i. S. von K. D. ADAM (1964). Am Niederrhein: Ältere Hauptterrasse.

Schrifttum:

- ADAM, K. D.: Die Großgliederung des Pleistozäns in Mitteleuropa. Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Nr. 132, Stuttgart 1964.
- AHORNER, L.: Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. Eiszeitalt. u. Gegenw., **13**, 24-105, Ohringen 1962. AHORNER, L. & KAISER, Kh.: Über altpleistozäne Kalt-Klima-Zeugen (Bodenfrosterscheinungen)
- in der Niederrheinischen Bucht. Decheniana, 116, 3-19, Bonn 1964.
- BRUNNACKER, K.: Böden des älteren Pleistozäns bei Regensburg. Geologica Bavarica, 53, 148-160, München 1964 (1964a). - Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg. Eiszeitalt. u. Gegenw., 15, 72-80, Ohringen 1964 (1964b). - - Schätzungen über die Dauer des Quartärs, insbesondere auf der Grundlage seiner Paläoböden. Geol. Rdsch., 54, 415-428, Stuttgart 1965. - - Das Profil "Westwand" der Ziegeleigrube DREESEN in Rheindahlen. Bonner Jb., 166, 344-356, Bonn 1966.
- FINK, J.: Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung. Eiszeitalt. u. Gegenw., 16, 264-275, Ohringen 1965.

FRECHEN, J. & ROSAUER, E. A.: Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profils von Kärlich im Neuwieder-Becken. Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 4, 225-265, Krefeld 1959.

- HELLER, Fl. & BRUNNACKER, K.: Halsbandlemming-Reste in einer Oberen Mittelterrasse des Rheins bei Niederaußem. Eiszeitalt. u. Gegenw., 17, 17-112, Ohringen 1966.
 KAISER, Kh.: Geologische Untersuchungen über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht.
- Sonderveröff. Geolog. Inst. Univ. Köln, 1, Köln 1956. - Die Höhenterrassen der Bergischen Randhöhen und die Eisrandbildungen an der Ruhr. Sonderveröff. Geolog. Inst. Univ. Köln, 2, Köln 1957. - Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. Köln und die Rheinlande, Festschr. 33. Dtsch. Geogr. Tag. 1961 in Köln, 236-278, Wiesbaden 1961.

KEMPF, E.: Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen des niederrheinischen Pleistozäns. Eiszeitalt. u. Gegenw., 17, 5-60, Ohringen 1966.

 MÜCKENHAUSEN, E.: Fossile Böden im nördlichen Rheinland. Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkd.,
 65, 81-103, Weinheim 1954. - - Über die Geschichte der Böden. Geol. Jb., 69, 501-516, Hannover 1955. - - Die stratigraphische Gliederung des Löß-Komplexes von Kärlich im Neuwieder Becken. Fortschr. Geol. Rheinld. West., 4, 283-300, Krefeld 1959.

- MÜLLER, E. H.: Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. Fortschr. Geol. Rheinld. West., 4, 247-254, Krefeld 1959.
- PAAS, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. Eiszeitalt. u. Gegenw., 12, 165-230, Ohringen 1961.
- Quitzow, W.: Die Terrassengliederung im Niederrheinischen Tiefland. Geol. en Mijnb., N. S. 18, 257-373, s'Gravenhage 1956.
- REMY, H.: Die zeitliche Stellung der Rodderbergtuffe im rheinischen Löß. Decheniana, 112, 271-278, Bonn 1959. - Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein. Eiszeitalt. u. Gegenw., 11, 107-120, Öhringen 1960. - Die Terrassen der vorletzten Vereisung am Rhein und an der Donau. Eiszeitalt. u. Gegenw., 14, 142-152, Öhringen 1963.
- REMY, H. & PAAS, W.: Die Lößprofile von Koblenz-Metternich und Moselweiß. Fortschr. Geol. Rheinld. West., 4, 331-336, Krefeld 1959.

Manuskr. eingeg. 8. 4. 1967.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. K. Brunnacker, Geol. Inst. Univ., 5 Köln, Zülpicherstraße 49.

Die eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes

Von Peter Ergenzinger, Berlin

Mit 1 Karte, 2 Abbildungen und 3 Tabellen im Text.

Z u s a m m e n f a s s u n g. Die Formengemeinschaft der Hochgebiete des Bayerischen Waldes ist oberhalb von etwa 1000 m Höhe gekennzeichnet durch die Vergesellschaftung von Karen, Steilhängen, steilen Muldentalschlüssen, bandförmigen Hangversteilungen sowie Wasserfällen und Flußschnellen. Diese Formen kommen auch unterhalb der in der Literatur aufgeführten mächtigen Blockmoränen vor und sind Zeugnisse einer weitreichenden Vergletscherung. Die C¹⁴-Bestimmung einer Probe aus dem Grundmoränenkomplex im Aufschluß bei der Schustersäge im Reschwassertal gab ein Alter von etwa 40 800 Jahren.

Es lassen sich drei würmeiszeitliche Stadien unterscheiden: das Maximalstadium, das Blockmoränenstadium und das Karmoränenstadium. Die Schneegrenzen der Stadien betrugen etwa 1060, 1140 und 1230 m.

Im Regengebiet bei Zwiesel gibt es Aufschlüsse mit Stauchungserscheinungen in hochgelegenen Terrassen. Diese Vorkommen sind älter als die letzte Eiszeit und werden entsprechend den Befunden im Schwarzwald als Spuren einer noch ausgedehnteren rißeiszeitlichen Vergletscherung gedeutet.

Die Karte der Verbreitung der würmeiszeitlichen Gletscher gibt für die tschechischen Gebiete nur eine extrapolierte Verbreitung an, die auf Grund von Karteninterpretationen entstand und nicht im Gelände überprüft werden konnte.

S u m m a r y. Corries, abrupt slopes, steep heads closing basin-like valleys, waterfalls and rapids are the characteristic association of land forms in the highest parts of the Bayrischer Wald (Bavaria) above about 1000 m. Such forms are also to be found in areas lower than the previously described boulder moraines and offer proof of an extensive glaciation.

A C-14 determination of a sample from the ground moraine occurring in a sandpit near the Schustersäge in the Reschwasser Valley puts the origin of the moraines at about 40,800 years B. P.

The Wurm Glaciation can be divided into three stages: 1, that of the maximum glaciation, 2, that of the boulder moraines and 3, that of the corrie moraines. The snow lines of the three stages must have been about 1060, 1140 and 1230 m. respectively.

Some exposures on high terraces in the area of the R. Regen show signs of glacial pressure effects. These deposits are older than the last glaciation and, like the findings in the Black Forest, indicate an even more widespread Riss Glaciation.

The map shows the maximum extension of the Wurm glaciers in the Bayrischer and the Böhmer-Wald. For the latter area, lying in Czechoslovakia, the evidence has been derived by extrapolation from the Bayrischer Wald and from interpretation of topographical maps without field control.

Inhalt

1. Kurzer Überblick über den Stand der Forschung			153
2. Die Formengemeinschaft der Hochgebiete			153
3. Die glazialen Akkumulationsformen	302		157
a) Die Moränen nahe den höchsten Gipfeln			157
b) Die Blockmoränengebiete			158
c) Die Moränen in den Tälern		a a	158
d) Stauchungserscheinungen und Moränenfetzen in hochgelegenen	Ter	rassen	161
4. Die Grübenfelder			163
5. Die Verbreitung der riß- und würmeiszeitlichen Vergletscherungsspure	n ur	nd die	i
Rekonstruktion der klimatischen Schneegrenzen	•		164
Literaturverzeichnis			166

1. Kurzer Überblick über den Stand der Forschung

Die Exkursion in den Baverischen Wald¹) im Anschluß an die DEUOUA-Tagung in Nürnberg 1962 hat gezeigt (vgl. K. KAISER 1963, 227-240), daß noch weithin die von I. PARTSCH (1882), A. PENCK (1882), A. PENCK, A. BÖHM und A. RODLER (1887) mitgeteilten Ansichten über die Vergletscherung dieses Mittelgebirges gelten. Nach der vorherrschenden Meinung beschränken sich die Spuren der eiszeitlichen Vergletscherung im wesentlichen auf die Kare und das jeweils vorgelagerte Blockmoränenfeld. Die Schneegrenze für diese Vergletscherung wird im Anschluß an A. PENCK (1884) mit etwa 1 200 m angegeben (M. BRUSCH 1949, B. FRENZEL 1959). Die zahlreichen Untersuchungen von A. RATHSBURG (1928, 1930, 1932-35, 1937) erweiterten die Zahl der gefundenen Moränen und Kare, weichen aber prinzipiell nicht von der Auffassung von J. PARTSCH und A. PENCK ab. Die Ansicht über eine weitergehende Ausdehnung der glazialen Phänomene von F. BAYBERGER (1886) wurden durch A. PENCK, A. BÖHM und A. RODLER (1887) widerlegt. Später hat G. PRIEHÄUSSER in zahlreichen Arbeiten (1927, 1930, 1938, 1951 und 1955) zu dokumentieren versucht, daß der Bayerische Wald eine fünfmalige pleistozäne Verfirnung erfahren hat, und daß diese, entgegen der Meinung anderer Autoren (u. a. A. RATHSBURG), wesentlich ausgedehnter gewesen sei. Die Kare mit den abschließenden Blockmoränen werden von PRIEHÄUSSER als Rückzugsstadium der letzten Eiszeit angesehen, Während R. von KLEBELSBERG diesen Befund in sein Handbuch (1949, 658-659) mit der Einschränkung aufnimmt, daß die Abtrennung von Spuren älterer Vergletscherungen nicht genügend gesichert erscheine, deuten die meisten Autoren (vgl. u. a. P. WOLDSTEDT 1958, 206) PRIEHÄUSSER's bis zu Höhen um 480 m reichende "Firneisgrundschuttdecken" aus 5 Eiszeiten vorwiegend als Solifluktionserscheinungen. Im Folgenden sollen einige Beobachtungen über eine weiterreichende eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes mitgeteilt werden.

2. Die Formengemeinschaft der Hochgebiete

Kennzeichnend für den Bayerischen Wald ist der plötzliche Anstieg aus den ausgedehnten, 700 bis 800 m hohen Hauptrumpfflächen des Pfahlgebietes zu weitgespannten Rücken und Plateaus mit Höhen von über 1 000 m. Im Regen- und Angelgebiet kompliziert sich dieser Bauplan dadurch, daß die Hauptrumpfflächen und die tieferen Niveaus in einzelnen Buchten parallel zur Streichrichtung des Gebirges weit gegen das zentrale Maderplateau vordringen und den Osser- und Arberkamm abtrennen. Im südwestlichen Böhmerwald erreichen die Rücken des Kubany und des Pleckensteins die Höhe des Maderplateaus.

Die großzügige Rumpftreppenanlage, die gekennzeichnet ist durch das Über- und Ineinanderlagern einiger "Formengruppen der Erosion", wurde durch jüngere Erosionsund Akkumulationsvorgänge mit einem klimatisch bedingten Formenstil überprägt. Im gesamten Böhmerwald tritt in den Hochgebieten eine spezifische, klimabedingte Formengemeinschaft auf. Die Leitform dieser Überprägung und damit auch dieser Formengemeinschaft sind K ar e.

¹⁾ Das Waldgebirge zwischen dem Pfahlgebiet und den altbesiedelten Becken und weiten Tälern westlich der Linie Pilsen-Budweis wurde bis zum Ende des ersten Weltkrieges Böhmerwald genannt. Als Bayerischer Wald bezeichnete man damals nur das Waldgebirge zwischen dem Pfahl und der Donau. Erst die Abriegelung der Grenzen im Laufe dieses Jahrhunderts führte dazu, den Namen Böhmerwald auf das Waldgebirge jenseits der bayerischen Grenze zu beschränken und die Mittelgebirge westlich der bayerischen Grenze zwischen der Donau und der Further Senke einheitlich als Bayerischen Wald zu bezeichnen. Ich bezeichne im Folgenden als Bayerischen Wald den bayerischen Anteil am Böhmer Wald und als Böhmerwald das gesamte Waldgebirge im hergebrachten Sinne.

Die bekannten See- und Moorkare wurden zuletzt in der Übersichtskarte von J. SEKYRA (1960 und 1961) dargestellt und von P. ERGENZINGER (1965) in der Tabelle I zusammengefaßt.

K	arboden-	Höchster Punkt d	es	Exp	0-	
Name	Höhe	Einzugsgebietes	Höhe	si-	Gestein	Bemerkung
	(m)	N a m e	(m)	tion		
Schwarzer See	1010	Seewand	1340	N	Glimmerschief	fer
Teufelssee	1030	Seewand	1340	0	27	
Enziankar	1130	Enzian	1285	NO	Gneis	kein übert. Boden
Sollerbachkar	1130	Kleiner Arber	1384	N	Gneis	20 20 20
Kleiner Arbersee				0.50		1775 A.M. 17
Kartreppe 12	260					
11	100					
10	040 940	Großer Arber	1430	N	Gneis	
Großer Arbersee				221.4		
Kartreppe 10	020 930	Großer Arber	1456	0	Gneis	
Schwellbachkar	1090	Kleiner Arber	1384	S	Gneis	vermoorter Boden
Höllbachkar	980	Ruckowitz	1270	SO	Gneis	vermoorter Boden
Lakka-See	1080	Lakkaberg	1337	N	Gneis	
Stubenbacher See	1080	Kleine Riegeln	1230	0	Gneis	
Mittagsbergkar	1100	Mittagsberg	1314	NO	Gneis	vermoorter Boden
Hirschbach						
Kartreppe 11	130			~~		
10	040 970	Enzian	1300	50	Gneis	vermoorter Boden
Wiesriegelkar	960	Wiesriegel	1093	0	Gneis/Granit	vermoorter Boden
Kleines Rachelka	r 1070	Kleiner Rachel	1399	N	Gneis	vermoorter Boden
Großes Rachelka	r					
Altes Seekar						
Kartreppe 12	250				2 2	- 12
10	090 1050	Großer Rachel	1452	0	Gneis	vermoorter Boden
Seekar	1070	Seewand	1350	SO	Gneis	
Bärenriegelkar	1030	Steinfleckberg	1330	0	Gneis/Granit	vermoorter Boden
Pleckensteinsee	1090	Pleckenstein	1378	NO	Granit	N 82 A32
Kartreppe? (910)?			N	Granit	"im Kessel"?
Durchschnitt	1040 m	Durchschnitt	1338 m			

Tabelle 1 Die Kare des Böhmerwaldes

Das arithmetische Mittel der Höhenlage von 18 Karböden ergibt für den Böhmerwald einen Wert von 1040 m. Gemeinsam ist allen bedeutenden Karen eine Exposition nach N, NO, O bzw. SO und die Lage unterhalb von meist über 1 300 m hohen Bergen. Die am besten ausgeprägten und größten Kare wurden im Glimmerschiefer oder in Gneisen ausgebildet, allein das Plöckenstein-Seekar ist im Granit ausgebildet worden. Kennzeichnend für die Kare sind neben den übertieften Karböden die übersteilten Hänge mit Felspartien und Neigungen von über 35°. Die typische Lehnsesselform erreichen annähernd nur die Kare des Schwarz- und des Teufelssees, des Lakka- und des Pleckensteinsees, während z. B. das große Arbersee- und das Rachelseekar jeweils zusammengesetzte Kare (Großkare) sind. Bei den Seekaren ist häufig eine zweigeteilte Karbodenwanne ausgebildet. Am besten ist dies am großen Rachelsee zu beobachten (siehe die Profile bei G. PRIE-HÄUSSER 1927, Tafel 3). Nach den Lotungen von A. RATHSBURG (1928) gilt dies aber auch für den im Grundriß wesentlich einheitlicheren Schwarzsee. Ein erstes Karbecken liegt unter der höchsten Karwand. Das zweite liegt jenseits einer flachen Schwelle am unteren Ende des Karbodens. Die Trennung des Karbodens in ein "Karwandbecken" und ein "Zungenbecken i. e. S." ist aber nur an Karen mit einem über 300 m hohen Einzugsgebiet zu beobachten. Wie das Kar des Kleinen Arbersees zeigt, kann das Karwandbecken auch durch eine Anzahl kleinerer Nebenkarböden ersetzt sein und nur ein "Zungenbecken i. e. S." sich talwärts anschließen. Erreichen die Karhänge keine Höhe von 300 m, so hat das Kar nur einen flach übertieften Karboden. Diesem Kartyp entspricht am besten das kleine Kar am Enzian im Talschluß des Steinbaches.

Talabwärts folgt vor allen Karen des Böhmerwaldes ein Gebiet blockreicher Endmoränen mit Wällen von stellenweise über 20 m Höhe. Das bekannteste Moränenfeld wird von der Arberseestraße geschnitten. Unterhalb des Rachelsees, des Großen und des Kleinen Arbersees enden diese Blockmassen in etwa 900 m, 850 m und 790 m Höhe jeweils nach einer Steilgefällestrecke des Talgrundes.

Am ostexponierten Rand und innerhalb von großen, hochgelegenen Quelltrichtern kommen an vielen Stellen kleine K ar o i de vor. Sie sind oft nur 50—100 m breit und nur wenige 100 m lang, haben aber eine sehr scharfe Kante gegen die übrige Mulde und sind bis zu 50 m gegenüber den umliegenden Hängen eingetieft, Musterbeispiele derartiger Karoide sind am Arberbach (unterhalb P 984), an der Tiefen Seige beim Plattenhäusernriegel (unter 1080 m) oder an der Kleinen Flanitz südwestlich der alten Poschinger Jagdhütte (westlich des Kleinen Rachels) in etwa 1050 m Höhe zu beobachten.

Die Hangneigungen von über 35°, verbunden mit dem Auftreten von Felspartien in Hängen fern des fluvialen Einflußbereichs, beschränken sich nicht auf die Kare und treten, abgesehen von wenigen kleinflächigen, strukturbedingten Vorkommen in tieferen Lagen, im Bereich über 1000 m Höhe häufig auf. Hervorzuheben sind die Steilhänge am Osser (1266 m), Falkenstein (1312 m), Arber (1456 m), Scharzeck (1238 m), Plattenhausenriegel (1376 m) und Farrenberg (1203 m). Diese Steilhänge liegen häufig benachbart zu voll ausgebildeten Karen, weisen jedoch keine O-Exposition, sondern eine W- bzw. meist eine SW-Lage auf. Die aufgezählten Steilhänge sind über Gneisen und Graniten gleichförmig ausgebildet.

Die steilen Karoide sind häufig eingebettet in weite, muldenförmige Talschlüsse. Im Vergleich zu den in Höhen unter 1000 mim vorderen Bayerischen Wald auftretenden verwandten Formen zeichnen sich die Talschlüsse und Hangmulden der Hochgebiete durch eine besonders steile Umrahmung aus. Häufig verlängert sich der ostexponierte Muldenflügel in einen talabwärts rasch auskeilenden Steilhang mit etwa 30° Neigung. Während die tieferliegenden Formen nur einen oder mehrere Schwemmschuttfächer im Muldentiefsten haben, liegen im Hochgebiet vor den beiden unteren Enden des Rahmens der Mulden jeweils zwei weitere Schwemmschuttfächer, die den mittleren Schwemmschuttfächer einkeilen. Typisch für diese Konfiguration sind die Verhältnisse z. B. im Sagwassertalschluß zwischen Lusen und Hohem Filzberg, beim Schreyerbach zwischen Plattenhausenriegel und Großem Spitzberg, bei der Flanitz am Kleinen Rachel, beim Hochfall- und Rothbach zwischen Enzian und Kleinem Arber, beim Lohberger Bach am Osser oder beim Pommerbach unterhalb des Kiesrucks.

Diese Formen erinnern an die Quelltrichterkarte nach O. MAULL (1958, 379 f.): "vorwiegend längliche, aber auch fächerartig aufwärts geweitete, steile Böden mit kräftigem oberen Anstieg, aber ohne eigentliche Verflachung".

Außer den weiten muldenförmigen Talschlüssen sind in Hängen mit Einzugsgebieten von etwa 1200 m auch langgestreckte, steilgeneigte M u l d e n t ä l e r zu finden, die etwa 30—50 m gegenüber ihrer Umgebung eingetieft sind und an den Seiten von Klippen und Steilhängen begrenzt werden. Unterhalb von etwa 1050 m Höhe wird der muldenförmige Querschnitt durch einige kegel- und zungenförmige Akkumulationsformen sowie stellenweise auch durch steilhangige kleine Ursprungsmulden gestört. Weder der Scheuereckbach über Spiegelhütte, noch der Bach südlich des Großen Falkensteins, noch der Schwarzbach unterhalb des Hochzellberges bei Bodenmais vermochten diese Akkumulationen zu durchschneiden. Ein gleicher muldenförmiger Talquerschnitt tritt aber andererseits bei wenig Gefälle auch im Grund von größeren Tälern auf. Derartige Talstrecken liegen jeweils oberhalb von Sohlentalabschnitten, haben häufig eine Großblockbedeckung und werden von rezentem Bach zumindest oberhalb des Übergangskegels zwischen Mulden- und Sohlentalabschnitt kräftig zerschnitten. Im Talursprungsgebiet folgen oberhalb des Muldentalabschnittes jeweils Talverengungen mit Steilgefällestrecken. Die besten Beispiele für weitgespannte Muldentäler sind das Teufelsbachtal bei Arberhütte (710 m) und das Reschwassertal bei der Schustersäge (820 m) unterhalb von Finsterau.

Im Gebiet der höchsten Erhebungen des Bayerischen Waldes überwiegen jedoch nicht die Karwände und die Steilhänge mit über 35° Neigungen, sondern neben flachen Talhängen und Ebenen die Hänge und weite muldenförmige Talschlüsse mit Neigungen von 25°—30°. Derartige Neigungen treten aber nicht nur in den Hochlagen des Bayerischen Waldes auf, sondern auch am Abfall zur Donau am SW-Rand des vorderen Bayerischen Waldes. In der Höhenregion über ungefähr 1000 m tragen diese Hänge aber meist eine dichte Grobblockdecke, während die tieferliegenden Steilhänge normalerweise eine Wanderschuttdecke mit vereinzelten Grobblöcken aufweisen. Derartige steile Grobblockhänge sind über grobblockig verwittertem Granit, z. B. am Pleckenstein oder am Plattenhausen, naturgemäß am weitesten verbreitet und stellenweise sogar in ausgedehnten, vegetationslosen Blockmeeren bloßgelegt. Sie fehlen aber auch nicht über Gneis (Südhang, Waldhäuser Riegel, Rachel- und Arberhänge) und treten selbst im Gebiet des Glimmerschiefers am Osser auf.

Im Gebiet der weiten Muldentäler und unterhalb der Kare werden die Hänge stellenweise durch hangabwärts ziehende bandförmige Hangversteilungen gegliedert. Das eindringlichste Beispiel dafür findet sich über dem Schwarzbach im hinteren Reschwassertal und wird durch den Verlauf des "Finsterauer Steiges' nachgezeichnet. Die Hangversteilung setzt über den Blockmoränen des ehemaligen Bärenlochgletschers in 1 040 m Höhe an und zieht sich bis zum Reschbach (980 m) hin. Dort liegt die Versteilung noch immer über 100 m über dem Talgrund. Am gegenüberliegenden Hang des Hohen Filzberges sind gleichartige Bildungen zu beobachten. Derartige Hangversteilungen sind auch kennzeichnend für andere Täler des hinteren Bayerischen Waldes, wie z. B. im Höllbachtal unter dem Falkenstein, dem Geigenbachtal unter dem Arber, dem Hirschbachtal unter dem Rachel, dem Sagwassertal unter dem Lusen und dem Soller- und Schwellbach unterhalb des Kleinen Arbers. Am besten sind sie in den Seewänden westlich des Kleinen Arbersees ausgeprägt. All diese bandförmigen Hangversteilungen haben eine wesentlich steilere Neigung als das Talgefälle. Sie durchschneiden häufig ältere Verebnungsreste und Hangknicke und sind somit nicht fluviatil bedingt, im allgemeinen auch nicht strukturbedingt.

Neben den steilsten Hängen sind auch die steilsten Talstrecken, die Bach- und Flußschnellen, im Bayerischen Wald auf die Bereiche beschränkt, die ein Einzugsgebiet von über 1 000 m Höhe haben. In den gestuften Tallängsprofilen der Bäche und Flüsse treten am Rand des Vorderen Bayerischen Waldes und im Pfahlgebiet Neigungen im Tallängsprofil bis zu maximal 105% (Große Ohe unterhalb von Spiegelau) auf. Im allgemeinen erreichen die Steilstrecken jedoch höchstens auf kurzen Strecken Neigungen von über 45% ob. Die einzigen natürlichen Wasserfälle liegen bis auf die an Kare geknüpften (z. B. Geigenbachfall über dem Großen Arbersee) an Bächen mit einem um 1 300 m hohen Einzugsgebiet. Sie kommen am Hochfallbach bei Unterried in 800 m Höhe vor, am Moosbach westlich Bodenmais in 750 m und 800 m Höhe, am Riesbach über Bodenmais in 960 und 1000 m Höhe (Kleinhüttenbach, Wildauer Bach) und am Kleinen Deffernik über Regenhütte in 1 000 m Höhe vor. Naturgemäß sind alle diese Wasserfälle strukturell begünstigt, aber ähnliche Strukturen ergeben in tieferen Lagen nur Steilstrecken im Längsprofil und keine Wasserfälle. Kennzeichnend für die Bäche der Hochgebiete sind neben den vereinzelt auftretenden Wasserfällen der kurze, mehrfache Wechsel von Steilstrecken mit oft über 200% og Gefälle mit anschließenden Flachstrecken. In den Blockmoränengebieten unterhalb der Kare sind diese Bachschnellen am eindrucksvollsten ausgebildet. Das gleiche Phänomen ist aber auch z. B. im Oberlauf der linken Nebentäler des Weißen Regens oberhalb von Lohberghütte bis herunter in Höhen von 800 bzw. 750 m (Seebach) zu beobachten und wiederholt sich am Kleinen Deffernik östlich von Lindbergmühle bis in Höhen von 900 m oder im Geigenbachtal am Pleckenstein. Charakteristisch ist für diese Bachschnellen, daß ihre Lage häufig durch eine Anreicherung von Großblöcken (Kantenlänge über 70 cm) bedingt und nur selten an den Ausbiß harter Schichten gebunden ist.

Aus den aufgezählten morphologischen Befunden ergibt sich eine spezielle, klimamorphologisch verursachte Formengemeinschaft der Hochgebiete, die in ihrer Verbreitung gebunden ist an Bereiche mit einem Einzugsgebiet von über 1000 m Höhe. Die Untergrenze dieser Formengemeinschaft ist umgekehrt proportional zum höchsten Punkt des jeweiligen Einzugsgebietes. Sie sinkt, wenn dieser Berg relativ hoch ist, bis auf Höhen von etwa 700 m. Daraus ist zu schließen, daß der Einfluß der glazialen Formung sich nicht auf die Kare und die Gebiete innerhalb der Blockmoränen beschränkt. Auch außerhalb dieser Gebiete treten, wie G. PRIEHÄUSSER stets betonte, glaziale Spuren auf.

3. Die glazialen Akkumulationsformen

a) Die Moränen nahe den höchsten Gipfeln.

Bei den Untersuchungen im obersten Reschwasser-Schwarzbachtal ergab sich (P. ERGENZINGER 1965, 15-16), daß die Solifluktionsdecke in den Aufschlüssen oberhalb von etwa 1 150 m Höhe fehlt. Zahlreiche Schürfungen am Weg zum Kirchlinger Stand zeigten jeweils unter einem hellbraunen Waldboden ein regelloses Gemenge von kantengerundeten und kantigen Granitblöcken. Selbst bei einer Aufschlußtiefe von 2,4 m waren zwischen hangender und liegender Verwitterungsdecke keine strukturellen Unterschiede festzustellen. Beobachtungen beim Bau der Holzabfuhrstraße Rachelsee-Martinsklause bestätigten auch in diesem Gebiet des Fehlen von Solifluktionserscheinungen über der Grobschuttdecke sowie über den grussandreicheren Schuttdecken. Während am Arber-Lifthang bei der Talstation in 1060 m Höhe noch eine bis 1,5 m mächtige Solifluktionsdecke angeschnitten wurde, zeigte der von G. PRIEHÄUSSER (1951) mitgeteilte Aufschlußbefund vom Falkensteingipfel (ca. 1 300 m Höhe) eine "Firneisgrundschuttdecke" über einem gestauchten Grus, der auf keinen Fall als eine Solifluktionsdecke zu interpretieren ist.

Andererseits treten in diesem Höhenbereich Nebenkare und Moränen auf: z. B. das Nebenkar "Geige" im Großen Arberseekar (1 170 m), das oberste Nebenkar im Kleinen Arberseekar (1 160 m), das Nebenkar unter dem Waldschmidthaus am Rachel mit einer Moräne in 1 230 m Höhe. Hinzu kommen die blockreichen Wallmoränen des obersten Reschbachtales (zwischen 1 050 und 1 100 m) und im obersten Kleinen Schwarzbachtal (um 1 200 m). Sehr wahrscheinlich entspricht diesen obersten Moränen auch das kleine Rachelwiesenkar mit den bereits von A. RATHSBURG (1930) beschriebenen Moränen in 1 080 m Höhe (südlich des Sattels zwischen dem Großen und dem Kleinen Arber).

Für die höchsten Gebiete über etwa 1150 m Höhe ist neben dem Auftreten von glazialbedingten Formen und Akkumulationen ein Fehlen von periglazialen Abtragungsformen und -massen kennzeichnend. Nach der Aufschlußbeschreibung von R. REICHELT (1964) entsprechen die Verhältnisse am Brocken im Harz über etwa 1050 m Höhe meinen Befunden in den höchsten Gebieten des Bayerischen Waldes. Auch am Brockenhang tritt eine Moränendecke ohne eine überlagernde Solifluktionsmasse auf.²)

²⁾ Vielleicht bilden die obersten waldfreien Hochflächen und Gipfel (Lusen, Rachel, Arber) im Bayerischen Wald eine Ausnahme dieser Regel. Dort könnte, wenn die Kleinstformen nicht trügen (palsenartige Buckel und Miniatursteinringe auf dem Arberplateau), die Untergrenze der rezenten Solifluktionsstufe nicht mehr fern sein.

b) Die Blockmoränengebiete.

Aus den Gebieten der mächtigen Blockmoränenfelder wurden bereits mehrfach Aufschlüsse beschrieben. Zur Zeit befinden sich die besten Aufschlüsse an der neuen Rachelstraße unterhalb des Karsees. Wie bereits die Oberflächenformen vermuten lassen, bestehen diese blockreichen Endmoränen überwiegend aus gerundeten Blöcken verschiedenster Größe in lehmiger oder sandiger Matrix. Diese Blockmoränen erreichen unterhalb des Großen Arbersees mit 810 m ihre tiefste Lage. Von NW nach SW kommen Blockmoränen in den in der Tabelle 2 aufgeführten Tälern des Bayerischen Waldes vor.

Tal	Höhenlage der untersten Blockmoränen (m)	Höchster Berg des Einzugsgebietes	(m)
Steinbach	940	Enzian	1285
Sollerbach	850	Kleiner Arber	1384
Seebach	830	Großer Arber	1456
Geigenbach	810	Großer Arber (Klippe, W)	1420
Höllbach	930	Lackaberg	1320
Hirschbach	950	Enzian	1300
Kleiner Regen	850	Rachel	1452
Seebach	910	Rachel	1452
Schreverbach	940	Großer Spitzberg	1350
Sägwasser	980	Lusen	1371
Großer Schwarzbach	900	Moorberg	1370
Reschbach	910	Schwarzberg	1314

	Tab	elle	2	
Blockmoränen	des	Bay	erischen	Waldes

Im allgemeinen sind die Blockmoränen unterhalb von Karen am mächtigsten und eindrucksvollsten entwickelt, während sie unterhalb von übersteilten Talschlüssen seltener zu Wällen angehäuft sind und oft durch eine einförmige Blockanreicherung im Talgrund vertreten werden (z. B. Schreyerbach bzw. Höllbach). Im Höllbachgespreng treten aber selbst unter Felswänden keine Moränenwälle auf.

c) Die Moränen in den Tälern.

Bei allen tieferen Gletscherlagen fehlt die Anreicherung von Blockschuttmassen zu mächtigen Endmoränenwällen und ganzen Wallfeldern. Die glazial erzeugten Vollformen sind hier oft nur flache Wälle oder Kuppen wie im Reschwassertal, eine glaziale Serie "en miniature" ist nur am Gegenbach unter dem Pleckenstein in 700 m Höhe zu finden.

Neben den morphologischen Indikatoren liefert der Aufschluß bei der Schustersäge im Reschwassertal (P. ERGENZINGER, 1965, 17, Abb. 3 und 6) den besten Hinweis auf eine ausgedehnte Vergletscherung des Bayerischen Waldes. Der Aufschluß liegt in 840 m Höhe, ist etwa 7 m tief in den untersten Talhang eingeschnitten und zeigt folgendes Profil:

Profil des Moränenaufschlusses bei der Schustersäge

Beschreibung	Deutung
brauner Waldboden	
sandig-lehmiges Feinmaterial mit wenigen kantigen und kantengerundeten Graniten. Die Steine sind hangparal- lel eingeregelt	Solifluktionsdecke
beige Sande mit Schottern, dazwischen braune Lehm-	
bänder	Gletscherrandbildung
bräunliche, lehmige Grundmasse mit Schottern und kan- tengerundeten Graniten	2. Grundmoräne
graue, lehmreiche Mischung von kantengerundeten Stei- nen (Granit und Gneis) und Schottern	1 Grundmoräne
rötlicher quartzreicher Sand mit Geröllen in einzelnen	1. Crundmorane
gestauchter grauer Grus mit mehlig-tonigen Feldspaten	1. Grundmoräne
	Beschreibung brauner Waldboden sandig-lehmiges Feinmaterial mit wenigen kantigen und kantengerundeten Graniten. Die Steine sind hangparal- lel eingeregelt beige Sande mit Schottern, dazwischen braune Lehm- bänder bräunliche, lehmige Grundmasse mit Schottern und kan- tengerundeten Graniten graue, lehmreiche Mischung von kantengerundeten Stei- nen (Granit und Gneis) und Schottern rötlicher quartzreicher Sand mit Geröllen in einzelnen Schmitzen gestauchter grauer Grus mit mehlig-tonigen Feldspaten

158

Der unterste Horizont ist gekennzeichnet durch ein Neben-, Über- und Ineinander von Grusen, Sanden, Lehm und blockreichem Material. Im nördlichen Aufschlußhang liegt ein über 1,5 m langer polierter Granitblock mit Gletscherschrammen. Beide Beobachtungen deuten auf einen ehemaligen mächtigen Gletscher im Bereich der Schustersäge. Die Gruspartien werden überlagert von einer graufarbigen unteren steinreichen Lehmpackung der unteren ersten Grundmoräne. Stellenweise ist diese wiederum in zwei Schuppen gegliedert, zwischen denen rötliche und hellbraune Sande lagern. Die auflagernde obere Lehmpackung besitzt eine bräunliche Farbe und ist etwas sandreicher. Diese zweite Grundmoräne unterscheidet sich nicht nur durch ihre Farbe, sondern auch durch eine vom Liegenden unabhängige Bewegungsstruktur. Zwischen den beiden Grundmoränen liegt kein Verwitterungshorizont. Der Aufschluß zeigt deutlicher als der von POSER & HÖVERMANN (1951, 86 Abb. 6) aus dem Odertal beschriebene die knetende und stauchende Wirkung des ehemaligen Gletschers. Allerdings sind die gestauchten Akkumulationsmassen nicht so bedeutend wie jene des ehemaligen Titiseegletschers im Joostal.



Abb. 1. Glazial gestauchte Grusscholle unter Grundmoräne bei der Schustersäge im Reschwassertal.

Zwei Vorkommen in demselben Tal oberhalb der Schustersäge ergeben auch einen Hinweis für die Mächtigkeit dieses ehemaligen Gletschers. Auf dem Talsporn unter der Ederplatte liegen über vergrustem Granit Gneisblöcke. Am anschließenden Talhang steht nur Granit an, die Blöcke müssen aus dem Gneisgebiet im Oberlauf des Reschbaches durch einen über 75 m mächtigen Gletscher herantransportiert worden sein. Damit in Zusammenhang steht die bereits erwähnte schräg hangabwärts führende Hangversteilung beim "Finsterauer Steig". Dieser Gletscher muß, wie der Seitenmoränenwall kurz oberhalb der Mündung des Vorderen Stimmelbaches beweist, im Reschwassertal bis etwa in die Höhe von P783 m gereicht haben. Damit erklärt sich auch die talaufwärts von P783 auftretende Anreicherung von meterlangen Granitblöcken und der sprunghafte Beginn einer 2,5 m hohen Flußterrasse unterhalb von P783.

Der glaziale Formenschatz im südlichen Rachelvorland wird im Zusammenhang mit den Grübenfeldern noch erörtert werden. Nördlich des Rachels liegt an der Mündung von Hirschbach und Kleinem Regen an der Straße zum ehemaligen Forsthaus Hirschbach ein weiterer Moränenaufschluß in 765 m Höhe. Dort wird ein flacher Rücken angeschnitten, der sich an den Osthang des Hirschbachtales anschmiegt. Unter einem braunen Waldboden mit dünner Humusauflage folgt in den obersten 80 cm eine Anreicherung von Blöcken und Geröllen in sandigem, schwach lehmigem Grundmaterial über einer 200 cm mächtigen, steinreichen Grundmoräne. Die Einregelungsmessungen nach der Methode von H. POSER & J. HÖVERMANN (1951) ergaben ein Moränenspektrum mit einer Dominanz der vertikalen Komponenten (23, 19, 25, 39).³)

Im Arbergebiet sind die Talmoränen am besten in der Form von Grundmoränenablagerungen bei Arberhütte zu beobachten. Oberhalb der Mündung in den Großen Regen durchfließt der Teufelsbach eine enge Bachkerbe, die sich bei Arberhütte in einer weiten, flachgemuldeten Talwanne verliert. In der Mitte der Talwanne liegen Herden von meterlangen Gneisblöcken. Talabwärts läßt sich die Talwanne als Terrasse über der Bachkerbe noch mindestens bis in 690 m Höhe weiterverfolgen.

Wie der Aufschluß am Straßeneinschnitt zwischen P 713 und den Höfen am Bach zeigt, wurden die Gneisblöcke von einem Gletscher herantransportiert. In dem Aufschluß liegt unter 80 cm mächtigen solifluidal umgelagerten Schottern in sandig-lehmiger Matrix eine über 3 m mächtige Schicht mit großen Blöcken, Schottern und Kiesen in lehmig-sandiger Grundmasse. In dieser Schicht wurden die über 20 cm langen Schotter und Blöcke eingemessen. Die Reihe 25, 20, 19, 34 ist die typische Verteilung für eine Moräne, es überwiegen die Steine mit steilgestellten Längsachsen.

Einen hohen Grobblock- und Lehmgehalt hat auch die Schuttmasse, die am Seebach unterhalb der Blockmoränen des Kleinen Arbers durch den Bau der Waldstraße zwischen der Mündung Seebach/Weißer Regen bis unter das Seehäusl in 815 m bzw. 714 m Höhe jeweils am linken Talhang angeschnitten wurde. Die Einregelungsmessung ergab an beiden Aufschlüssen ein dem Teufelsbach vergleichbares Moränenspektrum (36, 24, 16, 27 bzw. 36, 21, 15, 31). Außerdem finden sich oberhalb im Seebachtalgrund zahlreiche verstreute große Blöcke.

Nach den Messungen in 845 und 860 m Höhe ist auch die Schuttmasse, die bei der Mündung des vorderen Bramersbaches den Talgrund auskleidet, als Grundmoräne zu deuten (27, 22, 24, 26 und 24, 14, 20, 42). Im Steinbachtal folgen unter den erwähnten Wallmoränen in 840 m Höhe weitere Wälle bis nahe P 786. Dort ändert sich gleichzeitig der Talquerschnitt, indem der flache muldenförmige Talboden durch ein Kerbtal abgelöst wird.

In den Tälern südlich des Rückens Schwarzeck—Großer Arber sind bisher bis auf das erwähnte kleine Kar und die Moränen bei der Rachelwiese am Schwellbach keine glazialen Formen erwähnt worden. Am Schwellbach liegen die untersten Endmoränen in der Talweitung bei der Mündung von Arberbach und Schwellbach in 1013 m Höhe. Unterhalb

³⁾ Die Grundlagen der Einregelungsmessungen wurden erstmals von K. RICHTER (u. a. 1932, 1936, 1951) und G. LUNDQUIST (1948) an Hand von Beispielen aus ehemaligen Inlandeisgebieten dargelegt. H. POSER & J. HÖVERMANN führten derartige Messungen im Harz durch. Sie vereinfachten das Verfahren, maßen statt mit dem Kompaß mit einer nach dem Tal- oder Hanggefälle orientierten Meßtafel und faßten die Richtungen zu vier Gruppen zusammen.

Die Längsachsen der 1. Gruppe sind zwischen 0° bis 30° aus der Richtung quer zum Talgefälle abgelenkt worden, die 2. Gruppe umfaßt den Bereich zwischen 30° bis 60° und die 3. Gruppe die Gesteine mit einer Einregelung der Längsachsen zwischen 60° und 90°. In der 4. Gruppe werden alle Gesteine zusammengefaßt, deren Längsachsen gegenüber der Meßfläche eine vertikale Ablenkung von über 30° erfahren haben. Um ein verläßliches Spektrum zu erhalten, werden 100 Steine eingemessen. Die Methode ist mit einfachen Hilfsmitteln rasch durchzuführen. Sie genügt zur einfachen Unterscheidung von fluvialen Ablagerungen (ausgeglichenes Spektrum), solifluidalen Ablagerungen (Maximum in der 1. Gruppe) und glazialen Ablagerungen (hoher Anteil der 4. Gruppe), Für den Bayerischen Wald bot sich diese Methode auch besonders deswegen an, weil auf Grund der Petrographie Zurundungsmessungen an Gneisgeröllen zu keinen zuverlässigen Werten führen.

von 1000 m Höhe finden sich noch glazialverdächtige Hangversteilungen und Wasserfälle. Dies gilt insbesondere für das Riesbachtal, wo sich unterhalb der Wasserfälle eine Hangversteilung am rechten Talhang bis zu der Großblockakkumulation in 715 m Höhe hinunterzieht. Im Hochfalltal läuft eine markante Hangversteilung in 780 m Höhe aus. Günstiger sind die Verhältnisse im Tal des Kleinen Deffernik über Regenhütte. Unter der Bachsteilstrecke mit meterhohen kleinen Wasserfällen liegen in einer Talweitung zwischen P 939 und 850 m Höhe flache, großblockreiche Wälle. Eine Messung in der Schuttmasse am Anschnitt des neuen Holzabfuhrweges oberhalb von P 939 ergab ein für Grundmoränen in hängiger Lage typisches Spektrum: 33, 28, 10, 21.

Im Höllbachtal östlich des Falkensteins liegt ein über 10 m³ großer Block inmitten der Niederterrasse bei P 786. Wegen der mangelhaften Aufschlußverhältnisse ließ es sich nicht entscheiden, ob der Block ansteht oder ob er transportiert wurde. Im benachbarten Tal des Kleinen Deffernik lagert ein nur wenig kleiner Block in der Wiese oberhalb der Bauhüttenbrücke (P 769) jedoch über einem geröllreichen, lehmigen Sand. Da der über 6 m³ große Block weder durch den Bach noch durch einen Bergsturz herbeigeführt werden konnte, muß ein glazialer Transport angenommen werden.

Glazigene Schuttmassen wurden beim Wegebau am Steinschachtenbach (Abb. 1) oberhalb von Buchenau in 980 m Höhe angeschnitten. In lehmiger, etwa 3 m mächtiger Pakkung lagern regellos kantengerundete Blöcke, Scherbenschutt und schlecht gerundete Schotter. Die Schuttmasse ist bis zu P 917 zu verfolgen und hat folgendes Moränenspektrum: 31, 22, 14, 27.

Die glazialen Formen des südöstlichen Bayerischen Waldes wurden von mir bereits an anderer Stelle beschrieben (P. ERGENZINGER, 1965). Neben den bereits erwähnten Vorkommen im Reschbachtal sind die Moränen im Gegenbachtal unter dem Pleckenstein besonders erwähnenswert.

d) Stauchungserscheinungen und Moränenfetzen in hochgelegenen Terrassen.

Unterhalb der Bereiche mit den beschriebenen Spuren einer Talvergletscherung sind an wenigen Stellen Zeugnisse einer noch weitergehenden Vergletscherung zu finden. Gemeinsam ist diesen Vorkommen ihre Lage in und auf Terrassen.

Durch Bauarbeiten an der Straße Zwiesel-Grafenau in der Kühau an der Kurve bei km 94 entstand in 606 m Höhe ein wichtiger Aufschluß (Abb. 2). Die Basis des Vorkommens liegt etwa 6 m über der Niederterrasse in der Höhe des Bahnkörpers und besteht aus vergrustem Granit mit mehlig-tonigen Feldspaten und verwittertem Glimmer. Darüber folgen über 4 m mächtige gut gerundete Grobschotter mit einer maximalen Länge von 60 cm. Die Schotter lagern sehr fest in rötlichen bis leicht grünlichen Sanden und fetten Lehmen. Entgegen dem fluviatilen Habitus der Gerölle ist ihre Lagerung völlig ungeregelt. Die Einregelungsmessung ergab die Reihe: 12, 16, 24, 49. Der abnorm hohe Wert der vertikal gelagerten Schotter ergibt eine den Meßreihen in Solifluktionsdecken genau spiegelbildliche Verteilung und ist als Grundmoräne zu deuten. Die Zurundung der Schotter und ihre gestauchte Lagerung lassen sich durch die Annahme einer glazialen Überfahrung von fluvialen Schottern deuten.⁴) Vielleicht gehört in diesen Zusammenhang auch der von G. PRIEHÄUSSER beschriebene Aufschluß in der Schotterterrasse bei Ludwigstal (1955, Tafel 3, Fig. 2) mit einer "verschobenen Zersatzscholle zwischen Firneisgrundschuttdecken".

⁴⁾ In einer Unterredung wies Dr. G. PRIEHÄUSSER darauf hin, daß in der "Kühau" derartige Aufschlüsse schon mehrfach zu beobachten waren (z. B. am Prallhang des Kleinen Regens unterhalb von Dörfl). PRIEHÄUSSER deutete diese Vorkommen schon immer als Moränen (vgl. PRIEHÄUSSER 1955).



Abb. 2. Straße zwischen Grafenau und "in der Kühau" (bei km 94; 606 m). Die Aufnahme zeigt in einem Ausschnitt der ca. 1,5 m hohen Aufschlußwand wohlgerundete Gerölle in lehmigem Bindemittel mit wirrer Lagerung.

Im Tal des Großen Höllbaches wird östlich von Lindbergmühle im bis 6 m hohen Prallhang zwischen der Mündung des Kleinen Höllbaches und der Schwarzen Brücke in etwa 700 m eine Schuttmasse angeschnitten, die auf Grund der Einregelung (25, 18, 19, 25) und der vorwiegend lehmigen Matrix als Grundmoräne anzusprechen ist.

In der "Sandau" unterhalb des Zwieseler Waldhauses wurzelt ein breiter asymmetrischer Rücken in 660 m Höhe am Südhang des Drähberges. Der Rücken fällt steil zum Großen Deffernik und flach nach W zum Schmelzbach. Ein Aufschluß liegt mitten auf dem Rücken an der Schneise bei P 630,8 in 643 m Höhe. Unter dem abgeräumten Boden lagert über 3 m mächtig ein Gemenge von Schottern, Kiesen und wenig gerundeten Blöcken (Kantenlänge bis zu 60 cm) in lehmiger Packung. Die Einregelungsmessung mit der Reihe 31, 22, 18, 29 und die Form des Rückens weisen auf eine Deutung als Endmoräne hin.

Aus diesen wenigen Befunden folgt, daß unterhalb der dem Talgrund oder der Niederterrasse auflagernden glazialen Akkumulationen weitere Grundmoränenreste auf der ersten Terrasse über der Niederterrasse auftreten. Auf Grund dieser Beobachtungen im Zwieseler Gebiet bin ich geneigt, die untersten Moränenrücken im Reschwassertal gegenüber meinen früheren Ausführungen (ERGENZINGER 1965, 18/19) anders zu datieren. Auch diese Vorkommen liegen über der Niederterrasse und stammen daher wohl ebenso wie die Vorkommen bei Zwiesel aus der nächstälteren Vergletscherungsphase. Nach diesen Befunden einer sehr weitreichenden Vergletscherung ist es auch möglich, den über 5 m hohen Rücken auf der Saußwasserterrasse bei P 694 für eine weitere derartige Moränenbildung zu halten. Ebenso könnten die tiefliegenden, glazialverdächtigen Formen am Windischbach in 820 m Höhe zu dieser Gruppe gehören.

4. Die Grübenfelder

Als erster untersuchte G. PRIEHÄUSSER (1927 und 1938) die "Grübenfelder" und deutete alle Vorkommen als Vorzeitformen, die unter dem Einfluß von Gletschern norwegischen Typs (1938, 107) beim Abschmelzen von Toteis entstanden sind (1938, 110). Die Grübenfelder bestehen aus einem engräumigen Nebeneinander von Hügeln, Rücken, Wannen, Trichtern und schmalen kerb- oder sohlenförmigen Tälchen. Die Voll- und Hohlformen erreichen eine Reliefenergie von weniger als 10 m; das größte Grübenfeld ist knapp 300 m lang und etwa 70 m breit und liegt in der "Rannenau" östlich von Lindbergmühle. Alle Grübenfelder liegen auf Schotterfluren, zumeist in Talweitungen.

PRIEHÄUSSER (1938) veröffentlichte für die folgenden Vorkommen Kroquisaufnahmen im Maßstab 1 : 7 000:

V o r k o m m e n	ungefähre Höhenlage (m)	Höchster Berg des Einzugsgebietes	(m)
Wälle zwischen Unterried und Haber	bühl 560	Laubberg ⁵)	694
Moosbach südlich des Mooshofes "Gschwend" am Kolbersbach,	610—630	Kleiner Arber	1384
östl. Lindbergmühle "Rannenau" westl. des Großen	630—645	Großer Falkenstein	1312
Höllbaches "Kühau", Mündung Pommerbach/	655—670	Großer Falkenstein	1312
Kl. Regen	605-610	Großer Rachel	1453
Unterlauf des Pommerbaches	605	Kiesrück	1265
Hinzuzufi	igen sind als weiter	e Vorkommen:	
Großer Regen zwischen Regenhütte			
und Gr. Deffernik	605-612	Großer Arber	1456
Mündung Schmelzbach/Gr. Deffernik	625-630	Falkenstein	1312
"Jägerau", III 10, am Seebach Schwarzer Kiesgraben bei P 758	790—800	Großer Rachel	1453
an der Gr. Ohe	760	Großer Rachel	1453
"Filzwald" an der Großen Ohe	745-748	Großer Rachel	1453

Wie diese Aufstellung zeigt, ist eine Abhängigkeit zwischen der Höhe des Einzugsgebietes und der Höhenlage der Grübenfelder nicht festzustellen. Insbesondere widersprechen die Rücken und Wälle bei Haberbühl-Unterried einer derartigen Relation. Gemeinsam ist allen Vorkommen die Lage in Gneisschotterfluren und die Lage im Niveau der Niederterrassen. Außerdem häufen sich die Rinnen und Hohlformen stets am Rand zu höher gelegenen Akkumulationsterrassen und reichen auch nie unter das Grundwasserniveau. Wegen der Lage im Niederterrassenniveau und der scharfen Ausprägung der Kleinformen ist eine präwürmeiszeitliche Anlage für alle diese Kleinformen auszuschließen.

Die von G. PRIEHÄUSSER (1938, 98-100) für die Grübenfelder postulierte Abfolge von 4 Grundmoränen mit 3 zwischengeschalteten Schotter- bzw. Sandlagen ist in einem Aufschluß wohl kaum zu finden. Ein räumlicher Zusammenhang zwischen Grundmoränenablagerung und Grübenfeldbildung ist nach meinen Untersuchungen nur im südlichen

⁵) Bei der Annahme einer Transfluenz von Eis über den niederen Paß oberhalb von Unterried ist der 1285 m hohe Enzian der höchste Gipfel des Einzugsgebietes.

Rachelvorland (P. ERGENZINGER 1965, 13–14, Abb. 2) zu beobachten. Im obersten Grübenfeld (Jagen III 10, $r = 03\ 280\ h = 24\ 160$) ist folgende Schichtenfolge aufgeschlossen:

- 110 cm lockere, wohlgerundete Schotter mit wenig sandigem Zwischenmittel (Bachschotter)
- 300 cm Gerölle und Blöcke mit Schottern in verfestigtem Lehm mit wenig Sand (Grundmoräne).

In der Umgebung des Aufschlusses treten bis zu 2,5 m hohe drumlinartige Rücken, bis zu 5 m hohe Wälle, abflußlose Hohlformen und geradlinige Kerbtälchen auf.

Überall, wo die Grübenfelder aber aus Kerb- und Sohlentälchen und dazu benachbart liegenden Rücken bestehen, ist allein nach der Form eine anthropogene Bildung derartiger Grübenfelder nicht auszuschließen. Stellenweise drängt sich der Eindruck geradezu auf, daß die Grübenfelder durch einen selektiven Abbau der Niederterrasse über dem Grundwasserniveau erst jüngst entstanden (Moosbach, "Gschwend", "Kühau").

Es ergibt sich für die Entstehung der Grübenfelder nur im südlichen Rachelvorland ein räumlicher Zusammenhang mit Grundmoränenvorkommen. Die übrigen Vorkommen sind vielleicht eher als Folgeerscheinung der Quarzsuche der Glashütten zu deuten.⁶) Ein Beweis für eine tiefreichende Vergletscherung ist allein aus der Vergesellschaftung von auffälligen Kleinformen in den Grübenfeldern nicht abzuleiten.

5. Die Verbreitung der riß- und würmeiszeitlichen Vergletscherungsspuren und die Rekonstruktion der klimatischen Schneegrenzen

Die Spuren der ehemaligen eiszeitlichen Vergletscherungen des Bayerischen Waldes ordnen sich in einfaches Schema. Alle Vorkommen, die im Zusammenhang mit der Niederterrasse stehen, zeugen für die würmeiszeitliche Vergletscherung, die Vorkommen auf höheren Terrassen sind als Spuren der rißeiszeitlichen Vergletscherung zu deuten.

Das würmeiszeitliche Alter der Talmoränen oberhalb der Moränenfetzen in den hochgelegenen Terrassen bestätigte die C¹⁴-Datierung von Holzresten aus der Grundmoräne bei der Schustersäge. Die Holzreste entstammen einer gestauchten, millimeterdicken Lage der oberen Grundmoräne und befanden sich 2 m unter der Oberfläche. Die Datierung am Natuurkundig Laboratorium der Rijks-Universiteit te Groningen (Gr. N. —4406) ergab ein Alter von 40 800 + 4400 — 2800 B. P. und muß "wegen der Möglichkeit von Verunreinigung ... als ein Mindestalter angesehen werden ..."7) Die würmeiszeitlichen Talmoränen entstammen nach dieser Bestimmung aus dem Hochwürm.

Im Areal oberhalb der Karmoränen fehlt die Solifluktionsdecke. Die jüngste solifluidale Überformung fand wahrscheinlich während der jüngeren Tundrenzeit statt. Für die Karmoränen ist somit eine Entstehung während der jüngeren Tundrenzeit anzunehmen. Die Blockmoränen sind demnach in die Spätphase der letzten Eiszeit einzuordnen.

Die in Tabelle I durchgeführte Mittelung der Karbodenhöhen des Böhmerwaldes gibt einen ersten Hinweis auf die Höhe der maximalen letzteiszeitlichen Vergletscherung. Um die klimatische Schneegrenze für kleinere ehemalige "Gletscher mit geringem Höhenunterschied zwischen dem untersten Gletscherende und dem höchsten Punkte des Einzugsgebietes" zu ermitteln, gibt es nach H. LOUIS (1954/55, 416) die Möglichkeit, zwischen den beiden Extremwerten zu mitteln. Da die Höhenunterschiede zwischen diesen Punkten im Böhmer Wald maximal nur etwa 700 m erreichen und auch die längsten würmeiszeitlichen

⁶⁾ Die Untersuchungen von MANSKE und STERNBERG (1965) über die von PRIEHÄUSSER ebenfalls glazial gedeuteten Grübenfelder im Oberpfälzer Wald ergeben auf Grund von Urkunden, Holzkohlefunden und durch die Vergesellschaftung mit Staudämmen und Zuleitungsgräben eine Deutung der Grübenfelder als Seifenhügel des spätmittelalterlichen Erztagebaus.

⁷⁾ Brief vom 31. August 1965 - C 14/98-65.

Gletscher des Bayerischen Waldes (Reschwasser- und Hirschbachgletscher) nur etwa 7 km lang waren, ist diese einfache Methode anwendbar. Ihr Ergebnis ist dem Mittel aus der gemittelten Firnfeldumrahmung und dem Gletscherende vorzuziehen, weil sich der Wert für die Firnfeldumrahmung für die verschiedenen Gletscherstände ändert und die resultierenden Schneegrenzen somit dann nicht mehr voll untereinander vergleichbar sind. Der gegen die einfache Mittelung zwischen dem höchsten Punkt des Einzugsgebietes und dem Gletscherende vielfach erhobene Einwand, daß ein überragender hoher Berg das Ergebnis verzerrt, trifft für die Mittelgebirge nicht zu. Außerdem ergeben sich auch bei der Mittelung der Firnfeldumrahmung entsprechend große Abweichungen, wenn unter einem allgemeinen Gipfelniveau extrem tiefe, ehemals vielleicht sogar vergletscherte Pässe auftreten.

Tabelle 3

Berechnung der Schneegrenze für die würmeiszeitlichen Gletscherstadien des Bayerischen Waldes mit Hilfe der Mittelung zwischen dem höchsten Berg des Einzugsgebietes und der jeweiligen Höhenlage der Moränen.

			Höhenla	ige der				1
Tal	Höchster Berg N a m e	m	Talmoräne	Schneegrenze	Blockmoräne	Schneegrenze	Karmoräne	Schneegrenze
Geigenbach	Gr. Arber	1456	670	1063	810	1138	990	1223
Teufelsbach	Gr. Arber	1456	690	1073				
Seebach	Gr. Arber	1456	714	1085	830	1143	960	1208
Sollerbach	Kl. Arber	1384	710	1047	900	1142		
Steinbach	Enzian	1285	786	1035	940	1112	1030	1207
Bramersbach	Enzian	1285	845	1065				22227
Hochfallbach	Enzian	1285	800 ?	1042				
Moosbach	Kl. Arber	1384	700 ?	1042				
Rieslochbach	Gr. Arber	1456	695	1072			1020	1238
Kl. Deffernik	Hochg'fichtet	1330	825	1078				
(Regenhütte)	0							
Höllbach	Lackaberg (imW)	1320	786	1053	930	1125		
Kl. Deffernik	Lackaberg	1337	740	1038			1080	1209
(östl. Lindbergmü	hle)							
Kl. Höllbach	Gr. Falkenstein	1315	760	1038	950	1133		
Steinschachten-								
bach	Kiesrück	1265	850	1058	975	1120		
Hirschbach	Enzianriegel	1304	760	1032	960	1132	1110	1202
Kl. Regen	Gr. Rachel	1453	760	1107	850	1151	1010	1202
Große Ohe/								
Seebach	Gr. Rachel	1453	745	1099	910	1182	993	1223
Kl. Ohe	Lusen	1372	780	1076	950	1130		
Sagwasser	Lusen	1372	760	1066	900	1136	1160	1266
Reschwasser	Moorberg	1370	783	1077				
Gr.Schwarzbach	Moorberg	1370			900	1135	1200	1285
Kl.Schwarzbach	Moorberg	1370					1210	1290
Reschbach	Schwarzberg	1314			910	1112		
Teufelsbach	Postberg	1307	883 ?	1095				
Windischbach	Sülzberg	1130	980	1055				
Schimmelbach	Hochkamm	1330	730	1030				
Gegenbach	Pleckenstein	1376	690	1033				
Summe der Reihe	n:			25459		15891		13553
Arithm. Mittel der Reihen:				1065		1135		1232

165

Wie Tabelle 3 zeigt, ergibt sich aus der Mittelung zwischen dem höchsten Punkt des Einzugsgebietes und der Höhe der untersten würmeiszeitlichen Moränen für den Bayerischen Wald eine Tiefstlage der würmeiszeitlichen Schneegrenze von ungefähr 1060 m Höhe. Bedeutende Vorstöße erfolgten während des Blockmoränenstadiums bei einer Schneegrenze von ungefähr 1140 m Höhe und im Karmoränenstadium bei einer Schneegrenze von etwa 1230 m Höhe.

Die wenigen rißeiszeitlichen Vergletscherungsspuren erlauben nur eine grobe Annäherung der Schneegrenze. Bei der Anwendung derselben Methode wie für die würmeiszeitlichen Gletscherstände ergeben sich für die Fundpunkte folgende Werte:

Höhe der Moräne	m	Höchster Berg des Einzu	Schneegrenze	m	
Sandau, Zwies. Waldh.	640	Großer Rachel	1452		1026
Kühau	600	Lackaberg	1337		996

Auf Grund der Lage und Form des Gebirges sind die ermittelten Schneegrenzwerte des Bayerischen Waldes am besten mit den entsprechenden Werten des Schwarzwaldes zu vergleichen. PFANNENSTIEL & RAHM (1963) nehmen für den Südschwarzwald ohne genauere Begründung eine Schneegrenze von 750—800 m an, die aber "eher in der Nähe von 800 m" liegt (1963, 45). Eine Schneegrenzhöhe von 800 m ergab sich nach REICHELT (1960, 98 und 118) im Hotzenwald. Dieser Wert ändert sich auf Grund der jüngsten Untersuchungen nach REICHELT (1966, 117) zumindest für den östlichen Schwarzwald nicht, obwohl in der Abhandlung von PFANNENSTIEL & RAHM eine Schneegrenze von 700 m vertreten wird. Die würmeiszeitliche Schneegrenze sank nach ERB (1948) bis auf 950 m im Südschwarzwald ab und lag im Vergleich zu dem entsprechenden Wert des Bayerischen Waldes (1060) um 110 m tiefer. Die rißeiszeitlichen Schneegrenzwerte differieren aber um maximal 300 m (1000 m : 700 m) oder minimal um 150 m (950 m : 800 m).

Wenn man für die Alpen die alten Schneegrenzwerte von A. PENCK & BRÜCKNER (1909, 492) zugrunde legt (würmeiszeitliche Schneegrenze 1 200 m, rißeiszeitliche Schneegrenze 1 100 m), so besteht gegenüber den entsprechenden Schneegrenzwerten des Bayerischen Waldes jeweils eine Differenz von etwa 150 m.

Ein Vergleich der süddeutschen Schneegrenzhöhen der Würm- und Rißvergletscherung:

Schwa	rzwald			Bayeı	ischer Wald
Riß:	800 m			Riß:	>1000 m
Würm:	950 m			Würm:	1060 m
		Alpe	n-Nordrand	1	
		Riß:	1100 m		

Würm: 1200 m

Ob diese Differenzen das Ergebnis unterschiedlicher klimatischer Bedingungen, oder aber nur den unterschiedlichen Stand der speziellen Erforschung spiegeln, ist noch nicht abzusehen.

Literaturverzeichnis

BAYBERGER, F.: Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde. Die Spuren alter Gletscher, die Seen und die Täler des Böhmerwaldes. Peterm. Mitt., Erg.-Bd. XVIII, 81, 1-63, Gotha 1896.

BRUSCH, M.: Die Höhenlage der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze in Europa, Vorderasien und den angrenzenden Gebieten. Diss. Göttingen 1948.

ERB, L.: Die Geologie des Feldberges. In: K. MÜLLER: Der Feldberg im Schwarzwald, 22-96. Freiburg/Br. 1948.

ERGENZINGER, P. J.: Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald). Berliner geogr. Abh., 2, 1-48, Berlin 1965.

- FRENZEL, B.: Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. I. Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. Mathem.-Naturwiss. Kl., Jg. 1959, 13, 290-453, Wiesbaden 1960.
- KAISER, K.: Die 11. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Nürnberg vom 21.-27. Sept. 1962. Eiszeitalter u. Gegenw., 14, 227-240, Ohringen 1963.

- KLEBELSBERG, R. VON: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. II. Wien 1949. MANSKE, D. & STERNBERG, H.-G.: Über einige Grübenfelder im Oberpfälzer Wald. Beobachtungen an sogenannten Toteisbildungen. Mitt. fränk.-geograph. Ges., 11/12, 400-414. Erlangen 1965.
- MAULL, O.: Allgemeine Geomorphologie. 2. Aufl., Wien 1958.
- PARTSCH, J.: Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands nach fremden und eigenen Beobachtungen. Breslau 1882.
- PENCK, A.: Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. - Geographische Wirkungen der Eiszeit. Verh. 4. Dt. Geographent. 66-84, München 1884.
- PENCK, A., BÖHM, A. & RODLER, A.: Bericht über eine gemeinsame Exkursion in den Böhmerwald. Z. deutsch. geol. Ges., 39, 68-77, Hannover 1887.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde., Leipzig 1901-1909.
- PFANNENSTIEL, M. & RAHM, G.: Die Vergletscherung des Wutachtales während der Rißeiszeit. Ber. naturf. Ges., 53, 5-61, Freiburg i. Br. 1963. Die Vergletscherung des Wehratales und der Wiesetäler während der Rißeiszeit. Ber. naturf. Ges., 54, 209-278, Freiburg i. Br. 1964.
- POSER, H. & HÖVERMANN, J.: Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. Abh. braunschw. wiss. Ges. 3, 61-115, Braunschweig 1951.
- PRIEHÄUSSER, G.: Der Bayerische Wald im Eiszeitalter. I. Glaziale Spuren in der Umgebung des Großen Arbersees. Geogr. Jh., 40, 133-150, München 1927. - Die Eiszeit im Bayerischen Wald. Abh. geol. Landesuntersuchg. bayer. Oberbergamt, 2, München 1930. - - Eiszeit-liche Toteisbildungen im Bayerischen Wald. Zs. Gletscherkde, 26, 97-111, Berlin 1938. -Der Nachweis der Eiszeitwirkungen im Bayerischen Wald mit Hilfe von Schuttausbildungen. Geol. Bl. NO-Bayern, 1, 81-91, Erlangen 1951. - - Störungen im Zersatz kristalliner Gesteine unter eiszeitlichen Schuttdecken im Bayerischen Wald. Geol. Bl. NO-Bayern 5, 97-109, Erlangen 1955.
- RATHSBURG, A.: Die Gletscher des Böhmerwaldes zur Eiszeit. 22. Ber. naturwiss. Ges., 65-161, Chemnitz 1928. - - Neue Beiträge zur Vergletscherung des Böhmerwaldes während der Eiszeit. Mitt. Ver. Erdk., 1929, 65-161, Dresden 1930. - - Die Gletscher der Eiszeit in den höheren deutschen Mittelgebirgen. Firgenwald, 5, 5-25, 65-77, 103-113; 6, 96-112, 126-127; 7, 35-42, 77-107, 148-158; 8, 67-84, Reichenberg 1932-1935. - - Stand und Aufgaben der Eiszeitforschung in den deutschen Mittelgebirgen. Zs. Erdk., 5, 721-734, Breslau 1937.
- REICHELT, G.: Zur Frage pleistozäner Vergletscherung im Harz und Thüringer Wald. Erdk., 18, 62-65, Bonn 1964. - - Neuere Beiträge zur Kenntnis der Vergletscherung im Schwarzwald und den angrenzenden Gebieren. Schr. Ver. f. Gesch. u. Naturgesch. der Baar und der angrenzenden Landesteile in Donaueschingen, 26, 108-122. Donaueschingen 1966.
- SEKYRA, J.: Působení mrazu na pudů Kryopedologie se zvlaštním zřetelem k ČSR. Geotechnica, 27, 1-164, Prag 1960. - - Frostactions on the ground with special reference to Czechoslovakia. Publ. Acad. Sc. Tschécoslovaquie, Prag 1960. - - La carte périglaciaire du Massif Bohémien. Biul. Perygl,- 10, 43-52, Lodz 1961. WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. 2. Bd., 2. Aufl., Stuttgart 1958.

Manuskr. eingeg. 11. 2. 1967.

Anschrift des Verf.: Dr. Peter Ergenzinger, 1 Berlin 41, Grunewaldstr. 35, II. Geogr. Institut der Freien Universität.

	Maximalausdehnung der würm- eiszeitlichen Vergletscherung
c ?	Kar (Karbodenhöhe unter Nr.3 in der Tabelle I
C	Karoid
0	Glazial überformter Quelltrichter
22	Steilhängiges Muldental
1	Glazial geformte Hangleiste
0 ⁰⁰⁰⁰⁰	Rißeiszeitliche Moräne
+	Rißeiszeitliche Grundmoräne
****	Würmeiszeitliche Talmoräne
1	Würmeiszeitliche Blockmoräne
11	Würmeiszeitliches Blockmoränenfeld
1	Würmeiszeitliche Karmoräne
	Würmeiszeitliches Karmoränenfeld
+	Wichtige Aufschlüsse
	Grübenfeld
	Staatsgrenzen

Legende zu der beigehefteten Karte.

Die Aussagekraft vorzeitlicher Bodenbildungen als Klima- und Zeitindices

Von Otmar Seuffert, Würzburg

Zusammenfassung. Die Aussagekraft von Fossil- und Reliktböden als Indikatoren vorzeitlicher Klimate oder Zeiteinheiten ist sehr unterschiedlich. Sie wird als recht ansehnlich erachtet bei der Erfassung früherer Klimate, von denen häufig der allgemeine Typus und teilweise auch das ungefähre Temperatur- und Niederschlagsvolumen ermittelt werden können. Dagegen bleiben zuverlässige Angaben über die Bildungsdauer fossiler Böden weitgehend auf Relativwerte beschränkt, die zudem nur unter sehr günstigen Voraussetzungen überhaupt erstellbar sind. Absolute Zeitabschätzungen sind stets grobe Näherungswerte.

Diese Ergebnisse sind jedoch nur dann von Wert, wenn der Entwicklungsstand der in Frage stehenden Vorzeitböden zuverlässig fes gelegt werden kann, denn über alle Gegegbenheiten hinaus, die das Maß der Aussagen beeinflussen, gilt der Grundsatz, daß Vorzeitklimate nur aus Klimaxböden erschlossen werden können, während umgekehrt eine Abschätzung der Bildungsdauer allein aus unreifen Böden möglich ist.

S u m m a r y. The value of fossil and relict soils as indicators of past climates or periods differs greatly. It is rather high when we want to reconstruct former climates, of which we can often find out the general type and partly also the approximate amount of temperature and precipitation. On the other hand reliable statements on the time which fossil soils take for their development are largely confined to relative data, which we can only get under very favourable circumstances. Absolute estimates of time can always be done only approximately.

These results, however, are only useful, if the state of development of the fossil soils under discussion can be determined with sufficient reliability. Beyond all factors which influence the exactness of our statements we must keep in mind the principle, that fossil climates can only be reconstructed out of climax soils, whereas the estimation of the duration of soil development is only possible with immature soils.

Unter dem ganzen Bündel von Hilfsmitteln, die zur Erforschung der Umweltbedingungen vergangener Perioden der Erdgeschichte herangezogen werden, spielen die Relikt- und Fossilböden eine große Rolle.

Vor allem in der Eiszeitforschung stellt die Auswertung solcher Böden ein viel gebräuchliches Indiz dar, das von nahezu allen beteiligten Disziplinen (Geologie, Geographie, Bodenkunde, Biologie u. a.) verwendet wird. Besondere Bedeutung haben hierbei die fossilen Lößböden erlangt, deren Bearbeitung im Rahmen der "Lößstratigraphie" heute als das wohl wichtigste oder zumindest als das verbreitetste Hilfsmittel bei der Erschließung der Quartärgeschichte gelten kann.

Allein diese weitverbreitete Untersuchung von Vorzeitböden sollte nun eigentlich auch die Gewähr dafür geben, daß das Maß und der Spielraum der Aussagen, die darauf beruhen, klar erkannt wird.

Dies aber ist u. E. nicht immer der Fall, da gerade in jüngster Zeit einige Schlußfolgerungen, die auf dieser Methode aufbauen, merklich über das Ziel, d. h. über die Aussagemöglichkeiten, hinausgehen.

Darauf hinzuweisen und einige Gedanken zu der damit verbundenen Problematik zu äußern, soll der Zweck dieses kleinen Beitrags sein.

Vorzeitböden als Klimaindices

Die wissenschaftliche Ausdeutung von Fossil- oder Reliktböden geht von der Erkenntnis aus, daß jeder Boden ein Verwitterungsprodukt ist, das aus einem an der Erdoberfläche gelegenen Ausgangsmaterial (i. d. Regel das Gestein oder ein vorgebildeter Boden) unter dem gemeinsamen Einfluß von Klima, Lebewelt und Relief einen Entwicklungsprozeß durchmacht, der daraufhinzielt, ein möglichst vollkommenes dynamisches Gleichgewicht zwischen Ursachen (d. s. die beteiligten bodenbildenden Faktoren) und Wirkung (d. i. der Boden) zu erreichen bzw. zu bewahren. Es ist seit langem bekannt, daß dem Klima bei diesem Geschehen eine übergeordnete Bedeutung zukommt. Es bestimmt überall auf der Erde die großräumige Bodenzonierung (sog. zonale Böden). Alle übrigen Einflußmomente (Gestein, Lebewelt, Relief u. a.) bewirken normalerweise nur sekundäre Veränderungen der Bodenbildung innerhalb dieses übergeordneten Klimarahmens. Sie können höchstens lokal und in seltenen Ausnahmefällen auch regional zum bestimmenden Gestaltungselement der Bodenentwicklung werden (sog. intrazonale und azonale Böden).

Sichtbarer Ausdruck und Ergebnis dieser Vorgänge ist das Bodenprofil. Es ist gewissermaßen der "Katalog", in dem das Ursachengefüge des jeweiligen Bodens in mehr oder weniger verschlüsselter Form aufgezeichnet und demzufolge erschließbar ist.

Diese Erfassung der Wirkungsfaktoren geschieht bei den rezenten Böden durch die unmittelbare Korrelation der Bodenkriterien mit den heutigen Umweltverhältnissen. Die diesbezügliche Auswertung der Vorzeitböden (Fossil- und Reliktböden) erfolgt demgegenüber durch einen Vergleich mit entsprechenden rezenten Böden bzw. Bodenteilen, deren Wirkungsgefüge bekannt ist. Hierbei kann entweder eine makroskopische Gegenüberstellung erfolgen oder es werden Einzelerscheinungen vorzeitlicher Böden aufgrund ihrer Eigenart ganz bestimmten heutigen Bodenbildungsprozessen zugeordnet.

Diese Möglichkeiten sind nicht neu. Sie sind vielmehr häufig erprobt und haben ihre Bewährungsprobe längst bestanden. Trotzdem soll hier gerade auf die Schwierigkeiten und Unzulänglichkeiten hingewiesen werden, die mit ihnen verbunden sind. Diese allein vermögen schließlich den Umfang und den Zuverlässigkeitsgrad ihrer Aussage zu umreißen.

Die ersten Schwierigkeiten, die der Ausdeutung von Vorzeitböden als Klimaindices entgegenstehen, sind in der unterschiedlichen Aussagekraft des Vergleichsmaßstabes, also des heutigen Bodens begründet, sei es, daß der rezente Boden nur eine sehr vage Klimaaussage zuläßt (insbesondere bei den sog. azonalen und intrazonalen Böden), oder sei es, daß seine "Klimaträchtigkeit" noch gar nicht genau genug eingeschätzt werden kann. Es ist nämlich durchaus nicht so, daß alle heutigen Böden so gut bekannt und abgeklärt wären, als daß man in jedem Fall wirklich detailierte Aussagen über ihren Bildungsmechanismus zu machen vermöchte. Außerdem haben viele Böden, die genetisch durchaus klassifizierbar sind und auf ihren klimatischen Aussagewert hin eingeordnet werden können, einen recht beträchtlichen Klimaspielraum, so daß gar nicht erwartet werden kann, daß entsprechende Vorzeitböden, die zudem häufig nur annähernd vergleichbar sind, eine genaue Klimaaussage ermöglichen.

Ein zweites Hindernis, das einer umfassenden Klimazeugenschaft, wie überhaupt einer sehr in Einzelheiten gehenden Ausdeutung von Vorzeitböden entgegenwirkt, bilden die Ungenauigkeiten, die zwangsläufig bei der Parallelisierung so komplizierter Gebilde wie der Böden auftreten. Es handelt sich dabei ja nicht um einen simplen mathematischen Vergleich festliegender Daten, sondern um die kritisch abwägende Gegenüberstellung vielfältiger dynamischer Vorgänge der Bodenbildung, die innerhalb der periphersten Bereiche der Erdoberfläche zu bestimmten Veränderungen des Ausgangsmaterials führen und aus diesen erschlossen werden können.

Zwar sind viele dieser Prozesse im Wesen und in der Richtung ihres Ablaufs durchaus klimaspezifisch, wie etwa die Vorgänge der Podsolierung, der Serosemierung, der Rubefizierung u. a., ihr Ausmaß und ihre Geschwindigkeit aber sind nur in den wenigsten Fällen eine einfache Proportion der Klimadaten. Sie werden vielmehr von einem vielschichtigen Ursachengefüge gesteuert, in dem zwar das Klima eine meist überragende Rolle spielt, aber es ist eben doch nur ein Faktor neben einer Reihe anderer, von denen jeder für sich allein oder mehrere im gegenseitigen Zusammenwirken durchaus Veränderungen beträchtlicher Größenordnung bewirken können. Um dieses Wirkungsgefüge jedoch in seine einzelnen Elemente aufzugliedern, dazu fehlen uns häufig nicht nur hinreichende Kenntnisse über den genauen Ablauf der Vorgänge und über die darin enthaltene gegenseitige Abhängigkeit der einzelnen Faktoren, sondern häufig auch die technischen Voraussetzungen.

Zwar ist man heute dank moderner Laboratoriumsmethoden (z. B. mikromorphologische Untersuchungen nach W. L. KUBIENA; Farbremissionsmessungen; röntgengeographische, differentialthermoanalytische und elektronenmikroskopische Tonmineralbestimmung u. a.) schon in der Lage, eine Reihe von Bodenentwicklungsprozessen bzw. die mit ihnen verbundenen Veränderungen des Ausgangsmaterials zu analysieren und kann auf diese Weise manchen Boden in seine Einzelvorgänge bzw. Einzelbestandteile zerlegen. Jeder Vergleich zweier oder mehrerer Böden aber ist letzten Endes noch immer nichts anderes, als eine gegenseitige Abwägung von Tendenzen, deren quantitative Beziehungen allenfalls durch die grobe Parallelisierung von Verhältniszahlen verdeutlicht und anhand einer möglichst großen Zahl von Vergleichspartnern wahrscheinlich gemacht werden können.

Ein wirklich exakter, quantitativer Vergleich zweier oder mehrerer Böden bzw. der in ihnen ablaufenden Bodenbildungsprozesse bleibt uns hingegen bis heute verwehrt. Dazu fehlt uns ganz einfach jeglicher Standardmaßstab, der für die zu vergleichenden Individuen eine echte Konstante darstellen würde.

Ein drittes Erschwernis einer genaueren Klimacharakterisierung von Vorzeitböden stellt deren mangelhafte Erhaltung dar. Viele sind nämlich durch spätere Abtragung geköpft oder sonstwie verstümmelt oder sie wurden durch postbildungszeitliche Umlagerungen oder Überprägungen in ihrer Struktur und in ihrer inneren Gliederung verändert. Dies mag man schon daraus ersehen, daß die überwiegende Zahl der Vorzeitböden zur Gruppe der Reliktböden gehört, während echte Fossilböden nur selten erhalten sind.

Der an sich ideale Ausgangspunkt eines Vergleichs zwischen vorzeitlicher und heutiger Bodenbildung, nämlich ein vollständig originäres Fossilbodenprofil, ist also nur in Ausnahmefällen verwirklicht. Er ist bei uns weitgehend auf solche quartären Lößböden beschränkt, bei denen eine jüngere Überwehung so schnell erfolgte und eine so große Mächtigkeit erreichte, daß die synsedimentäre Bodenbildung damit weder Schritt halten konnte, noch das begrabene Bodenprofil vom Tiefgang einer späteren Bodenbildung erreicht wurde.

Selbst dabei bleibt jedoch ein kleiner Unsicherheitsfaktor, da die Frage, inwieweit der verschüttete bzw. überwehte Boden schon Zeichen der Umstände in sich trägt, die zu seiner Fossilisierung führten, nicht immer ohne weiteres beantwortet werden kann.

In den Fällen jedoch, in denen die Vorzeitböden nicht mit ihrer ursprünglichen Struktur oder nur als anerodierte Reste erhalten sind, wird die Vergleichsrechnung durch die schon vor der eigentlichen Gegenüberstellung notwendige Rekonstruktion der originären Ausgangsbasis mit einem zusätzlichen Fehlerglied versehen.

Wir ersehen aus all dem, daß die Erschließung fossiler Klimafaktoren auf der Basis vorzeitlicher Bodenbildungen durch eine Reihe potentieller und zwangsläufiger Fehlerquellen behindert wird. Diese reichen von der schlechten Erhaltung vieler Vorzeitböden über die Unzulänglichkeiten der Vergleichsverfahren bis zur mangelnden Klimacharakterisierung mancher rezenter Böden.

Das heißt freilich nicht, daß die Vorzeitböden gänzlich bedeutungslos wären für die Erhellung der Klimageschichte. Bei entsprechend sorgfältiger Abwägung aller Begleitumstände erscheint es vielmehr durchaus möglich, zumindest den Klimatypus, der zu ihrer Bildung führte oder für den Ablauf bestimmter Vorgänge verantwortlich war, zu erkennen.

Fossil- und Reliktböden sowie z. T. auch einzelne pedologische Prozesse bzw. Strukturen können also etwa dazu verwendet werden, um den allgemeinen Typus des beteiligten Klimas, d. h. die Tendenzen im Jahresgang von Temperatur und Feuchtigkeit, sowie u. U. auch das Temperatur- und Niederschlagsvolumen innerhalb begrenzter Größenordnungen aufzuklären. Dies ist mit durchaus beachtlichem Erfolg beispielsweise für die quartäre Klimaabfolge geschehen. Daneben ist es im Bereich der lößbedeckten Gebiete Europas auf diesem Wege sogar gelungen, das räumliche Nebeneinander fossiler Klimate näher zu umreißen, wozu vor allem K. BRUNNACKER (1956, 1957, 1959 u. 1964), J. FINK (1956, 1961, 1964 u. 1965), sowie W. L. KUBIENA (1954 u. 1956) wertvolle Beiträge geliefert haben.

Eine wirklich zuverlässige, quantitative Festlegung einzelner Klimaelemente, also etwa eine auf Grad oder gar Zehntelgrad genaue Temperaturangabe (vgl. z. B. K. SCHÄDEL und J. WERNER, 1963, S. 14/15), eine entsprechend detailierte Erkenntnis des fossilen Niederschlagsvolumens oder aber eine ähnlich genaue quantitative Einstufung der jeweiligen jahreszeitlichen Temperatur/Feuchte-Relation können wir allein mit dieser Methode nicht erwarten. Wir können dies deshalb nicht, weil derartige quantitative Ergebnisse nur von einer adäquaten quantitativen Methode erbracht werden könnten, und um eine solche handelt es sich hierbei zweifellos nicht.

Unter diesen Aspekten wird schließlich auch verständlich, daß diese Methode bisher immer dann nicht ausreichte, um zu einem klaren Bild der Vorzeitklimate zu gelangen, wenn die in Frage stehenden Fossilböden das Produkt untergeordneter Klimaschwankungen waren. Dies betrifft beispielsweise die sog. Innerwürmböden, deren klimatische Stellung nach wie vor heftig umstritten ist, wobei eine reine Feuchteoszillation als Bildungsursache genau so in Erwägung gezogen wird, wie eine deutliche, fast interglaziale Ausmaße erreichende Temperatur- und Niederschlagsschwankung. Wenn wir bedenken, daß die außerordentlich unterschiedliche Deutung dieser Gebilde möglicherweise weniger auf einer wirklich so weitgespannten Klimaabstufung beruht, als vielmehr auf einer teilweisen klimatischen Überbewertung örtlicher Ausbildungsunterschiede aufgrund einer Überforderung der Arbeitsmethode, dann werden diese widersprüchlichen Ergebnisse vielleicht eher verständlich.

In jedem Fall bestätigt die Erfolgsbilanz unsere theoretische Erkenntnis, daß die Ausdeutung von Vorzeitböden zwar eine ausgezeichnete Methode zur Erkenntnis qualitativer Klimagegebenheiten der Vorzeit darstellt, daß jedoch die Erschließung von Details fossiler Klimaelemente keine zuverlässigen Ergebnisse zu liefern vermag.

Selbst eine solche allgemeine Charakterisierung vorzeitlicher Klimaelemente aufgrund der Auswertung von Fossil- und Reliktböden beruht jedoch noch auf einer wesentlichen Voraussetzung, nämlich darauf, daß der auszuwertende Boden vollkommen oder doch weitestgehend an seine Bildungsbedingungen angepaßt ist. Nur ein Gebilde, das seinem Ursachengefüge bis in alle Einzelheiten entspricht, kann schließlich dazu dienen, dieses auch mit ausreichender Sicherheit zu identifizieren.

Ein unreifer Boden ist hingegen meist ungeeignet, um auf ihm eine wirklich qualifizierte Aussage über das zu seiner Bildung notwendige Faktorengefüge und damit auch über das Klima zu ermöglichen. Zwar gibt es eine Reihe pedologischer Prozesse, deren Verlauf auch bei einem noch nicht ausgereiften Boden schon wertvolle Angaben über die klimatischen Bildungsumstände ermöglicht, doch das Maß der Aussagemöglichkeiten und deren Zuverlässigkeit steigt in jedem Fall mit zunehmender Bodenreife und erreicht sein Maximum dann, wenn der Boden sich im Klimax-Stadium befindet.

Ehe nun aber ein Boden diesen Reifezustand erreicht, braucht er eine ausreichende Zeit, die in Abhängigkeit von der jeweiligen Verwitterungs- bzw. Bodenbildungsintensität und damit vor allem vom Klima innerhalb recht ansehnlicher Zeitintervalle schwanken kann und im Mittel etwa 10³ bis 10⁵ Jahre betragen dürfte (vgl. auch J. BÜDEL, 1963).

Wir stehen damit vor der Notwendigkeit, alle vorzeitlichen Böden, die den Klimaxzustand nicht erreicht haben, als Klimaindices auszuklammern. Das ist eine klare Forderung. Ihre Erfüllung aber ist häufig gar nicht oder doch nur sehr unvollkommen gewährleistet. Ob nämlich ein Klimaxboden vorliegt oder nicht, das läßt sich vielfach gar nicht oder nur mit mehr oder weniger großen Einschränkungen aus dem Profil ablesen. Zwar können uns Struktur, Mächtigkeit und innere Gliederung eines Bodens einen Hinweis auf den Verwitterungsfortschritt des Ausgangsmaterials geben, ein Beweis für das Vorhandensein eines Klimaxbodens aber ist das nicht. Genau so nämlich, wie sich einerseits ein recht schwach entwickeltes und wenig differenziertes Bodenprofil im Stadium der Reife befinden kann, muß umgekehrt ein gut ausgeprägter, mächtiger und deutlich horizontierter Boden nicht zwangsläufig auch ein reifer Boden sein. Viele Böden können vielmehr — theoretisch gesehen — sowohl eine Rohform, als auch ein Klimaxboden sein.

Eine wirklich zuverlässige Trennung in reife und unreife Böden ist deshalb außerordentlich schwierig und oft mit pedologischen Indizien allein nicht durchführbar.

Die Verwendung von Vorzeitböden als Klimaindices ist also — das bleibt das endgültige Fazit unserer Betrachtungen zu dieser Frage — von einer gesicherten Erkenntnis der Gleichgewichtslage bzw. des Bodenreifezustandes abhängig. Erst wenn dieser zuverlässig festgelegt werden kann, was u. U. aus dem Aufbau des Profils wahrscheinlich gemacht werden kann, was vielfach aber erst unter Zuhilfenahme anderer, nichtpedologischer (geologischer, paläogeographischer, paläobotanischer u. a.) Indizien möglich ist, vermögen Fossil- und Reliktböden als beweiskräftige Anzeiger vorzeitlicher Klimacharaktere herangezogen zu werden.

Vorzeitböden als Zeitindices

Ein Problem, das erst in jüngster Zeit Gegenstand intensiverer wissenschaftlicher Betrachtungen wurde, ist die Frage nach der Bildungsdauer vorzeitlicher Böden. Anlaß dieser Untersuchungen ist die Überlegung, daß auf diese Weise bei einigermaßen verläßlichen Ergebnissen eine Altersabschätzung einzelner Klimaphasen der Vorzeit bzw. bei entsprechend lückenloser Summierung gar eine Festlegung der Dauer größerer geologischer Zeiträume, wie etwa des Gesamtquartärs, möglich sein könnte (vgl. K. BRUNNACKER, 1965, S. 415 ff.).

Wenn wir uns vor Augen halten, daß sowohl die Entstehung eines Bodens als Ganzes, wie auch jeder einzelne der dabei ablaufenden chemisch-physikalischen Prozesse nicht nur eine Folge klimatischer, geologischer, biologischer und morphologischer Einflußelemente darstellt, sondern genau so als eine Funktion der Zeit betrachtet werden muß, dann erscheint uns die Darstellung dieses Zeitfaktors aufgrund der Auswertung des Bodenentwicklungszustandes sehr wohl möglich.

Als Ausgangspunkt und Bemessungsgrundlage für eine derartige Untersuchung kann sowohl der Fortschritt einzelner Bodenbildungsprozesse, als auch der Entwicklungszustand des Gesamtbodens dienen.

In praxi wird allerdings eine Abschätzung der Bodenbildungsdauer aufgrund des Entwicklungszustandes bestimmter pedogenetischer Vorgänge kaum verwirklicht, da hierfür die notwendigen Grundlagen und Kenntnisse über die zeitlichen Beziehungen der einzelnen Prozesse noch zu wenig bekannt sind. Immerhin erscheint dieser Erkenntnisweg der Beachtung im Rahmen der weiteren Entwicklung bodenkundlicher Forschung und damit der Erwähnung wert zu sein.

Die nahezu alleinige Basis für "Zeitdiagnosen" bildet also der jeweilige Grad der Gesamtbodenentwicklung, der sowohl im Profilaufbau, als auch in der Bodenmächtigkeit zum Ausdruck kommt.

Hiervon ist die Bodendicke sowohl am einfachsten zu handhaben, als auch am ehesten feststellbar, während die "innere Gliederung" eines Bodens zu viele unterschiedliche Aspekte hat, als daß eine darauf fußende Alterseinschätzung bzw. ein Vergleich heute schon fruchtbare Ergebnisse erwarten ließe. Trotz der leichten Meßbarkeit der Bodendicke ist jedoch die Erschließung der Bildungsdauer vorzeitlicher Böden auf dieser Grundlage mit einer Reihe von Schwierigkeiten und Fehlerquellen behaftet, die genau so, wie dies bei der Ermittlung vorzeitlicher Klimata der Fall war, in der beschränkten Aussagefähigkeit der heutigen Vergleichspartner, in den Unzulänglichkeiten der Parallelisierung und schließlich auch in der lückenhaften Erhaltung von Fossilböden zu suchen sind.

Hierbei ist vor allem der Aussagewert der heutigen Böden ein ganz besonderes Problem, denn unter allen Determinismen, die bei der Entstehung rezenter Böden eine Rolle spielen, ist die Zeit/Dicke-Korrelation sicherlich am schwersten einzustufen. Dies liegt daran, daß die Bodenmächtigkeit das Produkt einer Reihe von Faktoren ist, unter denen der Zeit keineswegs immer die überragende Rolle zukommt. Vielmehr spielen hierbei fast immer das Klima und die Morphodynamik und manchmal auch das Gestein oder gar die Vegetation eine ausschlaggebende Rolle. Dies läßt sich schon daraus erschließen, daß in der heute auf der Erdoberfläche sichtbaren Verteilung der Bodenmächtigkeiten weniger die — allerdings schwer überschaubare — zeitliche Komponente, als vielmehr vor allem klimabedingte Unterschiede projiziert sind, die eine deutlich zonale, d. h. breitenkreisparallele Ausrichtung anzeigen.

Wir ersehen daraus, daß ein Vergleich von Bodenmächtigkeiten mit dem Ziel einer Erfassung ihrer Bildungsdauer überhaupt nur dann Aussicht auf Erfolg besitzen kann, wenn das Alter der betreffenden Böden das einzige ist, in dem sie sich voneinander unterscheiden; wenn also das Wirkungsgefüge der zu vergleichenden Böden mit Ausnahme eben des Zeitfaktors praktisch identisch ist.

Bei derartig vergleichsfähigen Böden — aber auch nur dort — ist die Bodenmächtigkeit u. U. eine unmittelbare Funktion des Bodenalters, d. h. je größer die Bodendicke, um so älter ist der Boden und umgekehrt. Bei einer Gegenüberstellung zweier oder mehrerer solcher in ihrer Mächtigkeit gestaffelter Böden umfaßt folglich der mächtigste den längsten Bildungszeitraum, während die übrigen entsprechend ihrer Dickenrelation altersmäßig abgestuft sind.

Es liegt auf der Hand, daß derartig abgeleitete Altersunterschiede normalerweise nur relativen Charakter haben, doch kann man in manchen Fällen aufgrund der Erfahrungswerte bei rezenten Böden auch Rückschlüsse auf die absoluten Unterschiede in der Bildungsdauer ziehen, deren Genauigkeit allerdings wegen der sehr unsicheren Grundlage innerhalb weiter Grenzen schwanken kann.

Unter Zuhilfenahme dieser Methode hat etwa K. BRUNNACKER (s. o.) eine Altersabschätzung des Gesamtquartärs versucht, in der er die warmzeitlichen Perioden dieser geologischen Epoche aufgrund der in ihnen jeweils auftretenden mittleren Bodendicken in absolute Zeiteinheiten umwertet und diese schließlich mit den auf andere Weise gewonnenen Werten für die Kaltzeiten zu einem zeitlichen Gesamtbild des Quartärs vereinigt.

Diese, wie auch andere Arbeiten lassen erkennen, daß der Methode als solcher — abgesehen vielleicht von Vorbehalten, die den Grad der Genauigkeit betreffen — durchaus ein Aussagewert zuerkannt wird. Die Verwendbarkeit der Bodendicke als Anzeiger der Bodenbildungszeit scheint also unter den genannten Voraussetzungen gesichert.

Wir erachten es trotzdem für notwendig, dieses Indiz noch einmal mit einer ganz bestimmten Blickrichtung auf seinen Gültigkeitsumfang hin kritisch zu durchleuchten. Es fällt nämlich auf, daß in dieser Methode ein praktisch unbegrenzt andauernder Dickenzuwachs vorausgesetzt wird, d. h. die Bodenmächtigkeit wird bei gleichbleibenden sonstigen Bildungsbedingungen als eine ausschließliche Funktion der Zeit angesehen.

Wir sind demgegenüber der Meinung, daß die Bodendicke auch bei langzeitig gleichbleibendem Wirkungsgefüge nur solange eine Proportionale der Zeit ist, solange der Boden noch nicht das Stadium der Reife (Bodenklimax) erreicht hat. In dem Moment jedoch, in dem er in allen seinen Zügen den herrschenden Umweltbedingungen angepaßt ist, hat u. E. auch sein Dickenwachstum ein Ende gefunden. Von diesem Zeitpunkt an wird selbstverständlich immer unter der Voraussetzung einer gleichbleibenden Faktorenkonstellation - die Bodendicke nur noch bewahrt, aber nicht mehr weiter vermehrt.

Die Gründe dafür sind folgende: Jede Bodenbildung verläuft in Richtung auf ein labil allen Einflußfaktoren angepaßtes, dynamisches Gleichgewicht bzw. versucht dieses - wenn es einmal erreicht ist - zu erhalten. Diese Entwicklung vollzieht sich aber nicht nur in Form chemisch-physikalischer Umwandlungen, die im Innern des Ausgangsmaterials einem solchen Gleichgewichtszustand zustreben, sie zielt vielmehr genau so auf die Herstellung einer ausgewogenen äußeren Balance zwischen der Bodenbildung (d. h. dem Verwitterungsfortschritt) einerseits und der Reliefentwicklung (d. h. der Abtragung oder Ablagerung) andererseits.

Jeder Boden wird folglich im Stadium des Gleichgewichts nicht nur seine größtmögliche innere Umwandlung und Gliederung besitzen, sondern auch seine maximale Mächtigkeit.

Beides wird sich in der Folgezeit bei gleichbleibendem Ursachengefüge nicht mehr merklich verändern, da der Boden von diesem Zeitpunkt an unter Wahrung seines inneren Aufbaus stets genau so schnell in die Tiefe oder Höhe wächst, wie Material an seinem Dach ab- oder aufgetragen wird.

Für unsere Fragestellung bedeutet das, daß die Bodenmächtigkeit als Zeitindex nur dann überhaupt von Wert sein kann, wenn für die Vergleichspartner sowohl das Vorhandensein eines mit Ausnahme der Zeit weitgehend identischen Wirkungsgefüges (- vor stadiums gesichert ist.

Da wir annehmen dürfen, daß diese Voraussetzungen auch bei der Untersuchung von K. BRUNNACKER (s. o.) entweder nicht vollkommen (- beim Klima --) oder aber gar nicht (- Nichtklimaxboden --) erfüllt waren, können wir uns auch seiner Beweisführung nicht vollinhaltlich anschließen. Das heißt allerdings nicht, daß wir die Ergebnisse seiner Schätzung ablehnen. Diese mag sowohl für die einzelnen Abschnitte, wie auch in ihrer Gesamtheit den angenommenen Größenordnungen entsprechen. Nur beweisen läßt sich dies u. E. mit Hilfe der Bodendicken nicht, zumindest nicht in diesem speziellen Fall.

Literaturauswahl:

- BÜDEL, J.: Klima-genetische Geomorphologie. Geogr. Rdsch. H. 7, 269-286, Juli 1963. FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lösse in Österreich. Eiszeitalt. u. Gegenw., 7, 49-77, 1956. - - Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. Mitt. Geol. Geol. Wien, 53, 1961. - - Die Gliederung der Würmeiszeit in Österreich. Rep. VIth Int. Congr. Quatern., Warschau 1961, 451-462, Lodz 1964. - - The Pleistocene in Eastern Austria. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 84, 179-199, 1965.
- KUBIENA, W. L.: Sobre el metodo de la paleoedafologia. Ann. Edafologia y Fisiologia vegetal, 13, 523-543, 1954. - - Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lößböden. Eiszeitalt. u. Gegenw., 7, 102-112, 1956. - - Prinzipien und Methodik der paläopedologischen Forschung im Dienste der Stratigraphie. Z. dt. geol. Ges., 111, 643-652, 1959. - - Paleosoils as indicators of paleoclimates. Unesco/NS/AZ. Symposium, Rome 1961.
- SCHÄDEL, K. & WERNER, J.: Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. Eiszeitalt. u. Gegenw., 14, 5-26, 1963.

Manuskr. eingeg. 18. 4. 1967.

Anschrift des Verf.: Dr. Otmar Seuffert, 8702 Zell b. Würzburg, Adalbert-Stifter-Weg 92.

BRUNNACKER, K.: Regionale Bodendifferenzierungen während der Würmeiszeit. Eiszeitalt. u. Gegenw., 7, 43-48, 1956. - - Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. Geol. Bavar., 34, München 1957. - - Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. Geol. Jahrb., 76, 1959. - Die Würmeiszeit im Lichte der Lößforschung. Rep. VIth Int. Congr. Quatern., Warschau 1961, 441-449, Lodz 1964. - - Schätzungen über die Dauer des Quartärs, insbesondere auf der Grundlage seiner Paläoböden. Geol. Rdsch., 54, 415-428, 1965.

The Post-glacial history of vegetation and climate at Ennadai Lake, Keewatin, and Lynn Lake, Manitoba (Canada)

By HARVEY NICHOLS, Madison

With 5 figs.

S u m m a r y. Peat from Keewatin and Manitoba contained macrofossil and palynological evidence of former latitudinal movements of the forest — tundra boundary probably in response to the changing location of the mean summer position of the Arctic front. There was very rapid melting of the large late-Wisconsin icesheet between 8000 and 6000 years B. P., and swift immigration of *Picea*, with no evidence of tundra vegetation after deglaciation. From 6000 to 3500 years B. P. the Boreal forest extended far north of its present limit, with a short-lived cooler phase about 5000 years ago. This generally warm period was followed by cooler and variable climatic episodes after 3500 B. P. and by a climatic deterioration about 2600 years ago. There was an amelioration between 1500 and 600 B. P., followed by a prolonged cold episode which terminated peat growth in the tundra. The approximate mean summer temperatures at Ennadai Lake have been estimated from the changing location of the northern limit of forest. The radiocarbon dates for these climatic events coincide with a number of changes recorded in the climatic history of northwest Europe.

Z u s a m m e n f a s s u n g. Torf-Proben in Keewatin und Manitoba (Canada) enthalten Makrofossilien und Pollen, die als Beweis einer Nord-Süd-Verschiebung der Wald-Tundra-Grenze, wahrscheinlich infolge einer Veränderung der mittleren Sommerlage der arktischen Front, gedeutet werden können. Zwischen 8000 und 6000 B. P. ist die ausgedehnte Spät-Wisconsin-Eisdecke rasch geschmolzen, und *Picea* hat sich sogleich eingestellt, ohne daß Spuren einer Tundra-Vegetation nach Rückgang des Eises auftraten. Von 6000 bis 3500 B. P. dehnte sich das boreale Waldgebiet weit nördlich von seiner jetzigen Grenze aus, nur vorübergehend unterbrochen durch einen kühleren Zeitabschnitt vor ungefähr 5000 Jahren. Dem im ganzen relativ warmen Zeitabschnitt folgte, ungefähr ab 3500 B. P., eine kühlere und stark veränderliche Klima-Periode, und dann eine ausgesprochene Klima-Verschlechterung, die vor etwa 2600 Jahren einsetzte. Anschließend erscheint eine Milderung zwischen 1500 und 600 B. P., gefolgt von einem langen Zeitabschnitt kalter Witterung, mit der das Torf-Wachstum in der Tundra ein Ende findet. Auf Grund der wechselnden Lage der nördlichen Baumgrenze können angenäherte Werte der mittleren Sommertemperaturen am Ennadai-See geschätzt werden. Eine Reihe von ¹⁴C-Werten für obige Zeitabschnitte zeigt, wenigstens hinsichtlich der Anzahl der Wechsel der genannten Perioden, gute Übereinstimmung mit der Klima-Geschichte Nordwest-Europas.

Introduction

The forest — tundra boundary in southern Keewatin has been shown by aerial survey to be sharply delineated (LARSEN, 1965a). Continuous forest (defined as greater than $50^{\circ}/_{0}$ of the ground covered by trees, ibid.) gives way to tundra within about 20 km. The topography of this part of Keewatin is unmarked by breaks in relief or by geological changes; the land is level or gently sloping, and there are no known soil changes which might give rise to this vegetational discontinuity. The division seems to be primarily due to climate (LARSEN, 1965b).

HARE (1951) reviewed the attempts to explain the forest limit in climatic terms, and concluded that none of the explanations was entirely satisfactory. It may prove inadequate to suggest that a single meteorological parameter — such as temperature — should control vegetation growth in this situation, since the plant experiences and responds to a number of climatic parameters.

Recent recognition that the mean summer position of the Arctic front coincided with the tree-line¹) has led to the hypothesis that the extent of the tundra is limited by the

1) 'Tree-line' is here used as a synonym for 'forest limit', but it does not imply the northern limit of tree growth.

presence of the dry cold Arctic airmass during the growing season (BRYSON, 1966). Treegrowth begins south of the Arctic front, in territory which in summer is dominated by warm moist Pacific or tropical airmasses. The sum of the climatic parameters is contained in the concept of the airmass, which is a body of air with approximately homogeneous horizontal characteristics, particularly with reference to temperature and moisture (HUSCHKE, 1959).

If the position of the forest-tundra ecotone in the past has also been controlled by the summer boundary between the Arctic and Pacific airmasses, (that is, the Arctic front), then past movements of the tree-line probably reflected changes in the summer location of the front. An attempt has been made in the present work to estimate the position of the Arctic front from the forest history derived from the pollen diagrams and plant macro-fossil analyses.

There is growing evidence that a number of the major phytogeographic boundaries of North America coincide with airmass boundaries which form frontal zones (BRYSON, 1966). If future work confirms that this represents climatic control, then the recognition of past vegetation zones and the mapping of former ecotones may provide a reconstruction of the airmass distribution for the post-glacial period in North America.

The work of BRYSON, IRVING & LARSEN (1965) on the stratigraphy of the foresttundra ecotone in the district of Keewatin, Canada, demonstrated that there were two periods during the post-glacial when there was a northward extension of the Boreal forest beyond its present limit. In the present study these conclusions have been supported and amplified by palynological and macro-fossil analysis from two peat bogs which contain records of vegetational and climatic change.



Fig. 1. Location map. The shaded area represents the late — Wisconsin ice-sheet postulated by Falconer, Ives, Løken and Andrews, 1965, (redrawn by permission). The broken line depicts the modern northern limit of continuous forest as mapped by Larsen (1965a).

This work has initiated a research project at the University of Wisconsin which aims at establishing a north-south transect of sites across North America, in which palynology and radiocarbon dating are being used to examine problems of vegetational history and palaeo-climatic change. These investigations have been concentrated along a line approximating to 100° West longitude which crosses many of the vegetation zones and airmass boundaries of the continent. It is hoped that the chosen sites will have registered climatically-induced displacements of phytogeographic boundaries.

The Literature

The present work is closely related to that of other members of the Department of Meteorology who have studied the climate, vegetation and soils of central and northern Canada (particularly Keewatin and Manitoba) for the past decade. LARSEN (1964a, 1964b, 1965a, 1966a, 1966b) has investigated the ecology of the modern plant communities, especially in relationship to climate and micro-meteorology. A number of prolonged trips by canoe have been made by him, during which the recording and sampling of archaeological sites (by W. N. IRVING) and fossil soils also took place (BRYSON, IRVING & LARSEN, 1965). Scores of long reconnaissance and mapping flights have been made over this area to determine the freezing and thawing times of lakes (PETERSON, 1965; MCFADDEN, 1965), and the films taken of the terrain have been used to map vegetation boundaries such as the northern edge of the Boreal forest (LARSEN, 1965b). Ground parties have undertaken micrometeorological and permafrost studies throughout this part of Canada (KNOLLENBERG, 1964; WENDLAND, 1967; LETTAU, 1966). Abbreviated and preliminary treatments of the present material have been presented elsewhere (NICHOLS, 1967a, b).

The work of RITCHIE (1956a, b, 1957, 1959, 1960a, b, c, 1962, 1964) on the vegetation of Manitoba has provided a sound base for palaeobotanical studies of that region (LICHTI-FEDEROVICH & RITCHIE, 1965).

The extent of present knowledge of the vegetational and climatic history of Canada was recently summarised by TERASMAE (1961), but the evidence was mainly from southern and particularly south-eastern Canada. The pattern of events was similar to the familiar Anathermal-Hypsithermal-Hypothermal sequence, but the radiocarbon dates were few, and they were particularly sparse for the Canadian late-Holocene period. It is easier to compare the diagrams described here with the closely-dated sequence of north European climatic changes than with the imperfectly known history of neighbouring parts of Canada (some of which have the drawback of being in different climatic zones). The careful palynological work of RITCHIE (1964) in southern Manitoba can not as yet be compared with the diagrams from Ennadai and Lynn Lake because the upper sections of his cores lack radiocarbon dates.

The dates for the climatic events which are presented in this paper are apparently compatible with those suggested for recent glacial movements in North America by PORTER & DENTON (1967).

FREDSKILD (1967) has shown that at a site on the west coast of Greenland there is radiocarbon-dated palynological and stratigraphic evidence for climatic change which was compared with North European climatic history. The relevance of his work to the present study is examined below.

The Sites

The two sites described here lie in the northern part of the Boreal forest and at the tundra edge, locations which may be expected to have recorded movements of the forest limit in response to climatic change. The ecotonal location of Ennadai Lake and also the importance of *Sphagnum* bog mosses in its stratigraphy has made this more responsive to environmental changes than Lynn Lake. The latter is vegetationally and climatically
in a more "complacent" situation in the middle of the Boreal forest. The Lynn Lake diagram provides confirmation of the major climatic changes registered at Ennadai.

Peat monoliths were collected from Ennadai Lake, Keewatin (61° 10' N. lat., 100° 55' W. long.) and from Lynn Lake in Manitoba (56° 50' N. lat., 101° 03' W. long.). Both deposits lie within the Cockburn end-moraine system described by FALCONER, IVES, LøKEN & ANDREWS (1965) (Fig. 1). They believe that this represents a late-Wisconsin icesheet which occupied the Hudson Bay area until at least 8000 years ago. The organic deposits at Lynn Lake and Ennadai did not begin to accumulate until this ice had wasted away, and at Ennadai Lake deposition was probably delayed until after the draining of Glacial Lake Kazan (LEE, 1959). The necron mud which at Lynn Lake overlies the proglacial lake clay has been assigned a date of 6530 \pm 130 years B. P. (WIS. 72) (BENDER *et al.*, 1966). The difficulties of sampling permafrozen peat at Ennadai prevented penetration to the minerogenic base, but a date of 5780 \pm 110 years B. P. (WIS. 67) was obtained for the lowest peat sample.

Ennadai Lake lies at the limit of continuous forest with its northern end in the tundra, while the south end of the lake is surrounded by an open forest composed mainly of *Picea mariana*, occasional *Picea glauca*, *Larix laricina*, *Alnus crispa* and *Salix* spp. (LARSEN, 1965b). Aerial reconnaissance and ground surveys along the tree-line have indicated that the transition from continuous forest to tundra is quite sharp in this area, taking place within about 20 km., although scattered clumps of *Picea mariana* are found in favourable sites to the north of the forest border (ibid.). Lynn Lake, about 450 km. south of Ennadai, lies in an area of open sub-Arctic woodland, where spruce forest dominated by *Picea mariana* constitutes the vegetational climax for the region, with *Pinus banksiana* serving as the typical pioneer on the open land following severe fire (RITCHIE, 1956b).

Climate

The following data illustrate the shortness and aridity of the growing season of the tundra at Ennadai Lake (dominated by Arctic air in summer) and the longer, wetter summer of the Boreal Forest at Lynn Lake (occupied by Pacific and tropical airmasses during the growing season).

	April	May	June	July	Aug	Sept	Oct
Ennadai Lake ²)							
mean daily temp. (° F)	11	29	42	52	53	39	21
mean monthly precipitation (inches)	0.28	0.49	0.66	1.35	0.88	1.40	0.97
Lynn Lake ²)							
mean daily temp. (° F)	24.7	42.0	53.6	60.03)	56.8	44.4	33.4
mean monthly precipitation (inches)	1.11	1.23	1.75	2.00	3) 2.19	2.74	1.26
0 11 16 1 1							

Sampling Methods

In 1963 J. A. LARSEN cut a continuous vertical section from an exposed peat bank at the northern end of Ennadai Lake. This material was kept wrapped in polythene and under refrigeration until it was used for palynological and radiocarbon purposes. The sampling ceased where permafrost was encountered at the bottom of the bank, and no inorganic base was reached. In sub-Arctic regions where peat rests on impermeable materials (for instance the lacustrine clay at Lynn Lake) the accumulation of water often leads to the formation of ice lenses. It is quite likely that the organic-inorganic interface underlying the Ennadai peat bank lay close to the point at which sampling was abandoned, and that the permafrost was associated with that contact.

It is presumed that Ennadai Lake has had a post-glacial history approximately as long as Lynn Lake, and probably no longer, since Ennadai lay farther away from the edge of the late-Wisconsin icesheet (according to FALCONER et al., 1965). The basal date

²⁾ These observations cover less than a decade, and are post-1945.

³⁾ estimated.

from Ennadai (5780 \pm 110 B. P., WIS. 67) is sufficiently close to that of the oldest organic material at Lynn Lake (6530 \pm 130 B. P., WIS. 72) that one supposes that there is no great depth of peat remaining to be excavated from the peat bank at Ennadai Lake.

An exposed peat bank at Lynn Lake was sampled by H. NICHOLS in 1964. Since the lower metre of peat was permanently frozen, dynamite was employed to shatter the face of the peat bank so that an approximately vertical and almost continuous section of peat could be prised away from the broken face. Sampling by explosives proved to be a hit-ormiss affair, and later trials indicated that a conventional chain-saw could cut out blocks of frozen peat much more satisfactorily (NICHOLS, 1967c). Where no exposed peat faces exist, dynamite could conceivably be employed to create holes, the sides of which might then be sampled by chain-saw.

Stratigraphy

The following is a shortened account of the stratigraphy recorded from the two sites. After samples were extracted for pollen analysis the peat monoliths were divided into horizontal slices 2 cm thick for radiocarbon dating and plant macro-fossil analysis.

Monoliths were cut from exposed peat banks at the two sites, and though the exposures were carefully cleaned before sampling, post-depositional events have clearly left their mark in the form of secondary humification, charring of the outer face of the peat, and penetration of the roots of the Ericaceae into older materials.

My thanks are due to Dr. KUKACHKA and Dr. KOEPPEN of the Forest Products Laboratory, Madison, Wisconsin, for the identification of wood and charcoal samples of *Picea* and *Larix* found in the peat.

Ennadai Lake, Keewatin

Surface: - covered by living Ledum palustre and Vaccinium vitis-idaea.

0	-	10	cm	Very humified peat, dark brown and crumbly.
10		18	cm	Very humified <i>Sphagnum</i> peat, with Ericaceae roots penetrating from the outer face of the peat bank.
18	-	20	cm	Moderately humified Sphagnum peat.
20	-	30	cm	Fairly fresh Sphagnum, but with the outer peat face charred from 26 to 30 cm
30	-	37	cm	Dark brown humified Sphagnum peat, with many included charcoal frag- ments.
37	-	44	cm	Fairly fresh Sphagnum remains, containing charcoal fragments and oc- casional grains of sand. Outer peat face more humified.
44	-	50	cm	Very fresh unhumified Sphagnum peat, with a few Cyperaceae stems and a leaf of Vaccinium vitis-idaea.
50	-	59	cm	Sphagnum-Cyperaceae peat, with many leaves of Vaccinium vitis-idaea, and one leaf of Ledum palustre.
59	-	61	cm	Charcoal horizon, containing Picea needles.
61	-	68	cm	Unhumified Sphagnum peat, with many Picea needles and some stems of Cyperaceae. Outer peat face charred.
68	_	70	cm	Fresh Sphagnum, with many Picea needles and some Cyperaceae stems.
70	-	751/2	cm	Fresh Sphagnum peat with many Cyperaceae rhizomes and a few Picea needles. Occasional leaves of Vaccinium vitis-idaea and Ledum palustre.
751	2-	761/4	cm	Burnt Sphagnum peat, with small charred twigs.
76 ¹ /	4-	84	cm	Fresh unhumified Sphagnum, containing many Cyperaceae stems and remains of Polytrichum mosses.
84	-	91	cm	Charcoal horizon, with carbonised leaves of Vaccinium, Ledum and Picea, burnt Ericaceae roots, and partially charred piece of Larix wood measuring 10 x 10 x 3 cm.
91	-	951/2	cm	Fresh Sphagnum peat containing Cyperaceae rhizomes.
951	2-	96	cm	Charred peat, with carbonised <i>Picea</i> needles.
96	_	102	cm	Fresh Sphagnum peat with Cyperaceae stems and some Picea needles.
102	-	104	cm	As above, but outer peat face is charred and has burnt Picea needles and Ledum leaves.
104	—	105½	cm	Charcoal horizon, with burnt Picea and Ledum leaves, Cyperaceae stems and unidentified twigs.
1053	2-	110	cm	Moderately humified Sphagnum peat.

110		110		Each Sal communicate with some Catheracede remains and Piced needles
110	-	118	cm	Changed having much hund twigs and needles (of <i>Diged</i>)
110	v	12072	cm	Charcoal horizon, with burnt twigs and needles (ci. 1 itea).
120,	/2-	123	cm	2 mm chargoal lavor
122		125	cm	Easily fresh Scharnum post except for humified hands at 125 and 131 cm
125	_	144	cm	Cyperaceae remains throughout.
144	-1	150	cm	Fresh unhumified Sphagnum peat, with leaves of Picea and Vaccinium, stems of Cyperaceae and roots of Ericaceae.
150		154	cm	Very dark and humified peat with Picea needles and Ericaceae roots.
Furt	ther j	peneti	ration p	prevented by permafrost.
				Lynn Lake, Manitoba
0	_	5	cm	Dark brown humified moss peat with Cyperaceae stems and leaves. Ericaceae
5		0		As above, with numerous <i>Betula</i> wood fragments
9	_	11	cm	Inhumifed Stheanum part
11	_	12	cm	Humified Sphagnum peat with Ericales leaves and many needles of Lariz
11	-	12	cm	Lavising
12		121/		Unhumified Sthamum post
12	1/	14	cm	Humified sadae peat
12. A+	/2-	14	cm	Sand lavor 2 mm thid
14		23	cm	Moderately humified sadae post becoming lighter below
23		20	cm	As above, with freements of <i>Betula</i> wood
20		20	cm	Carbonicad mood with charred cones of <i>Direct mariana</i>
20	_	29	cm	Carbonised wood, with diarred cones of ricea martana.
29	_	30	cm	crumbly dark brown sedge peat with wood fragments and twigs. Oc-
26		4.1		Laburified adda neat Ericalas laguas at 38 and 40 cm
41	_	44	cm	Patula wood fragments amongst frash sadaa paat
44	_	16	cm	Seden next with Ericales leaves at 44 cm and a fear charges fragments
44		40	cm	at 45 cm.
46	_	48	cm	Sedge peat, with Ledum leaves, and charcoal at 47 cm.
48		50	cm	As above, with carbonised twigs.
50		52	cm	Sedge peat with Ericales leaves.
52		56	cm	Detritus peat, with stems of Cyperaceae, Ericales leaves, and charred wood
				fragments, 1 mm silt laver at 54 cm.
56		62	cm	Sphagnum peat with sedge stems and leaves, a few Ericales roots, silt at
				56 cm and charcoal at 60 cm.
62	-	64	cm	Crumbly oxidised sedge peat, with outer face charred.
64	_	110	cm	Crumbly oxidised sedge peat, with broken Cyperaceae stems and leaves.
				Charcoal layer at 95 cm.
110	_	126	cm	Coarse detritus mud.
126	_	131	cm	Fine ditritus mud.
131	-	142	cm	Silty necron mud. Ice lenses at about 140 cm.
142	-	155	cm+	Blue-grey lacustrine clay.
	Dr.	w. s	. G. M	laass was kind enough to identify the mosses making up peat samples
fro	n so	me n	oints i	n the Ennadai monolith, and to make some comments on the possible
in	ifica	P	of the	constituents (muitten communication). The following is a summer of
sign	innca	ince (of the	constituents (written communication). The following is a summary of
his	rema	irks:		
De	nt]	h T	dent	ity Possible significance

- 50 cm Sphagnum fuscum KLINGGR. and possibly S. rubellum WILS. A few perichaetia were present.
- 70 cm Same as above, one perichaetium.
- 115 cm S.fimbriatum WILS., S.girgensohnii RUSS. No perichaetial leaves dedected.
- 130 cm Possibly S. girgensohnii, and perhaps S. robustum Röll.
- 135 cm Possibly S. girgensohnii and / or S. robustum.

Hummock-forming species, possibly indicative of drier and more acidic conditions.

Possibly wet horizon, with this and the lower samples existing in either a tundra, an open forest over mineral ground, or amidst bushy fen vegetation.

The peat bank at Ennadai Lake is composed primarily of Sphagnum bog mosses in varying states of humification. The significance of atmospheric moisture to the growth of Sphagnum makes it possible to gain some idea of the precipitation-evaporation budget from the rate of Sphagnum growth and the degree of humification (or oxidation) of the peat. In northern Europe this concept has resulted in the recognition of wetter and drier episodes from the "recurrence surfaces" and "retardation layers" in the peat bogs (GODWIN, 1954, 1960). I suggest that at Ennadai the very fresh unhumified pale-brown Sphagnum peat (which often contains very high percentages of Sphagnum spores) accumulated under relatively warm, wet conditions, when the Arctic front lay to the north of the site. I think that the dark-brown humified peat (with low Sphagnum spore counts) represents drier and colder periods, when the Arctic airmass occupied Ennadai in summer. At the present day a southward extension of the average summer position of the Arctic front causes the associated stormtrack to affect more southerly latitudes than before. Ennadai, lying north of the frontal zone, experiences colder and drier conditions at the same time as sites to the south get colder and wetter. When the frontal zone is far to the north Ennadai enjoys warmer and wetter conditions while more southern locations are drier since they are missed by the stormtrack.

The peaks of *Sphagnum* spore numbers recorded in the Ennadai diagram are often associated with changes in peat humification, some of them not very clearly marked. The growing season is short at Ennadai Lake and for most of the year the surface of the peat is frozen and is not subject to oxidation. At this site the production of *Sphagnum* spores seems to be an additional indicator of environmental change which supports and amplifies the evidence of peat humification, a conclusion which is supported by work by TALLIS (1964), TSUKADA (1966) and FREDSKILD (1967) in peat studies in northern England, central Japan and the west coast of Greenland. In these three studies peaks of *Sphagnum* spores coincide with bands of unhumified peat. A similar relationship has been noted in a pollen diagram from central Manitoba (NICHOLS, 1967e). TYRRELL (1910) noted that *Sphagnum* bogs were found extensively in the lowland woods of northern Manitoba, and that they reached to the northern limits of the forest; *Sphagnum* growth appears to be inhibited by the cold dry Arctic air which occupies the tundra.

The Pollen Diagrams: Vegetational and Climatic History

The total pollen sum counted (excluding Sphagnum) was 300 grains which was expressed as $100^{0}/_{0}$, most of which consisted of tree pollen (especially Picea and Pinus). In expressing Sphagnum values the spore numbers were related to the 300 grain counts which were treated as $100^{0}/_{0}$. The rest of the slide was scanned to locate infrequent pollen grains not encountered in the initial sum. Counts of more than 300 grains from this material do not appear to alter the percentages significantly, and it is felt that scanning is a more efficient method of locating uncommon grains than recording large numbers of more prevalent pollen.

8000 to 6000 Years B.P.

The late-Wisconsin icesheet which covered this area at least as late as 8000 years B.P. (FALCONER et al., 1965) seems to have melted very rapidly. By 6500 years ago accumulation of organic mud had begun at Lynn Lake, while prior to 5800 years B.P. at Ennadai not only had the ice disappeared but in addition Glacial Lake Kazan had drained sufficiently to allow formation of terrestrial peat. Ennadai Lake is approximately 300 miles (480 km) from the nearest end moraines mapped by FALCONER et al. (1965) so that the icesheet covering that distance seems to have disappeared within a maximum period of 2000 years. A relatively warm climate (suggested by high percentages of Alnus and Picea pollen at the base of the pollen diagrams) seems to have characterised this



Fig. 2. Pollen diagram from the northern end of Ennadai Lake, Keewatin, Northwest Territories.

183



Fig. 3. Pollen diagram from Lynn Lake, Manitoba. The crosses mark grains found while scanning the slides, which were not included in the pollen sum.

Harvey Nichols

184

period, and this probably explains the swift wasting of the ice. Presumably this became a rapidly thinning sheet of "dead ice" and disappeared more or less contemporaneously by down-melting over a large area. It is interesting to note that the major post-glacial rise of sea-level was accomplished during this period (GODWIN, SUGGATE & WILLIS, 1958).

The high Sphagnum spore percentages and the presence of Sphagnum girgensohnii and possibly S. robustum in the unhumified peat at Ennadai point to a relatively wet climate. I suggest that at this time (about 5800 years ago) the mean summer position of the Arctic front was close to and probably somewhat north of Ennadai peat bank. This would result in rain at the frontal zone and to the south during the growing season, and the spruce trees and Sphagnum bogs would thrive in the warm, moist southerly air.

It is apparent from the pollen diagrams that shortly after the melting of the icesheet there was a considerable cover of spruce and alder established in northern Manitoba and southern Keewatin. The low values for non-arboreal pollen at the base of both diagrams plus the presence of *Picea* needles in the peat at Ennadai suggests that any tundra which may have fronted the ice was of very limited extent and was swiftly replaced by open spruce forest. The moderate but increasing percentages of *Picea* pollen at the base of these diagrams suggests the continued migration of spruce trees onto a recently deglaciated landscape under ameliorating climatic conditions. The spruce trees and alders probably grew very close to the ice margin or even on the morainic surface of the ice extends only a few hundred metres from the glacier. *Picea* may have migrated over the freshly-exposed ground as quickly as the ice retreated. It traversed at least 300 miles (480 km) within approximately 2000 years (at most) to reach Ennadai Lake by 5780 \pm 110 years B. P. (Wis. 67), a minimum mean rate of 15 miles (24 km) per century.

The period 8000 to 6000 years B. P. in northwestern Europe fell within the warmest period of the post-glacial, the so-called Climatic Optimum (GODWIN, 1956). The rapid deglaciation of central Canada and the swift immigration of the forest suggests that the two regions shared a substantial climatic amelioration at the same time.

6000 to 5000 Years B.P.

From the base of both diagrams to about 5000 B. P. there are low Sphagnum values and high counts of Alnus and Picea pollen at both sites. Spruce dominated the Ennadai scene, while at Lynn Lake there was a considerable element of alder in the spruce forest. The identification by Dr. MAASS of Sphagnum fimbriatum, S. girgensohnii and perhaps S. robustum in the peat at Ennadai possibly indicates relatively wet conditions. During this time the forest extended far north of Ennadai, suggesting a more northerly summer position for the Arctic front. It seems likely that this represented a warm period, characterised possibly by the presence of Pacific airmasses in southern Keewatin (in summer) as the Arctic airmass was displaced Poleward. It was probably during this period that podsolic soils were being formed under spruce forest as far north as Dubawnt Lake (63° 02' N. lat., 100° 48' W. long.) which is due north of Ennadai and 280 km beyond present tree-line (BRYSON *et al.*, 1965). It is calculated that this represented a rise in the mean summer temperature of about 3 degrees C. above present values at Ennadai (see Fig. 5).

In Europe this was the late Atlantic pollen zone, which falls within the period of the "Climatic Optimum". The estimated summer temperatures in northern Europe at that time were 2—3 degrees C. higher than at present (GODWIN, 1956). The amplitude of the temperature fluctuations appears to have been greatest in high latitudes (LAMB, 1963).

At 5140 \pm 100 years B. P. (Wis. 112, BENDER *et al.*, 1966) the Lynn Lake pollen diagram registered a decline in *Picea* and *Alnus* and a peak of *Sphagnum*, while at

Ennadai 4800 \pm 90 years B. P. (WIS. 166) *Picea* experienced its first major decline. At this level in the Ennadai stratigraphic record unhumified *Sphagnum* peat was replaced by moderately-humified peat (at 110 cm). A stratigraphic change is seen at Lynn Lake at approximately the same time, 5140 \pm 100 B. P. (WIS. 112) when drift peat was superseded by sedge peat at 70 cm. The thin layer of silt which separates the two peat types may represent some local disturbance of minerogenic material by rainwash or by increased lake level. The palynological evidence seems to have recorded an opening up of the spruce forest, and perhaps a southward retreat of the forest limit in Keewatin, conceivably as a result of a cooling trend in climate.

About 5000 years ago in northern Europe, the sub-Boreal period began with the "elm decline", a feature which may have reflected climatic change or cultural disturbance, or both (IVERSEN, 1941, 1960; GODWIN, 1956; TROELS-SMITH, 1960; SMITH, 1961, 1965). The vegetation changes resulting from the expansion of Neolithic agriculture at that time may have obscured the effect in the pollen diagrams of any north European climatic changes which occurred, so that the question remains unsettled.



Fig. 4. A tentative reconstruction of the location of the northern limit of continuous forest along the meridian 100° W. in central Canada. Stratigraphic evidence for forest (f) or tundra (t) is shown by short horizontal lines which represent the radiocarbon date and the standard deviation. The rest of the diagram is based on the pollen diagrams from the north end of Ennadai Lake and from Lynn Lake, and this palynological and stratigraphic evidence is less unequivocal. For instance, the vegetation changes following 5000 B. P. and from 3500 to 2500 B. P. are derived from radiocarbon-dated palynological evidence, but there is no clear stratigraphic evidence of a change from forest to tundra, so that the magnitude of the ecotonal movements can only be inferred. It is not known how far south of Ennadai the forest retreated between 2500 and 1500 B. P. and after 600 B. P.

The Post-glacial history of vegetation and climate at Ennadai Lake



Fig. 5. Estimated changes in the mean July temperatures at Ennadai Lake, Keewatin, derived from Figure 4. The departures from the modern means were calculated from the distance of the forest limit from Ennadai. When, for example, the forest extended 200 km north of Ennadai Lake it was assumed that the temperature at Ennadai resembled that now found 200 km to the south of that site. The probable error is thought to be $\pm \frac{1}{2}$ ° C. The climatic data were from post — 1945 observations covering less than a decade. — The magnitude of the cooling after 5000 B. P. is not known, beyond the fact that temperatures were not as low as modern figures. The deterioration from 2500 to 1500 B. P., and following 600 B. P., witnessed summer temperatures below modern values, but the amount of cooling is unknown (see comments on Figure 4).

5000 to 3500 Years B.P.

From about 5000 to 3500 years ago at Ennadai *Picea* had high but varied percentages, with increased but low counts of *Sphagnum* spores. *Pinus* registered a small increase. At Lynn Lake there was also a rise in *Pinus* percentages and a *Sphagnum* peak following 5140 \pm 110 B. P. (WIS. 112). At Ennadai at 3650 \pm 100 B. P. (WIS. 80) there was a charcoal layer which contained partially-burned wood (*Larix*) and carbonised *Picea* needles, after which *Picea* pollen declined and *Sphagnum* rose to very high values. Immediately above the top of the charcoal layer (84 cm) macro-fossils of *Polytrichum* mosses were identified. There was a stratigraphic change at Lynn Lake at 54 to 62 cm in which *Sphagnum* remains appeared in the sedge peat at the same level as a decline of *Alnus* and *Betula* percentages. *Picea* and *Pinus* seem to have benefitted from this change. A sample from 58 to 60 cm was submitted for radiocarbon assay, but the result, 5600 \pm 100 B. P. (WIS. 131, BENDER *et al.*, 1967), is inconsistent with the rest of the diagram and may be ignored.

Initially this was a cooler period at both sites, the first deterioration from the time of maximum post-glacial warmth. It was, however, still quite warm, for the tree-line was still north of Ennadai, and after the cooling at about 5000 B. P. the forest may have moved north again to its former extent. Podsolic soils were formed under coniferous forest during this time at Dubawnt Lake, 220 km north of Ennadai Lake (BRYSON *et al.*, 1965). The podsols were capped by a burned forest horizon dated 3430 \pm 100 B. P. (WIS. 12) (BENDER *et al.*, 1965) which was covered by tundra soils, indicating that forest regeneration did not take place after the fire.

The fire which occurred at Ennadai at 3650 B. P. destroyed the local spruce forest. The presence of *Polytrichum* remains in the peat suggests that this moss pioneerd the regeneration of vegetation on the land cleared by fire, since it is a colonist of bare mineral soils (particularly sand) in the central Canadian Arctic. It is suggested (BRYSON *et al.*, 1965) from the evidence at both Dubawnt and Ennadai Lakes that a major climatic deterioration took place there approximately 3500 years ago. The summer position of the Arctic front and the tree-line apparently moved south, which probably resulted in more frequent frontal storms at Ennadai.

At Pelly Lake in northern Keewatin (66° 05' N., 101° 04' W.) lacustrine mud has been exposed by a reduction in lake level. The basal organic material (dated 3360 ± 70 B. P., WIS. 216, BENDER *et al.*, unpub.) had higher percentages of *Picea* and *Pinus* pollen than have modern surface samples. It is suggested (NICHOLS, 1967d) that this might have reflected a treeline which lay farther north than now, and that there were more frequent southerly or westerly winds at the site during summer. The organic bed is shallow (less than 40 cm) and there is little change in the pollen percentages throughout the deposit, so that it is likely that it represents only a short span of time. The lacustrine mud passes conformably upwards into rootlet peat, which appears to have ceased to accumulate owing to drier (and therefore in this region probably colder) climatic conditions shortly after 3360 \pm 70 B. P.

The dates for the forest fires at Dubawnt and Ennadai are very similar, and it is possible that they represent the same catastrophe. It is appropriate to interject at this point a discussion of the possible significance of forest fires in the vegetational and climatic history of this area.

Climate and Fire

Fires caused by lightning generated by thunderstorms commonly occur in those areas of central Canada dominated by Pacific air which are near to the scene of frontal activity. At the front itself the fires are infrequent and short-lived because the region is affected by frontal rain, but field reports (personal communications by R. A. BRYSON and J. A. LARSEN) have recorded numerous fire-scars in the northern part of the Boreal forest south of the summer position of the Arctic front. By contrast, the territory north of the Arctic front, dominated by cold dry stable air, experiences few fires, but when they start there is usually no rain to extinguish them. Extensive lightning fires in central Canada are therefore likely to be associated with long-term climatic changes, as well as ephemeral meteorological effects.

As far as one can judge from the very limited state of present knowledge, a prolonged southward shift of the mean summer position of the Arctic front would leave the trees growing north of the front particularly susceptible to fire as well as to the difficulties of regeneration. A fire produced by lightning (or some other natural agency) might then sweep unchecked through the forest which had been killed and/or desiccated by the cold dry Arctic air during the growing season. This may explain why major burned forest horizons at four sites in Keewatin ranging from Dubawnt Lake to Ennadai Lake (a north-south distance of 220 km) have essentially the same age: 3430 ± 110 (WIS. 12), 3550 ± 120 (WIS. 18), 3650 ± 100 (WIS. 80), and 3540 ± 110 (WIS. 52) (BENDER *et al.*, 1965, 1966); these may represent one enormous conflagration. The soils evidence is that this occurred at a time of climatic deterioration, and it is conceivable that the desiccation of the spruce trees as the summer limit of Arctic air extended south into the forest encouraged the widespread burning.

FREDSKILD's (1967) pollen and macro-fossil analyses of peat from the west coast of Greenland (Sermermiut, Jakobshavn) recorded four peaks of charcoal particles (about the same size as pollen grains) derived from local cultural activity or possibly from longdistance transport from forest fires in Canada (ibid. p. 45, and Plate VI). Two of these peaks coincide with peaks of *Cyperaceae* pollen and *Sphagnum* spores attributable to wetter conditions locally, and a third maximum is contemporaneous with an intermediate moist period (ibid. p. 45). FREDSKILD has recorded four maxima of long-distance transported pollen (not native to Greenland) which occur at the same time as the peaks of microscopical charcoal.

The basal peak of particulate charcoal at Sermermiut was dated 3510 \pm 120 B. P. to 3360 ± 120 B. P. This coincides with the very extensive fire or fires which destroyed the forest between Dubawnt and Ennadai Lakes in Keewatin (a north-south distance of 220 km) at 3430 \pm 110 B. P., 3550 \pm 120 B. P., 3650 \pm 100 B. P., or 3540 \pm 110 B. P. (see above). This devastation occurred at a time of climatic deterioration (BRYSON et al., 1965; see above). The west to east circulation of the atmosphere in this region could be expected to carry burned material from Canada to Greenland, particularly if the fire occurred in summer (as is most likely). The summer air trajectories are at times direct from Keewatin to Greenland. The atmospheric turbulence associated with the fire(s) and the size and density of the charcoal fragments are such that it is theoretically very likely (from a consideration of Stokes' law) that such material should have been transported from the area of Ennadai Lake to the west coast of Greenland. It is possible that there were other large forest fires in central and eastern Canada about 3500 years ago, particularly in view of the suggested association with climatic change, so that it is conceivable that the charcoal at Sermermiut came from areas of Canada which are closer to Greenland than is Ennadai Lake.

Charcoal, exotic pollen, and high *Sphagnum* spore percentages have coincident peaks in the stratigraphic units 8 and 11 in the pollen diagram Sermermiut B (FREDSKILD, 1967, plate VI). The parallel representation of charcoal and alien pollen suggests again that the charcoal may have been transported a long distance, along with the exotic pollen; perhaps both derived largely from Canada. The peaks of *Sphagnum* spores and the change to unhumified *Sphagnum* peat at these same levels makes possible the inference that the peaks of charcoal and exotic pollen occurred at times of climatic change (at ca. 2350 ± 110 B. P. and 1540 ± 100 B. P.). It then becomes interesting to speculate that a change in the atmospheric circulation which brought about rapid *Sphagnum* peat growth and sporogenesis at Sermermiut might also have involved a shift in wind direction (during summer), so that particulates from North America were more likely than at other times to settle on the west Greenland coast. It is also possible that the atmospheric turbulence produced by burning dispersed North American pollen farther than usual.

The possibility that some of the charcoal resulted from anthropogenic factors may not be entirely unrelated to the speculation concerning the possible link with climatic change. For example, during the Scandinavian settlement of southern Greenland in the warm period prior to the thirteenth century A. D. there was little contact with Eskimos. It has been surmised that the latter group occupied northern Greenland during this favourable climatic episode (cf. The Vinland Sagas). The climatic deterioration of the thirteenth and fourteenth centuries A. D. forced the Eskimos back into southern Greenland, where they fought with the Scandinavian settlers (ibid.). It is conceivable that the coincidence of charcoal peaks and climatic changes at Sermermiut may partly have reflected cultural migration induced by climatic variations.

It is difficult to know to what extent stratigraphic hiatuses may have been created by burning at the two Canadian sites, but the radiocarbon dates are sufficiently closelyspaced and consistent that this does not appear to have produced any long gaps in deposition. Numerous charcoal horizons in the stratigraphic records from Ennadai and Lynn Lakes point to the occurrence of frequent fires between approximately 5000 and 1500 years B. P.

3500 to 2500 Years B.P.

In the following period, about 3500 to 2500 years B. P., there were very varied Sphagnum percentages, accompanied at Ennadai by variations in peat humification. Picea representation was irregular at Ennadai, while at Lynn Lake Alnus declined as Pinus and later Betula rose. The rapid fluctuations in the behaviour of Sphagnum and Picea suggest variable environmental conditions at Ennadai, while there were less extreme changes at Lynn Lake. The charcoal layers in the Ennadai peat indicate that some of the sharp falls in spruce pollen percentages were due to fire, but this does not explain the rapid changes of Sphagnum spore production and peat composition. It is possible that during this cooler period the summer position of the Arctic front was in the general area of Ennadai Lake. In that situation short-lived movements of the front to north and south of Ennadai would have resulted in exposure of the site to frontal storms alternating with drier episodes. The spruce forest may have had time during these periods to move north for a few miles under favourable climatic conditions, and then for the advance to have been negated by a southerly extension of Arctic air. The desiccation of the forest during cold periods may have made it more vulnerable to burning.

It is also possible that prevailing wind direction may have had an influence on the representation of *Picea* pollen in the Ennadai diagram. There is little long term climatic data from the central Canadian Arctic, but the little that exists, added to experience during fieldwork, suggests that in summer areas which lie north of the forest limit are characterised by dominant winds from the north-out of the tundra (BRYSON, 1966). The north wind is so reliable that in the field one may almost dispense with a magnetic compas for direction finding. Such prevailing winds from the tundra would probably reduce the representation of pine and spruce pollen at the Ennadai peat bank when the front lay south of Ennadai. Conversely, when the Arctic front lay north of Ennadai Lake in summer the winds from the Pacific or tropical airmasses would be from the forested regions to the west or south, and Picea and Pinus pollen would probably be greatly overrepresented at Ennadai Lake. Because of this I would predict that the modern annual percentages of spruce and pine pollen deposited just north of the forest limit would vary considerably if the Arctic front shifted a few miles north or south of the site from year to year. Thus the fluctuating Picea and Sphagnum percentages may have represented a variable storm-track (i. e. frontal) location during this period.

The saw-tooth pattern of *Picea* representation seen in the Ennadai pollen diagram between 110 and 20 cm is therefore probably not an artefact of counting. It may be noted that the same analytical methods have not produced irregular pollen percentages at Lynn Lake, which is in a much less sensitive location as regards climatic and vegetational changes.

In northern Europe the later sub-Boreal period was probably somewhat cooler than the Atlantic, and towards the end there were short-term climatic variations lasting only a few centuries when cooler wetter phases or prolonged dry heat waves gave rise to recurrence surfaces and retardation layers in the peat bogs (GODWIN, 1956).

The sporadic recurrence of Sphagnum peat growth and the peaks of Sphagnum spores between circa 3600 and 600 years B. P. at Ennadai are possibly of more than local significance. The Canadian "muskeg" is similar to the "blanket peat" of northern Europe, and the few radio-carbon dates available for this type of accumulation indicate that in central Canada it started to grow about 2400 years ago (Potzger & Courte-MANCHE, 1954; 2380 \pm 90 [WIS. 1] BENDER *et al.*, 1965), the date of WEBER'S (1926) original "Grenzhorizont" (GRANLUND'S RY III, 1932). Further possible parallelism between the past climate of northern Europe and this part of Canada may be inherent in the dates assigned to the increases in Sphagnum percentages at Ennadai which often coincide with layers of less humified peat and are thought to have registered accelerated

peat growth under wetter conditions (cf. TALLIS, 1964; TSUKADA, 1966; and FREDSKILD, 1967). The first major rise in *Sphagnum* counts at Ennadai took place shortly after 3650 \pm 100 years B. P. (WIS. 80). Material underlying the successive *Sphagnum* peaks (and decreases in peat humification) has been assigned dates of 3140 \pm 105 years B. P., 2670 \pm 105, 1510 \pm 80, and 630 \pm 70 years B. P. (WIS. 139, 93, 88 and 133). These last four dates correspond to those which GRANLUND (1932) assigned (on the basis of archaeology and palynology) to the Swedish recurrence surfaces he named RY IV, III, II and I.

Radiocarbon dating has been applied to the phenomena of recurrence surfaces and retardation layers in the peat bogs of northwest Europe, and changes in peat stratigraphy have been shown to have occurred at those times which Granlund estimated, among others. However, there is some scattering of the dates inherent in this method of age determination, and there is too the problem of incorrect sampling and contamination, along with the possibility that a recurrence surface may not be synchronous at different places in the same bog (GODWIN, 1960). Different climatic sensitivities between regions and even between topographic situations may have complicated the picture. Some locations appear to be so close to some climatic threshold which controls peat growth that they have recorded very many changes, some of which were too slight to be registered by climatically "complacent" sites. The question of the dates of these climatic events which appear to have encouraged peat regeneration is not settled, though there is general agreement on the deterioration which marks the beginning of the sub-Atlantic period c i r c a 2300 to 2800 years B. P.

2500 to 1500 Years B.P.

Zone A2 at Ennadai, occurring between 2600 and 1500 years B. P., was characterised by low *Sphagnum* counts, humified peat, irregular *Picea* values, increased Ericaceae percentages and the presence of sand grains in the peat at 40 cm. At this time the spruce forest retreated or became patchy, the peat grew slowly and oxidised, and the tundra spread around Ennadai Lake. The sand grains probably represent breakdown of the local plant cover, which exposed the nearby sandy eskers to attack by wind. It seems likely that a drier, colder climate prevailed during the growing season at Ennadai, suggesting that the Arctic airmass extended south.

The suggested southward extension of the Arctic airmass would have caused the stormtrack which forms at the Arctic front to affect more southerly regions. A very great increase in the numbers of *Sphagnum* spores took place at Lynn Lake shortly before 2170 \pm 80 years B. P. (WIS. 113), suggesting that areas to the south of the Arctic front in summer experienced some sort of environmental change, possibly to a colder and wetter climate during the growing season. The initiation of peat growth at Root Lake in central Manitoba began at 2380 \pm 90 years B. P. (WIS. 1) (BENDER *et al.*, 1965), supporting the suggestion that other areas of Manitoba experienced a climatic change at about the same time.

At Lynn Lake there was a sharp decline in *Picea* and *Pinus* percentages at 30 cm, with a short-lived peak of *Betula* pollen. At this level carbonised wood was found in the peat, with charred cones of *Picea mariana*, and above this at 23 to 28 cm the peat contained unburnt *Betula* wood. It seems likely that a fire destroyed the local spruce-pine forest, and that birch was temporarily able to colonise the cleared land.

FREDSKILD (1967) in his work at Sermermiut, Jakobshavn, on the west coast of Greenland, found that *Salix* scrub was replaced by unhumified *Sphagnum* peat after 2570 \pm 110 B. P. and before 2350 \pm 110 B. P., a change he attributed to altered moisture conditions. He suggested four explanations: 1) higher precipitation in the form of rain during the summer; 2) a heavier snow-fall during autumn and winter; 3) a raising of the permafrost table; or 4) a lowering of the summer temperature. The fresh *Sphagnum* peat

horizon was marked by very high counts of *Sphagnum* spores. Another *Spagnum* peat horizon was formed after 1940 \pm 100 B. P. and before 1540 \pm 100 B. P., again characterised by a peak of *Sphagnum* spores. FREDSKILD noted the similarity of the ages of these horizons to RY III and II of GRANLUND (1932).

The beginning of the sub-Atlantic period in northern Europe about 2500 years ago marked a widespread climatic deterioration, represented by flooding horizons, extensive peat growth, and the closing of Alpine passes by ice (GODWIN, 1954, 1956). The evidence from Europe and Russia (BUCHINSKY, 1957) as LAMB (1966a) has noted seems to point to southward displacement of the depression tracks. The main recovery from the conditions, apart from some improvement around 1800 years ago, was about 1400 years B. P. A sample from 34—36 cm at Ennadai was dated 1250 and 1280 \pm 75 years B. P. (WIs. 127) on two separate occasions. This is inconsistent with the numerous other dates associated with this diagram (which exhibit approximate linear accumulation with time) and the date may be disregarded. A sample immediately above this (32—34 cm) gave a more consistent date of 1530 \pm 80 B. P. (WIs. 96).

1500 to 600 Years B.P.

Zone A1 at Ennadai begins at about 1500 years B. P. with a peak of *Picea* and *Sphagnum*. A burned forest horizon at Dimma Lake (61° 33' N lat., 100° 38' W. long.), dated 1050 \pm 180 B. P. or 1140 \pm 90 B. P. (WIS. 17, BENDER *et al.*, 1965) provides evidence for the successful growth of spruce 40 km north of the Ennadai peat bank (and 100 km north of present tree-line) during this climatically favourable period, but after the fire the forest did not regenerate at Dimma, probably due to climatic deterioration. The palynological and stratigraphic evidence probably reflected a northward migration of the forest limit after 1500 B. P., which may be interpreted as a response to a Poleward retreat of the summer position of the Arctic front. The estimated mean summer temperature at Ennadai Lake was about $1-1^{1/2}$ degrees C. above the present figure (see Fig. 5).

During the same period at Clearwater Bog near The Pas $(53^{\circ} 59' \text{ N.}, 101^{\circ} 12' \text{ W.})$ in central Manitoba (NICHOLS, 1967e) a fall in lake level exposed the beach to the accumulation of humified peat characterised by low percentages of *Sphagnum* spores. This is thought to represent a drier (and probably warmer) climatic episode which reflecded a northward shift of the frontal zones, and the dates of the lowest organic materials (1280 \pm 75 B. P., WIS. 146; and 940 \pm 60 B. P., WIS. 173, BENDER *et al.*, 1967) are consistent with the evidence of a milder climate in Keewatin at this time.

There was a fall in *Alnus* and *Sphagnum* values at Lynn Lake at 15 cm, and a rise of *Picea* and *Pinus* percentages. At 14 cm there was a layer of sand 2 mm thick, and above this the peat was generally humified, with *Sphagnum* mosses composing most of the organic accumulation above 12 cm. A sample of peat from 14 to 16 cm was dated 1550 \pm 50 B. P. (WIS. 225, BENDER *et al.*, unpub.). This seems to be a reflection of some sort of environmental change at this period, though no unequivocal interpretation can yet be given. It is possible that the stratigraphic change from telmatic sedge peat to terrestrial *Sphagnum* peat reflected a lowering of lake level, but the possibility that this may have been a response to a drier warmer climate cannot be discussed here.

From about 1400 to 700 years B. P. the climate of northern Europe was characterised by anticyclonic conditions, with hot summers and short cold winters (BROOKS, 1949; LAMB, 1963, 1966a). There was little cyclonic storminess in the North Atlantic so that the Norse voyages to Greenland and Vinland, and the establishment of colonies, were made during calmer weather and with little contact with sea-ice. Retardation layers in north European bogs point to the decrease of summer cyclonic rainfall. A humified layer

192

attributable to dry conditions began at 1477 \pm 90 B. P. (Q-391) and ended at 768 \pm 90 B. P. (Q-390) at a peat bog in Wales, (GODWIN & WILLIS, 1960). Depression tracks appear to have been situated farther north, and mean summer temperatures in Europe are estimated to have been about 1 degree C. higher than the modern normal (LAMB, 1963).

A final peak in *Picea* representation at Ennadai was followed by a prolonged decline, and there was no increase of other arboreal pollen to take its place. Instead, numbers of nonarboreal pollen rose, particularly those of the Ericales. *Sphagnum* percentages declined, the peat became very humified, and after a small peak in *Sphagnum* spores at 5 cm the peat stopped growing, about 600 years ago. This, I suggest, reflects a southward extension of the summer position of the Arctic airmass, bringing a colder, drier climate to Ennadai and resulting in a retreat of the forest to the south of Ennadai peat bank, the establishment of tundra vegetation at the north end of Ennadai Lake, and the cessation of peat growth.

A question arises concerning the humification of the top 20 cm of material from Ennadai Lake — is it primary or secondary oxidation? Peat growth in this area seems to have occurred most rapidly under warm wet conditions when the Arctic front was north of the site, and it accumulated slowly, if at all, when the Arctic airmass dominated Ennadai throughout the year. This organic accumulation is therefore most likely to have occurred under the relatively warm climate from ca. 1500 to ca. 600 years B. P. Since the peat stopped accumulating at that latter time, oxidation of the underlying material to a depth limited by the brief summer thaw could take place. Under the present climatic conditions peat at Ennadai Lake thaws to approximately 35 cm each summer. The upper 20 cm of peat at Ennadai which is humified has therefore been liable to oxidation.

The upper 20 cm of peat at Ennadai is composed primarily of *Sphagnum* mosses. The only Ericaceous material which is present consists of roots which appear to have penetrated the face of the peat bank after its accumulation. Since this upper peat contains no contemporary material representative of a full tundra climate (such as leaves of *Ledum palustre* and *Vaccinium vitis-idaea* which grow on the modern peat surface) it is probable that accumulation occurred during a period of non-tundra climate, and that the humification is secondary.

There were still trees at the north end of Ennadai Lake 880 \pm 180 years ago, for charred wood from a site 5 km south of the Ennadai peak bank (Ennadai Aeradio Station) was assigned that date (WIS. 5, BENDER *et al.*, 1965). However, no charcoal has been found at the Ennadai peat bank from that period. It is possible that by about 900 years ago the tree-line had already retreated a few miles south of the Ennadai site, and that the fire was confined to the forest, having no effect on the tundra vegetation which now occupied the Ennadai peat bank. After the fire had destroyed the forest at the Aeradio Station the tree-line continued to move south, following the movement of the Arctic front, and for the last eight centuries the area at the northern end of Ennadai Lake has remained covered by tundra and apparently undisturbed by fires.

The latest climatic deterioration recorded at Ennadai occurred at the same time as worsening climatic conditions in northern Europe inhibited the voyages of the Scandinavians between Vinland, Greenland and Norway (cf. The Vinland Sagas). Sailors in the North Atlantic during the thirteenth century reported more sea-ice than previously, and greater numbers of storms increased the difficulty of supplying Greenland with food. Contact was lost with the Greenland settlements and the colonists perished. The recurrence of peat growth in northern Europe at about this time may have been due to an increase of the precipitation-evaporation ratio in summer perhaps connected with a shift of the depression tracks to lower latitudes (LAMB, 1966a). Numerous bad harvests were recorded in the fourteenth century (BROOKS, 1949). Though there was an improvement in the fifteenth century, by the late sixteenth century the biggest glacial advance of the post-glacial period had begun (this was the "Little Ice Age"), and there was no major improvement in climate until about 1850 (LAMB, 1963).

The failure of the peat Ennadai to resume growth in the last 600 years suggests that central Canada shared with northern Europe the rigorous climate which came to an end only in the nineteenth century, and which has shown signs of reasserting itself in the last twenty years.

Notes on Pinus Pollen

The presence of *Pinus* pollen in the Ennadai diagram need not imply local growth of pine. This tree does not at present grow (other than as isolated individuals) at the northern edge of the Boreal forest in the neighbourhood of Ennadai Lake (LARSEN, personal communication) but is found as pure stands farther south. The values for Pinus pollen in the Ennadai diagram have a high inverse correlation with the numbers of Picea pollen. I suggest that this was largely due to long-distance transport of Pinus pollen, a background pollen rain from pines growing to the south and west which became overrepresented when the locally-dominant pollen producer, Picea, was adversely affected. An example is seen at the top of the Ennadai diagram: as the forest limit retreated south and tundra spread around Ennadai the decline of Picea pollen was matched by a rise in Pinus percentages (at 5 and 0 cm). Some of this reciprocity may have been due to the ability of Pinus banksiana to colonise ground cleared by fire, but no macrofossils of pine have been found in the Ennadai peat, and its invasion of the area remains doubtful. At Lynn Lake pine was present with spruce throughout most of the post-glacial period, but the pollen percentages for these genera were broadly parallel from about 5100 B. P. to the modern surface, even at times of disturbance by fire (e.g. at 20 to 35 cm).

Conclusions

The vegetational histories of Ennadai Lake and Lynn Lake appear to be mutually consistent and are explicable in climatic terms, particularly with reference to the work of BRYSON (1966). These diagrams are however the first from the very large area of central and northern Canada to be closely dated by the radiocarbon method, and inferences based on them must necessarily remain tentative until the investigation of other sites is completed. The events which are described here are in accord with the generalised pattern of climatic change in Canada which was summarised by TERASMAE (1961), which was however based primarily on evidence from southern and especially south-eastern Canada.

Throughout this account I have introduced references to the climatic history of northwest Europe to draw attention to the points of similarity in the records of the two regions. The north European palynological evidence is based on numerous sites and many radiocarbon determinations, but the effect of man's activities on the vegetation and the difficulty of distinguishing the (often short-lived) post-Atlantic climatic episodes from the (at present) equivocal record of peat stratigraphy has complicated the comparison of the central Canadian and north European records.

This initial and necessarily tentative comparison has however revealed a number of interesting similarities, and it may ultimately be confirmed that the climatic histories of central Canada and northwest Europe were parallel for the past 6000 years, and that the climatic changes experienced by both areas were synchronous. That this might be so is not surprising, for the nature of the atmospheric circulation of the Northern Hemisphere makes climatic parallelism between these regions very likely. There is an excellent summary of the factors involved in a paper by LAMB, (1964, p. 1). These results lend support to the concept that the atmospheric circulation of the Northern Hemisphere may be treated as an entity, and stronger correlations between the climatic histories of parts of North America, Europe and Russia may be expected.

The Post-glacial history of vegetation and climate at Ennadai Lake

The use of modern meteorological analogies in palaeoclimatic studies leads to the recognition that since at present the continental land masses are not characterised by a single type of climate but by many, one may expect in the palynological investigation of large areas to encounter similar diversities in palaeo-climate. A modern example of this diversity is the persistent weather fluctuation since about 1960 which has resulted in drought in the northeastern states of the U. S. and wetter conditions in the northern plains and southwest of the U. S. A. (NAMIAS, 1966 and cf. WEXLER, 1956). The effect of this recent climatic change on world temperatures and rainfall is discussed by LAMB (1966b and cf. 1965). There is no need to expect a whole continent to become wetter or drier simultaneously, but it is reasonable to suppose that shifts of airmasses and stormtracks would make some regions more rainy while neighbouring areas received less precipitation than formerly.

The possibility of similarity in the post-glacial climatic history of central Canada and northwest Europe may eventually provide a check on those problematical events in either region which would benefit from external verification. One example concerns the opening of the sub-Boreal period in Europe about 5000 years ago, and the meaning of the "elm decline". The anthropogenic factors which disturbed the natural European vegetation and obscured the effects of climatic change for at least the last five millennia did not operate in central Canada until very recently. I suggest from the comparative Canadian evidence that northern Europe (and other parts of the Northern Hemisphere) may have experienced a short cooling episode approximately 5000 years ago. This might have contributed to the very widespread decline of Ulmus pollen percentages which some workers have regarded as being too universal in European pollen diagrams to reflect solely the activities of Neolithic farmers. This is not to deny the effect of cultural activities but to suggest that a widespread climatic change did occur at approximately the same time as the expansion of Neolithic agriculture in northern Europe. The coincidence of climatic and cultural changes, and their possible relationship, has been the subject of comment by NICHOLS (1967f). FRENZEL (1966) has provided a valuable summary of the evidence for climatic change at the Atlantic/sub-Boreal transition, and makes a strong case for such a phenomenon in Europe.

The north European sequence of climatic and vegetational events for approximately the last 2000 years has been clarified by reference to archaeology and to written records (OLDFIELD, 1963; TURNER, 1964; MITCHELL, 1965) and for the past few centuries by instrumental records (MANLEY, 1965). Climatic changes lasting for a few hundred years have been identified (LAMB, 1961, 1963) and the chronology established has probably less error than that inherent in the radiocarbon method. This applies particularly to the last 200 years, for within this period C-14 assay is incapable of providing an accurate date. Canada lacks such ancient records, but if climatic synchrony and parallelism between central Canada and northern Europe are ultimately confirmed, then former climatic events in Canada may be more confidently compared with the more detailed written accounts of such phenomena from Europe.

Acknowledgment

I wish to thank particularly Dr. Margaret BENDER for determining the radiocarbon dates and Professor Reid BRYSON and Mr. Wayne WENDLAND for discussing climatic problems. I am very grateful to Dr. W. S. G. MAASS for identifying mosses from the Ennadai peat. Wood identification was by Drs. R. C. KOEPPEN and B. F. KUKACHKA, U. S. Forest Products Laboratory, Madison, Wisconsin, U. S. A., and the illustrations were by Mr. David WOODWARD. I am indebted to Professor H. GODWIN, F. R. S., Professor F OLDFIELD, and Dr. R. G. WEST for criticism of the manuscript. Research supported by Atmospheric Sciences Division, NSF (GP-5572 x).

References

BENDER, M. M., R. A. BRYSON & D. A. BAERREIS: Univ. Wisconsin Radiocarbon Dates, I. Radiocarbon, 7, 399-407, 1965. - - Univ. Wisconsin Radiocarbon Dates, II. Radiocarbon, 8, 522-533, 1966. - - Univ. Wisconsin Radiocarbon Dates, III. Radiocarbon, 9, 530-544. - -Univ. Wisconsin Radiocarbon Dates, IV. (unpub.)

BROOKS, C. E. P.: Climate through the ages. pp. 395, McGraw-Hill, New York 1949.

BRYSON, R. A.: Air masses, streamlines, and the Boreal forest. Geogr. Bull., 8 (3), 228-269, 1966. BRYSON, R. A., W. N. IRVING and J. A. LARSEN: Radiocarbon and soils evidence of former forest in the southern Canadian tundra. Science, 147, 46-48, 1965.

BUCHINSKY, I. E.: The past climate of the Russian plain. Leningrad 1957.

- FALCONER, G., J. D. IVES, O. H. LØKEN, & J. T. ANDREWS: Major end moraines in Eastern and Central Arctic Canada. Geogr. Bull., 7 (2), 137-153, 1965.
- FREDSKILD, B.: Palaeobotanical investigations at Sermermiut, Jakobshavn, West Greenland. Medd. om Grønland, 178 (4), 54 pp., 1967.
- FRENZEL, B.: Climatic change in the Atlantic/sub-Boreal transition on the Northern Hemisphere: botanical evidence. In: World Climate from 8000 to 0 B. C., Roy. Meteor. Soc., London, 99-123, 1966.
- GODWIN, H.: Recurrence surfaces. Danm. Geol. Unders., 2 (80), 22-30, 1954. - History of the British flora. pp. 384, Cambridge 1956. - - Radiocarbon dating and Quaternary history in Britain. Proc. Roy. Soc. London, B (153), 287-320, 1960.
- GODWIN, H., R. P. SUGGATE, & E. H. WILLIS: Radiocarbon dating of the eustatic rise in oceanlevel. Nature, 181, 1518-1519, 1958.
- GODWIN, H., & E. H. WILLIS: Cambridge University natural radiocarbon measurements, II. Am. I. Sci., Radioc. Supp., 2, 62-72, 1960.

GRANLUND, E.: De svenska Hogmossernas geologi. Sverig. Geol. Unders. Afh., 5 (1), c 373, 1932.

- HARE, F. K.: Some climatological problems of the Arctic and sub-Arctic. In: MALONE, T. E. (ed.), Compendium of Meteorology, Am. Met. Soc., Boston, 952-964, 1951.
- HUSCHKE, R. E. (ed.): Glossary of meteorology. Am. Met. Soc., Boston, Mass., pp. 638, 1959.
- IVERSEN, J.: Landnam i Danmarks Stenalder. Danm. Geol. Unders., 2 (66), pp. 68, 1941. -Problems of the early Post-Glacial forest development in Denmark. Danm. Geol. Unders., 4 (4), pp. 32, 1960.
- KNOLLENBERG, R.: The distribution of string bogs in central Canada in relation to climate. Techn. Rep. 14, Dept. Met., Univ. Wisconsin, 1964.
- LAMB, H. H.: Climatic change within historical time as seen in circulation maps and diagrams. Ann. New York Acad. Sci., 95 (1), 124-161, 1961. - - On the nature of certain climatic epochs which differed from the modern (1900-39) normal. Proc. W.M.O./U.N.E.S.C.O., Rome (1961) Symposium on climatic changes (Arid Zone XX), 125-150, Paris, U.N.E.S.C.O., 1963. - Atmospheric circulation and climatic changes in Europe since 800 A. D. Rep. VI INQUA Congr., Warsaw, 1961, II, 291-318, 1964. - Britain's changing climate. In: The biological significance of climatic change in Britain (ed. C. G. JOHNSON & L. P. SMITH), pp. 222, London, 1965. - The changing climate. pp. 236, London, 1966(a). - - Climate in the 1960's. Geogr. J. 132 (2), 183-212, 1966(b).
- LARSEN, J. A.: An outline of materials for a postglacial bioclimatic history of Keewatin, Northwest Territories, Canada. Techn. Rep., 15, Dept. Met., Univ. Wisconsin, 1964(a). - -The role of physiology and environment in the distribution of Arctic plants. Techn. Rep., 16, Dept. Met., Univ. Wisconsin, 1964(b). - - Geographical position of the central Canadian northern forest border. (unpub.) 1965(a). - - The vegetation of the Ennadai Lake area, N.W.T.: studies in Subarctic and Arctic bioclimatology. Ecol. Monogr., 35, 37-59, 1965(b). - - Relationship of central Canadian Boreal plant communities: studies in Subarctic and Arctic bioclimatology, II. Techn. Rep., 26, Dept. Met., Univ. Wis-consin, 1966(a). - - Soils of the Boreal forest: a preliminary survey. Techn. Rep., 25, Dept. Met., Univ. Wisconsin, 1966(b).
- LEE, H. A.: Surficial geology of the southern district of Keewatin and the Keewatin ice divide, Northwest Territories. Geol. Surv. Canada Bull., 51, pp. 42, Ottawa, 1959.
- LETTAU, B.: The use of sub-Arctic bogs as natural climatic indicators. Techn. Rep., 23, Dept. Met., Univ. Wisconsin, 1966.
- LICHTI-FEDEROVICH, S., & J. C. RITCHIE: Contemporary pollen in central Canada, II. The forestgrassland transition in Manitoba. Pollen et Spores, VII (1), 63-87, 1965.
- MAASS, W. S. G.: National Research Council, Halifax, Nova Scotia, Canada. Written communication, 7-3-1966.
- MANLEY, G.: Possible climatic agencies in the development of post-Glacial habitats. Proc. Roy. Soc., B (161), 363-375, 1965.

McFADDEN, J. D.: The inter-relationship of lake ice and climate in central Canada. Techn. Rep., 20, Dept. Met., Univ. Wisconsin, 1965.

MITCHELL, G. F.: Littleton bog, Tipperary: an Irish vegetational record. In: Intern. stud. on the Quaternary (H. E. WRIGHT & D. G. FREY, ed.), 1-16, Princeton, 1965.

NAMIAS, J.: Nature and possible causes of the north-eastern United States drought during 1962-65. Monthly Weath. Rev., 94 (9), 543-554, 1966.

NICHOLS, H.: Pollen diagrams from sub-arctic central Canada. Science, 155, 1665-1668, 1967(a). - -Central Canadian palynology and its relevance to northwestern Europe in the late Quaternary period. Proc. 2 el Intern. Palyn. Conf., Utrecht, 1966, 1967(b) (in press). - -Pollen diagrams from Pelly Lake, Northern Keewatin. (unpub.) 1967(d). - - A pollen diagram from Clearwater Bog, The Pas, Manitoba. (unpub.) 1967(e). - - Vegetational change, shoreline displacement, and the human factor in the late-Quaternary history of southwest Scotland. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 67, 145-187, 1967(f).

OLDFIELD, F.: Pollen analysis and man's role in the ecological history of the S. E. Lake District. Geogr. Ann., 45(1), 23-40, 1963.

PETERSON, J. T.: On the distribution of lake temperatures in central Canada as observed from the air. Techn. Rep., 22, Dept. Met., University Wisconsin, Madison, 1965. PORTER, S. C., & G. H. DENTON: Chronology of neoglaciation in the North American Cordillera.

Am. J. Sci., 265, 177-210, 1967.

POTZGER, J. E., & A. COURTEMANCHE: A radiocarbon date of peat from James Bay, Quebec. Science, 119, 908-909, 1954.

RITCHIE, J. C.: The native plants of Churchill, Manitoba, Canada. Canad. J. Bot., 34, 269-320, 1956(a). - - The vegetation of northern Manitoba. I. Studies in the southern spruce forest zone. Canad. J. Bot., 34, 523-61, 1956(b). - - The vegetation of northern Manitoba. II. A prisere on the Hudson Bay lowlands. Ecology, 38, 429-35, 1957. - - The vegetation of northern Manitoba. III. Studies in the subarctic. Arctic Inst. North Am. Techn. Paper, 3, 1-56, 1959. - - The vegetation of northern Manitoba. IV. The Caribou Lake region. Canad. J. Bot., **38**, 185-199, 1960(a). - - The vegetation of northern Manitoba. VI. The lower Hayes River region. Canad. J. Bot., **38**, 769-88, 1960(b). - -The vegetation of northern Manitoba. V. Establishing the major zonation. Arctic, **13**, 211-29, 1960(c). - - A geobotanical survey of northern Manitoba. Arctic Inst. North Am. Techn. Paper, 9, 1-46, 1962. - - Contributions to the Holocene palaeoecology of westcentral Canada. I. The Riding Mountain area. Can. J. Bot., 42, 181-196, 1964.

SHARP, R. P.: Malaspina Glacier, Alaska. Bull. Geol. Soc. Am., 69, 617-646, 1958.

SMITH, A. G.: The Atlantic-Sub-boreal transition. Linn. Soc. Proc., 172, 38-49, 1961. - - Problems of inertia and threshold related to post-Glacial habitat changes. Proc. Roy. Soc., B (161), 331-342, 1965.

TALLIS, J. H.: Studies on southern Pennine peats III. The behaviour of Sphagnum. J. Ecol., 52, 345-353, 1964.

TERASMAE, J.: Notes on late-Quaternary climatic changes in Canada. Ann. New York Acad. Sci., 95(1), 658-675, 1961.

TROELS-SMITH, J.: Ivy, mistletoe and elm. Climatic indicators - fodder plants. Danm. Geol. Unders., IV, 4, 4, 1960.

TSUKADA, M.: Pollen succession, absolute pollen frequency, and recurrence surfaces in central Japan. Am. J. Bot., 54, 7, 821-831, 1967.

TURNER, J.: The anthropogenic factor in vegetational history, 1. Tregaron and Whixall Mosses. New Phytol., 63, 73-90, 1964.

TYRRELL, J. B.: Changes in climate in northwestern Canada since the glacial period. Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. 11th Inter. Geol. Cong., Stockholm, 389-91, 1910.

VINLAND SAGAS, the. Translated by M. MAJNUSSON and H. PALSSON, Penguin Books, 124 pp., Harmondsworth, 1965.

WEBER, C. A.: Grenzhorizont und Klimaschwankungen. Abh. Naturw. Ver. Bremen, 28, 98-106, 1926.

WENDLAND, W.: Analysis of measured net radiation values for Canada. Geog. Bull., 9, 1, 1-10, 1967.

WEXLER, H.: Variations in insolation, general circulation and climate. Tellus, 8, 480-494, 1956.

Manuskr. eingeg. 22. 5. 1967.

Anschrift des Verf.: Harvey Nichols, Ph. D., University of Wisconsin, Department of Meteorology, 733 University Avenue, Madison, Wisconsin 53706, U.S.A.

Gletscherschrammen bei Burgstemmen südlich von Hannover

Von HEINZ JORDAN und KLAUS-DIETER MEYER, Hannover

Mit 2 Tabellen und 2 Abbildungen

Zusammen fassung. Ein neues Vorkommen von Gletscherschrammen auf Oberem Muschelkalk bei Burgstemmen, 30 km südlich Hannover, wird beschrieben. Von den sich kreuzenden 2 Schrammensystemen – N 10° E und N 60° E – ist das letztere das jüngere. Da die Schrammen von drenthezeitlichen Kiesen überlagert werden, ist vorerst nicht zu entscheiden, ob die Schrammen durch das Elster-Eis oder durch einen älteren Drenthe-Vorstoß entstanden sind.

A b s t r a c t. In this paper a description is given of a new occurrence of glacial striae on Upper Muschelkalk near Burgstemmen, 30 km south of Hannover. Of the two crossing striation systems — N 10° E and N 60° E — the latter is the younger one. Since the striae are overlain by gravels of the Drenthe stadium it is not possible up to now to decide whether the striae have been caused by the Elster ice or by an older glacial advance of the Drenthe stadium.

An den nördlichen Ausläufern der Mittelgebirge, die das Norddeutsche Flachland im Süden begrenzen, ist seit dem vorigen Jahrhundert eine Reihe von Aufschlüssen beschrieben worden, in denen die Oberfläche des anstehenden mesozoischen oder paläozoischen Gesteins glazial geschrammt war. Als erster hatte A. v. MORLOT 1844 die Schlifflächen der Hohburger Porphyre bei Wurzen östlich von Leipzig als Beweis angeführt, daß das skandinavische Inlandeis im Pleistozän bis nach Sachsen vorgedrungen sei (vgl. NAUMANN 1961 und WAGENBRETH 1961).

In Sachsen und Sachsen-Anhalt wurden seit dem historischen Vortrag TORELL'S (1875) rund 25 Fundpunkte von Glazialschrammen in der Literatur bekanntgemacht (vgl. GRAHMANN 1957, S. 230 und SCHULZ 1962, S. 47). Weiter nordwestlich sind die Funde seltener und, wie Tab. 1 und Abb. 1 zeigen, im wesentlichen auf den Flechtinger Höhenzug beschränkt.

Zu diesen Fundpunkten kommt nun der neuentdeckte bei Burgstemmen hinzu.

Im September 1966 wurde bei Burgstemmen, 2 km nordöstlich von Elze a. d. Leine, in einer Kiesgrube der Kies- und Mörtelwerke Nord (Firma E. FRANKE) unter ca. 15 m mächtigen pleistozänen Sedimenten an der Sohle anstehender Kalkstein angetroffen.

Lokalität (Literatur)	geschrammtes Gestein	Richtung der Schrammen bzw. der Eisbewegung		
Piesberg bei Osnabrück (Намм 1882)	Oberkarbon-Sandstein	10 bis 15° (nach S)		
Handelah bei Eime (MENZEL 1903)	Trochitenkalk	nach SSE		
Velpke-Danndorf (WAHNSCHAFFE 1880, 1883 b, 1899; K. RICHTER 1962)	Rhät-Sandstein	ält. : 27° (nach SSW) jüng.: 84° (nach E)		
Groß-Wanzleben (SCHÜTZE 1900)	Ob. Wellenkalk	fast genau E—W		
Flechtingen (WIEGERS 1907)	Kulm-Grauwacke	101 und 80° (gleichzeitig)		
Hundisburg (WAHNSCHAFFE 1899)	Kulm-Grauwacke	ält. : 68° (nach SSW) jüng.: 43° (nach SW)		
Magdeburg (SCHREIBER 1889)	Kulm-Grauwacke	84° (nach E)		
Gommern (WAHNSCHAFFE 1883 a)	Unterkarbon-Sandstein	ält. : 6° (nach S) jüng.: 155° (nach SSE)		

Tabelle 1

Verzeichnis der Gletscherschrammen-Fundpunkte vom Flechtinger Höhenzug bis Osnabrück. Alle Richtungen sind von N über E gemessen. ält. = älteres, jüng. = jüngeres Schrammensystem mit der vom jeweiligen Autor angegebenen Eisbewegungsrichtung.



Abb. 1. Verbreitung der Gletscherschrammen vom Flechtinger Höhenzug bis Osnabrück. 1 = Fundpunkt der Gletscherschrammen; 2 = Richtung der Gletscherschrammen (älteres Systemunterbrochen); 3=Südrand des Saale-Eises; 4=Südrand des Elster-Eises (3 u. 4 nach Lüttig 1954).

Der Fundpunkt liegt auf Blatt Elze der Top. Karte 1:25000, bei R: 52830, H: 78420 und bei ca. 77 m über NN. Da der Kalkstein von zwei sich senkrecht schneidenden, bankrechten Kluftscharen zertrennt wird, erinnerte er an Mauerwerk, weshalb der Grubenbesitzer, Herr BODE, den Direktor des Alfelder Heimatmuseums, Herrn W. BARNER, benachrichtigte, der das Vorkommen besichtigte, sauber freilegen ließ und seinerseits dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung Mitteilung machte.

Dank dieser freundlichen Mitteilung und dank dem Entgegenkommen von Herrn BODE konnte der erstgenannte der Verf. am 13. 9. 1966 die Kiesgrube mit dem Kalkstein-Vorkommen besuchen. Freigelegt war auf ca. 5 m mal 6 m die Schichtfläche einer flachliegenden, 1 bis 2 dm mächtigen Kalksteinbank der "Tonplatten" (Oberer Muschelkalk). Ein Schurf an ihrer Nordseite ergab, daß die Schicht mitsamt den darunter folgenden hier über ¹/₂ m tief erodiert war. Wenige Meter westlich und etwas höher lag eine zweite, isolierte, flach nach E einfallende Kalkstein-Bank von ca. 2 m mal 2 m Fläche frei, die an einer Ecke glazial geschrammt war.

Es waren zwei Schliffrichtungen zu erkennen (Abb. 2): Ein System von relativ breiten und tiefen Schrammen, die streckenweise wieder abgeschliffen waren, streicht mit 10° etwa N-S. Eine zweite, mit 60° WSW-gerichtete Schar von feineren, aber viel besser erhaltenen Kritzen kreuzt und kappt z. T. die N-S-Schrammen, ist also jünger als jene.

Einige der Schrammen beginnen mit einer relativ breiten Vertiefung, die eindeutig das Einsetzen des kritzenden Geschiebes bezeichnet. Es sei darauf hingewiesen, daß WAHNSCHAFFE (1880, S. 793; 1899, S. 57, 59) bei Velpke und Hundisburg "keilförmige Figuren" beschreibt, "... deren Spitze das Einsetzen des Geschiebes bedeutet, während der sich verbreiternde Keil die Bewegungsrichtung des Gletschers anzeigt". — Diese Figuren sind also entgegengesetzt orientiert zu denen bei Burgstemmen.

Die Kalksteinbank wird unmittelbar überlagert von Mittel- bis Grobkies mit einzelnen Steinen, der weiter oben dm- bis m-mächtige Einschaltungen von schwach feinkiesigem Sand bis zu reinem Feinsand enthält. Der Kies(-sand) ist stellenweise kreuzgeschichtet und glazifluviatiler Entstehung. Seine Mächtigkeit beträgt über dem Gletscherschliff 13 m, die Lagerung ist an einigen Stellen durch Verwerfungen, wohl durch Toteis



Abb. 2. Zwei Systeme von Gletscherschrammen auf einer Kalksteinbank aus den "Tonplatten" (Ob. Muschelkalk) ca. 1 km SSW Burgstemmen. Maßstab 5 cm. Das Belegstück wird im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus, aufbewahrt.

verursacht, gestört. Die obersten 2 m sind, ohne scharfe Untergrenze, durch Eisenlösungen gelbbraun verfärbt. Darüber folgt ein ca. 2 m mächtiger Geschiebelehm, der von LÜTTIG bei der Neuaufnahme des Blattes Elze als saalezeitlich kartiert wurde und auf den Kuppen z. T. erodiert ist, und schließlich ca. ¹/₂ m weichseleiszeitlicher Lößlehm.

Tabelle 2

Vergleich des Drenthe-Kieses der Kiesgrube FRANKE, Burgstemmen, mit 3 Kiesen vom Leinesteilufer bei Betheln (2 km südlich Burgstemmen) nach Lüttig 1960, S. 375. N = nordisches, M = mesozoisch-einheimisches, P = paläozoisch-einheimisches Material.

	Burgstemmen Drenthe-Kies			Betheln		
				Drenthe-Kies		Elster-K.
	Basis	3 m üb. B.	8 m üb. B.	Schurf III	Kiesgr.	Wunram
	3535 Ger.	583 Ger.	468 Ger.	Probe be	Probe bt	Probe bx
N: Flint Kristallin Klast. Sedimente Kalke	2,7 4,0 2,4 0,4	3,3 4,5 0,5 0,5	2,8 1,5 1,1 0,2	7 1 1	1 4 4	2 6 7
M: Buntsandstein Muschelkalk Oberkreide-Kalke Malm-Kalke Keuper restl. Mesozoikum Basalte	35,7 32,2 0,7 0,2 5,3 0,1	28,3 29,8 6,9 1,2 5,0	32,0 30,3 7,9 1,1 5,8 0,2	$21 \\ 9 \\ 16 \\ -39 \\ 1$	35 22 3 2 18 3	31 17 2 3 11 2
P: TW-Porphyr Kieselschf. (meist Lydite) Grauwacke restl. paläoz. Sedimente	4,7 3,6 0,8 2,6	6,5 3,1 } 7,4	3,8 3,2 6,0	$\left. \begin{array}{c} \overline{1} \\ 1 \end{array} \right $	1 1 3 1	2 3 3 5
Quarz	4,6	3,1	4,1	3	2	6
N : M (einschl. Quarz) : P	10:78:12	9:74:17	6:81:13	9:89:2	9:85:6	15:72:13

200

Gletscherschrammen bei Burgstemmen südlich von Hannover

An einer dem Gletscherschliff benachbarten Stelle wurde unmittelbar über dem Kalkstein die unterste, ¹/₂ m mächtige Kieslage geschiebekundlich untersucht; 3 m bzw. 8 m über der Kiesbasis wurden Kontrollzählungen durchgeführt (s. Tab. 2). Demnach ist der Kies, was die Zusammensetzung der ausgezählten Geröllfraktion von ca. 1 bis 6 cm Durchmesser betrifft, einigermaßen homogen; nur der Kreidekalk-Anteil nimmt vom Liegenden zum Hangenden deutlich zu. Hauptkomponenten sind der im Untergrund bzw. in naher Umgebung anstehende Muschelkalk und Buntsandstein.

Vergleicht man diesen Kies mit den zahlreichen, von LÜTTIG (1960) untersuchten Kiesvorkommen der Umgebung, so ergibt sich folgendes: Ein fluviatiler (Terrassen-) Kies scheidet auch nach der Zusammensetzung aus. Der relativ geringe Anteil an nordischem Sediment und Kristallin deutet eher auf Drenthe- als auf Elsterkies hin. Auffällig ist der für einen Drenthe-Kies sehr hohe Anteil einheimisch-paläozoischen Materials. Offenbar hat der Kies eine Menge Oberterrassen-Material aufgenommen, möglicherweise aus der Gegend von Rössing, 5 km nordöstlich von Burgstemmen, wo nach LÜTTIG (1960) Oberterrassen-Kiese verbreitet sind.

Nur so läßt sich der für einen drenthezeitlichen glazifluviatilen Kies zu hohe Anteil an einheimischem Paläozoikum und insbesondere an Thüringer-Wald-Porphyren erklären. Rechnet man von den gezählten 4–6,5% Porphyren etwa 4% der aufgearbeiteten Oberterrasse zu, die bei Rössing nach Lüttig (1960, S. 383) 14 bzw. 16% T-W-Porphyre enthält, so müßte etwa ein Viertel des Burgstemmener Kieses aufgearbeitetes Oberterrassen-Material sein.

An dem nordischen Material des basalen Kieses bestimmte der letztgenannte der Verf. das "Theoretische Geschiebezentrum" (TGZ, nach Methode LÜTTIG) zu 15,36–57,60, womit drenthestadiales Alter als bewiesen gelten muß (vgl. LÜTTIG 1959, S. 387, Abb. 12).

Der glazial geschrammte Muschelkalk wird also unmittelbar von glazifluviatilem Kies des Drenthe-Stadiums, dieser von Drenthe-Geschiebelehm überlagert. Die Grundmoräne, deren Geschiebe den festen Untergrund gekritzt haben, ist an den derzeit aufgeschlossenen Stellen erodiert.

Daher läßt sich das Alter der Schrammen z. Zt. nicht genau bestimmen. Man wird sie zuerst einer elstereiszeitlichen Grundmoräne zuschreiben, die von den Schmelzwässern des heranrückenden Drenthe-Eises erodiert wurde. Elster-Geschiebelehm wurde von LÜTTIG (1960, S. 378) z. B. 2 km südlich der Kiesgrube, bei Elze, und 2 km östlich, zwischen Heyersum und Haus Escherde, beschrieben. In den heute auf dem Kalkstein lagernden Vorschüttkiesen sollte man in diesem Fall Material der aufgearbeiteten elstereiszeitlichen Grundmoräne erwarten; dafür gibt jedoch die Geschiebezählung keinen Hinweis, vielmehr liegt das TGZ ausgesprochen tief im drenthestadialen Streubereich.

Man muß also erwägen, daß die Schrammen von einem älteren Vorstoß des Drenthe-Eises herrühren. Nach Lüttig (1954, 1960) hat nämlich das Drenthe-Eis das Leinetal bei Burgstemmen zweimal überfahren, und zwar in der (älteren) Alfelder und in der Fredener Staffel (der Hamelner Phase), die durch den Eisrückzug der Imsener Etappe getrennt sind.

Der hangende Geschiebelehm in der Frankeschen Kiesgrube könnte also in die Fredener Staffel gehören, der glazifluviatile Kies darunter der zugehörige Vorschütt-Kies sein und die für die Schrammen verantwortliche erodierte Grundmoräne in die Alfelder Staffel zu stellen sein.

Theoretisch ist es natürlich auch nicht unmöglich, daß das ältere System elstereiszeitlich, das jüngere drenthezeitlich ist.

In diesem Zusammenhang erhebt sich die Frage, wie groß der Altersunterschied zwischen den älteren N-S- und den jüngeren ENE-WSW gerichteten Schrammen ist. In Velpke und in Gommern erklärte WAHNSCHAFFE (1880, S. 797, bzw. 1883a, S. 837) die jüngeren Kritzen, die auch dort von der N-S-Richtung der älteren Schrammen stark abweichen (s. o.), durch eine "Ablenkung des Eisstromes … vielleicht in einer späteren Periode, als das Gletschereis nicht mehr so mächtig war".

Gegen die Vermutung PENCK's, die zwei Schrammensysteme seien durch eine, lokal in wechselnder Richtung bewegte Grundmoräne entstanden, verwahrte sich WAHNschaffe (1883b, S. 226) mit der Begründung, daß sowohl das ältere wie das jüngere System an allen 8 Beobachtungspunkten ihre Richtung streng beibehielten. K. RICHTER (1962, S. 128-129) wollte trotzdem das jüngere E-W-System eher durch "irreguläre Bewegung größerer Blöcke", bedingt durch Gesteinsaufbrüche im Untergrund, erklären als durch eine ins obere Allertal nach Osten abgelenkte jüngere Eiszunge. Im übrigen gibt es sowohl für eine streng lokale (z. B. DEMOREST 1938) wie für eine regionale Ablenkung des Eisstromes (z. B. LARSSON 1945) zahlreiche gut untersuchte Beispiele.

Im Falle der Burgstemmener Schrammen muß man abwarten, ob bei fortschreitendem Kiesabbau weitere Gletscherschliffe gefunden werden. Sollten sich dann die WSW-gerichteten Schrammen als richtungskonstant erweisen, so können sie nicht mehr als Marken einer ganz lokalen, untergrundsbedingten Zufallsbewegung des Eises angesehen werden. Überdies ist zu hoffen, daß unter dem Kies einmal Reste der Grundmoräne angetroffen werden, deren geschiebekundliche Datierung das Alter der Schrammen klären könnte. Leider ruht gerade an dieser Stelle der Abbau; wie sich bei einem erneuten Besuch der Verfasser am 13. 11. 1966 herausstellte, ist die geschrammte Platte bereits wieder verschüttet. Eine Veröffentlichung sollte unter diesen Umständen nicht länger hinausgeschoben werden, zumal der Gletscherschliff bei Burgstemmen seit nunmehr 60 Jahren der erste neue Schrammenfund in Niedersachsen ist.

Literatur

DEMOREST, M.: Ice flowage as revealed by glacial striae. Journ. Geol., 46, 700-725, Chicago 1938. GRAHMANN, R.: Ausdehnung und Bewegungsrichtung des Inlandeises in Sachsen. Ber. geol. Ges. DDR., 2, 227-232, Berlin 1957.

Намм: Beobachtungen im Diluvium der Umgegend von Osnabrück. Z. deutsch. geol. Ges., 34, 629-636, Berlin 1882.

LARSSON, W.: Zur Kenntnis der spätglazialen Eisbewegungen westlich des Wenersees, Schweden. Sver. geol. Undersökn., Ser. C., **466**, 3-13, Stockholm 1945.

LÜTTIG, G.: Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. Geol. Jb., 70, 43-125, Hannover 1954. - - Methodische Fragen der Geschiebeforschung. Geol. Jb., 75, 361-418, Hannover 1958. - - Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raume Alfeld—Hameln—Elze. Geol. Jb., 77, 337-390, Hannover 1960.

MENZEL, H.: Über Glacialschrammen im südlichen Hannover. Cbl. Miner. Geol. Paläont., 1903, 509-512, Stuttgart 1903.

NAUMANN, E.: A. v. MORLOT zur Inlandeisbedeckung Deutschlands. Geologie, 10, 351-352, Berlin 1961.

RICHTER, K.: Das Alter der Gletscherschrammen von Velpke. Eiszeitalt. u. Gegenw., 12, 125-130, Ohringen 1962.

SCHREIBER, A.: Glacialerscheinungen bei Magdeburg. Z. deutsch. geol. Ges., 41, 603-608, Berlin 1889.

SCHULZ, W.: Gliederung des Pleistozäns in der Umgebung von Halle (Saale). Geologie, Beih. 36, 1-69, Berlin 1962.

SCHÜTZE, E.: Glacialerscheinungen bei Gross-Wanzleben, unweit Magdeburg. Cbl. Miner. Geol. Paläont., **1900**, 85-87, Stuttgart 1900.

TORELL, O.: (Vortrag über Inlandeis in Norddeutschland.) Z. deutsch. geol. Ges., 27, 961-962, Berlin 1875.

WAGENBRETH, O.: Aus der Vorgeschichte von TORELLS Glazialtheorie. Ber. geol. Ges. DDR, 5, 175-190, Berlin 1961.

WAHNSCHAFFE, F.: Über Gletschererscheinungen bei Velpke und Danndorf. Z. deutsch. geol. Ges., 32, 774-798, Berlin 1880. - - Über Glacialerscheinungen bei Gommern unweit Magdeburg. Z. deutsch. geol. Ges., 35, 831-848, Berlin 1883 (1883a). - Beitrag zur Kenntniss der Rüdersdorfer Glacialerscheinungen. Jb. preuß. geol. L.-A., 1882, 219-227, Berlin 1883 (1883b). - Über das Vorkommen von Glacialschrammen auf den Culmbildungen des Magdeburgischen bei Hundisburg. Jb. preuß. geol. L.-A., 19, 52-65, Berlin 1899.
WIEGERS, F.: Über Glazialschrammen auf der Culmgrauwacke bei Flechtingen. Jb. preuß. geol. L.-A., 25, 472-476, Berlin 1907.

Manuskr. eingeg. 10. 2. 1967.

Anschrift der Verf.: Dipl.-Geologe Dr. Heinz Jordan und Dipl.-Geologe Dr. Klaus-Dieter Meyer, Assessoren des Geol. Dienstes, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an cromerzeitlichen Ablagerungen im nördlichen Randgebiet der deutschen Mittelgebirge¹)

Von Eberhard Grüger, Göttingen

Mit 3 Abbildung und 5 Tafeln

Zusammenfassung. Es wurden interglaziale Ablagerungen auf dem Elm bei Braunschweig und im Osterholz bei Elze - beide im Bereich der Mittelgebirge - pollenanalytisch untersucht. In beiden Fällen sind eine Kiefern-Birkenzeit und eine EMW-Zeit erfaßt. Die Vegetationsentwicklung der Kiefern-Birkenzeit ist jeweils durch das frühe Auftreten von Picea gekennzeichnet. Starke lokale Einflüsse im Osterholz erschweren einen näheren Vergleich. Die Entwicklung der Vegetation während der EMW-Zeit ist aber an beiden Orten ähnlich verlaufen und zeichnet sich insbesondere dadurch aus, daß die Ulme deutlich vor der Eiche einwanderte und während der ganzen EMW-Zeit hohe Anteile aufweist. Weiterhin haben beide Vorkommen sehr niedrige Haselwerte gemeinsam. Das Interglazial vom Osterholz enthält darüberhinaus noch eine Hainbuchen-Eichenmischwald-Fichtenzeit, in deren jüngstem Teil Eucommia relativ hohe Werte erreicht, und in der auch Azolla filiculoides nachgewiesen werden konnte. Die Ahnlichkeit der Vegetationsent-wicklung rechtfertigt die Annahme einer Gleichaltrigkeit beider Vorkommen. Wie ein Vergleich der Vegetationsentwicklung vom Elm und vom Osterholz mit denen der Eem-, der Holstein-, der Waal- und der Tegelenwarmzeit sowie denjenigen sämtlicher bisher untersuchten cromerzeitlichen Vorkommen zeigt, ist nur eine Einordnung in den Cromer-Komplex möglich. Diese Datierung wird durch die geologischen Verhältnisse im Österholz gestützt (Elster-Moräne im Hangenden). Demzufolge verdient das nordische Material im Liegenden des Interglazials vom Elm besonderes Interesse.

Ein Vergleich der Vegetationsentwicklung vom Osterholz mit der des "Rhume"-Interglazials von Bilshausen (Entfernung Osterholz-Bilshausen nur ca. 60 km), welches ebenfalls in den Cromer-Komplex gestellt werden muß, zeigt, daß diese Vorkommen keinesfalls gleichaltrig sein können. Das spricht sehr deutlich dafür, daß der Cromer-Komplex mindestens zwei Warmzeiten enthält. Weitere Aussagen über die relative Altersstellung dieser beiden Vorkommen und die Stellung der anderen cromerzeitlichen Vorkommen zu ihnen sind aber vorerst nicht möglich.

S u m m a r y. The biostratigraphic classification of the Pleistocene in northwestern and central Europe is still unsufficiently known, in spite of numerous geological and vegetation-history investigations. The question is not even clear, for example, how often a warm-period vegetation with thermophilous trees such as Quercus, Ulmus, Tilia, Carpinus etc. could develop here. In past years, on the basis of several geological and vegetation-history findings, suspicion has often been expressed that some of the classical stages of the Pleistocene could include more warm periods than heretofore assumed, and as a result of recent investigations the period between the Waal and Holstein interglacials seems to include at least two warm periods, of which the Cromer is one. This paper contributes to this problem.

The interglacial sediments coming from the Elm-Mountains near Brunswick and from the Osterholz near Elze — both within the limits of the German Mittelgebirge — were investigated by pollen analysis. In both cases a *Pinus-Betula* zone and a QM zone were found. The vegetation development of the *Pinus-Betula* zone is characterized in both sequences by the early appearence of *Picea*. Because of strong local influence at the Osterholz a detailed correlation is difficult. However, vegetation development at the time of the QM zone at both sites was similar; it is especially characterized by the facts that *Ulmus* clearly migrated to the site earlier than *Quercus* and was very abundant throughout this time. Furthermore, both diagrams show very low amounts of *Corylus*. The interglacial from the Osterholz shows in addition to the above, a *Carpinus-QM-Picea*-zone in which *Eucommia* reaches a relative high value and in the upper part of which *Azolla filiculoides* was also found. The similarity of vegetation development justifies acceptance of the same age for the occurences. A comparison of the vegetation development at the Elm and the Osterholz with those of the Eem, Holstein, Waal, and Tegelen warm periods as well as with all the Cromer sites so far investigated shows that only a correlation with the Cromer Complex is possible. This correlation is supported by the geologic relations in the Osterholz (the deposit is

¹) Promotionsschrift der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Georg-August-Universität Göttingen (1968). overlain by Elster till). Therefore the till-like material with Scandinavien rock fragments underlying the deposit at Elm is of particular interest.

The "Rhume" interglacial beds at Bilshausen, only 60 km south of Osterholz, is also assigned to the Cromer complex, but the two deposits cannot be of the same age because the vegetation development differs. Therefore the Cromer complex must include at least two warm periods. Further conclusions about the relative stratigraphic position of these two occurences and correlations of other Cromer sites are at this time not possible, however.

Gliederung

	Seite
Zusammenfassung	204
A. Einleitung	205
B. Methodik	205
C. Das Osterholz	
a) Geographie und Geologie	206
b) Stratigraphie	207
c) Diagrammbeschreibung und Vegetationsentwicklung	208
d) Zur Deutung der NBP-Kurven	212
D. Der Elm	
a) Geographie und Geologie	213
b) Stratigraphie	214
c) Diagrammbeschreibung und Vegetationsentwicklung	215
d) Die Wasser- und Sumpfflora	218
E. Florenliste	218
F. Datierung und Diskussion	222
G. Schriften- und Kartenverzeichnis	232

A. Einleitung

Vornehmlich in den vergangenen zwei Jahrzehnten wurden in Nordwest- und Mitteleuropa zahlreiche Interglazialvorkommen entdeckt und pollenanalytisch bearbeitet, so daß die Kenntnisse über die Gliederung des Pleistozäns und über den Charakter der einzelnen Warmzeiten sehr erweitert werden konnten. Da jedoch diese Vorkommen fast ausnahmslos in den Flachlandgebieten Hollands, Dänemarks, Polens und Deutschlands liegen und meist aus der letzten Warmzeit stammen, ist über die Vegetationsentwicklung in den Mittelgebirgen und über die älteren Interglaziale immer noch wenig bekannt. Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit Interglazialvorkommen im Osterholz bei Elze und auf dem Elm bei Braunschweig. Beide liegen im Übergangsgebiet zwischen den Mittelgebirgen und der norddeutschen Tiefebene (Abb. 1) und verdienen besonderes Interesse, da über die pleistozäne Vegetationsentwicklung in diesem Raum bisher kaum etwas bekannt geworden ist.

Die Untersuchungen wurden in den Jahren 1964 bis 1967 am Systematisch-Geobotanischen Institut der Universität Göttingen durchgeführt. Mein besonderer Dank gilt Privatdozent Dr. H.-J. BEUG, welcher mich in die Pollenanalyse einführte und durch seine Hilfe bei den oft mühevollen Geländearbeiten und durch eine ständige Betreuung diese von ihm angeregte Arbeit sehr gefördert hat. Dank schulde ich auch Direktor Dr. G. LÜTTIG (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung in Hannover) und Dr. R. Goedeke (Braunschweig) dafür, daß sie mir die pollenanalytische Bearbeitung der von ihnen entdeckten Vorkommen gestatteten und mir zahlreiche geologische Hinweise gaben. Weiterhin danke ich meiner Frau J. GRÜGER sowie Frau B. LESEMANN für die tatkräftige Hilfe bei manchen Geländearbeiten und ganz besonders der Stiftung Volkswagenwerk, die mir in den Jahren 1966 und 1967 ein Stipendium gewährte und auf diese Weise den Fortgang der Untersuchungen sehr erleichterte. Die Arbeit wurde ferner mit Forschungsmitteln des Landes Niedersachsen unterstützt. Auch hierfür sei gedankt.

B. Methodik

Alle Bohrungen wurden mit einem Sandbohrer der Stichting voor Bodemkartering (Wageningen) (vgl. auch STEUR et al. 1961) durchgeführt. Mit diesem Gerät können relativ feste Sedimente,

C .:...

nämlich Geschiebelehm, Sande, Tone und stark gepreßte, nicht aber lockere Torfe gebohrt werden. Es ist so robust gebaut, daß Bohrtiefen von mehr als 16 m erreicht werden konnten. Beim Bohrvorgang schneiden die zweiwendelige Spitze des Bohrers und die als Messer ausgebildeten Seitenwände der Bohrkammer zwei Teilbohrkerne aus dem Sediment heraus, die sich in die Kammer schieben und dort — je nach Sediment verschieden stark tordiert — wieder miteinander verkleben. Ihr Querschnitt ist groß genug, um einwandfreie Proben für eine pollenanalytische Bearbeitung entnehmen zu können. Dazu eignet sich übrigens auch das noch außerhalb der Bohrkammer an der Wendelspitze befindliche Material sehr gut.

Die für die pollenanalytische Untersuchung bestimmten Proben wurden soweit nötig in üblicher Weise mit Salzsäure bzw. Flußsäure oder Kalilauge behandelt und dann azetolysiert (vgl. BEUG 1957). Viele Proben aus dem Profil Osterholz wurden wegen starker Gelbildungen im Verlauf des Aufbereitungsverfahrens in konzentrierter Salzsäure erhitzt. Die Aufbereitung der Proben für die Untersuchung der pflanzlichen Großreste erfolgte je nach Sediment auf verschiedene Weise: mit verdünnter Salzsäure, Salpetersäure, Kalilauge, 5% ofger Oxalsäure (vgl. BEUG 1957) oder mit ca. 20% ofgem Wasserstoffperoxid.

Die Diagramme vom Elm (Taf. 2-4) sind als Gesamtdiagramme dargestellt, d. h. Baumpollen (BP) und Nichtbaumpollen (NBP) bilden zusammen eine Grundsumme (GS) von 100%. Das Diagramm Osterholz (Taf. 1) ist als BP-Diagramm dargestellt (Σ BP = 100%), d. h. die Anteile der krautigen Pflanzen sind in Prozenten der BP angegeben, ebenso die der Wasserpflanzen und Farne, – anders als in den Gesamtdiagrammen, in denen letztere auf die GS bezogen sind. Die jeweilige Bezugsgröße beträgt in der Regel 500 Pollenkörner (PK). Lediglich in den beiden jüngsten Proben des Profils Osterholz wurden nur um 200 BP gezählt. Auch in allen Proben des Profils D vom Elm bilden nur 200 PK die GS.

C. Das Interglazial Osterholz bei Elze

a) Geographie und Geologie

Das Osterholz (Abb. 1), ein kleines Waldstück, liegt etwa 4 km von Elze entfernt unmittelbar an der Westflanke des Hildesheimer Waldes, in dem Buntsandstein und Muschelkalk anstehen, während die Hügel und Hänge westlich davon, die zur etwa 70 m



Abb. 1. Das Untersuchungsgebiet mit den wichtigsten Interglazialvorkommen.

tiefer gelegenen Talaue der Leine überleiten, von Lößlehm und Geschiebelehm bedeckt sind. Dieses pleistozäne Material liegt in der Umgebung des Osterholzes auf Gipskeuper, der am Nordrande des Osterholzes von einem Tälchen angeschnitten wird. Hier lag ehemals ein See, dessen interglaziale Sedimente bei der Bildung jenes engen Tälchens ausgeräumt wurden und nur in einem randlichen Bereich an der Nordflanke desselben südlich der Höhe 142,6 erhalten blieben. Sie wurden von G. Lüttig bei Kartierungsarbeiten in den Jahren 1954 bis 1957 entdeckt.

Nach LÜTTIG (1960) ist das Gebiet um Elze tektonisch sehr labil, "denn hier kreuzen sich mehrere Störungssysteme erster Ordnung ..., und zusätzlich zur tektonischen Formung kommt der Faktor der Salzauslaugung oder der Salzabwanderung als landschaftsbildendes Element". LÜTTIG führt deshalb z. B. die Entstehung eines holsteinzeitlichen Sees, der nur etwa 3 km südwestlich vom Osterholz lag, auf derartige Vorgänge zurück. Es liegt nahe, als Ursache für die Entstehung des interglazialen Seebeckens vom Osterholz ähnliche Erscheinungen (Salzauslaugung im Gipskeuper) anzunehmen.

b) Stratigraphie

Die Bohrungen wurden im Jahre 1966 jeweils oberhalb einer verfallenen Mergelgrube niedergebracht. Die hangenden Schichten wurden mit einem Drillbohrgerät²) durchstoßen, die pollenführenden Ablagerungen mit einem Sandbohrer erbohrt.

0— 50 cm	Lößlehm
50—300 cm	rotbrauner Geschiebelehm, z. T. mit Steinen
300—383 cm	grünlichgrauer, fast kalkfreier Lehm, feinsandig, nach unten dunkler werdend
383—406 cm	graubrauner bis rotbrauner, stark toniger Mergel
406—410 cm	tonige Seekreide
410-412 cm	grauer, stark toniger Mergel
412-419 cm	hell-ockerfarbener Mergel mit Konchylien
419—421 cm	graubrauner, stark toniger Mergel
421-428 cm	ockerfarbener Mergel
428-437 cm	brauner, stark toniger Mergel, nach unten heller und tonärmer werdend
437—440 cm	gelbbraune, tonige Seekreide mit Konchylien
440—472 cm	brauner Mergel mit Kalksteinen und Konchylien, nach unten dunkelbraun und stark tonig werdend
472—476 cm	tonige Seekreide
476—483 cm	graubrauner Mergel mit Konchylien
483—485 cm	dunkelbrauner, stark toniger Mergel
485—510 cm	olivbrauner, nach unten dunkler und toniger werdender Mergel mit Konchylien
510—550 cm	grauweiße, tonige Seekreide, gebändert, mit Konchylien
550—560 cm	Seekreide
560—648 cm	hellgraue, tonige Seekreide, gebändert, mit Konchylien, ab 600 cm dunkler und toniger werdend
648—714 cm	weiße Seekreide mit Konchylien (scharfe Grenze nach oben), 680-700 cm etwas toniger
714—725 cm	blaugrauer Mergel
725—733 cm	Seekreide mit Konchylien
733—734 cm	grauer, stark toniger Mergel
734—742 cm	olivbrauner Mergel
742—748 cm	Seekreide, nach unten toniger werdend
748—749 cm	grauer, sehr stark toniger Mergel
749—750 cm	ockerfarbener Mergel
750—770 cm	blaugrauer Mergel mit Kalksteinen
770—780 cm	ockerfarbener, stark toniger Mergel
780—795 cm	blaugrauer Mergelstein

²) Diese und weitere Bohrungen, die zur allgemeinen Orientierung über die Ausdehnung des Interglazialvorkommens dienten, wurden vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover durchgeführt. Dafür sei an dieser Stelle herzlich gedankt.



Abb. 2. Zeichenerklärung. (Die Bezeichnungen "Kies" und "Geschiebelehm" müssen vertauscht werden.)

c) Diagrammbeschreibung und Vegetationsentwicklung

Die Deutung eines Pollendiagramms soll im allgemeinen nicht dazu dienen, die örtlich begrenzten Veränderungen der Vegetation aufzuzeigen, sondern nach Möglichkeit zu Aussagen über die großräumige Entwicklung der Vegetation führen. Daher ist es notwendig, vor einer eingehenden Beschäftigung mit dem Pollendiagramm vom Osterholz (Taf. 1) darauf hinzuweisen, daß der Verlauf der Pollenkurven der Gramineae, Chenopodiaceae, Compositae einschließlich Artemisia eindeutig auf eine zeitweilig starke Beeinflussung durch die lokale Vegetation spricht. Es muß auch damit gerechnet werden, daß die Waldentwicklung lokale Züge trägt, weil der Pollenniederschlag z. B. durch lokale Bruchwaldbildungen, wie sie aus postglazialen, durch Absenkung entstandenen Becken häufig nachweisbar sind, stark beeinflußt sein kann.

I. Bewaldung und Kiesern-Birkenzeit (DA 1-6)³)

Der untere Teil des Pollendiagrammes vom Osterholz (Taf. I) kann in sechs Abschnitte (675—775 cm) gegliedert werden, deren Grenzen durch die Schnittpunkte der Pollenkurven von *Pinus* und *Betula* festgelegt sind.

Die ältesten pollenführenden Sedimente stammen aus einer Zeit (DA 1), in der etwa zwei Drittel des BP von der Kiefer geliefert wurden. Hohe Anteile entfallen auch auf Juniperus (20,6-34,2%), während Betula (4,2-9,0%), Picea (3,2-5,2%), Quercus, Ulmus, Alnus (sämtlich unter 1%) und Corylus (in einer Probe: 1,6%) in den Pollenspektren nur schwach und zum Teil nicht regelmäßig vertreten sind. Die NBP-Anteile (15,6-19,4%) stammen fast ausschließlich von Compositae (nur wenig Artemisia) und von Gramineae. Die Birkenwerte steigen von 9% am Ende des DA 1 im DA 2 bis auf 58,4% an, sinken aber danach wieder ab und liegen im DA 3 zwischen 11,2 und 15,2%. Die Pollenkurve der Kiefer ist gegenläufig und besitzt daher im DA 2 ein Minimum (17,2%) und im DA 3 ein Maximum (69,2%). Ebenso wie die Anteile der Kiefer gehen die der Fichte im DA 2 zunächst deutlich zurück, steigen aber im DA 3 wieder an (6,8-9,0%). Ein derartiges, gleichsinniges Verhalten der Pollenkurven von Pinus und Picea ist auch in den jüngeren Abschnitten wiederholt zu beobachten. Die NBP-Kurve erreicht im DA 2 mit 176,7% ihr absolutes Maximum. Außer Compositae (ohne Artemisia 159,5 %) sind jetzt auch die Gramineae, Artemisia und die Chenopodiaceae stärker vertreten. Ihre Anteile im Pollenniederschlag nehmen aber im DA 3 deutlich ab, so daß die NBP-Kurve hier nur noch Werte um 20% erreicht. Während in den DA 2 und 3 der Verlauf der meisten Pollenkurven mehrfach stark wechselnde Tendenzen zeigt, sinkt die Juniperus-Kurve, im DA 2 beginnend, allmählich ab und setzt im DA 7 schließlich aus.

Wie ein Vergleich der ältesten Abschnitte des Diagrammes Osterholz mit Pollendiagrammen aus dem Würm-Spätglazial und aus älteren Kaltzeiten zeigt, ist im Osterholz eine waldfreie Zeit nicht nachgewiesen. Die hohen *Juniperus*-Anteile im DA 1 lassen

³) DA = Diagrammabschnitt

vielmehr in Verbindung mit den niedrigen NBP-Werten den Schluß zu, daß das Diagramm mitten in einer Bewaldungsphase einsetzt, in der neben *Juniperus* auch schon *Pinus* lockere Bestände bildete. Dann breitete sich vorübergehend die Birke aus, und erst danach entstand, wie der Rückgang der *Juniperus*-Anteile zeigt, ein geschlossener Kiefernwald, in dem vermutlich auch schon die Fichte vorkam (DA 3).

Der überaus rasche Wechsel der dominierenden Baumarten an den Grenzen der DA 4, 5 und 6 ist mit deutlichen Veränderungen in der Häufigkeit anderer Pollentypen verbunden. So enthalten die birkenreichen DA 4 und 6 (ähnlich wie DA 2) reichlicher Pollen von Quercus, Ulmus und Rhamnus frangula als die kiefernreichen DA 3 und 5, die ihrerseits höhere Picea-Werte und deutlich geringere NBP-Anteile — vor allem weniger Pollen von Gramineae und Artemisia — aufweisen. Die Funde von Myrica sind auf DA 4 und 6 beschränkt. An den Grenzen dieser DA erfolgt gleichzeitig mit diesen Veränderungen der Vegetation ein Wechsel des Sedimentes: Seekreide in den Abschnitten mit Birkendominanz, Mergel in den Abschnitten mit Kieferndominanz.

Für diese sich mehrfach wiederholenden, einschneidenden Veränderungen in der Pollenzusammensetzung sind drei Erklärungsmöglichkeiten denkbar: Störungen im Profil, Änderungen des Klimas oder starke Beeinflussung der Pollenspektren durch die lokale Vegetation.

Um die Frage zu klären, ob das Profil gestört sein könne, wurden an den kritischen Stellen in möglichst dichtem Abstand Proben entnommen. Wie das Diagramm (Taf. 1) zeigt, konnten dabei weder für die Pollenkurven von *Pinus* noch für die von *Betula* Zwischenwerte ermittelt werden. Ein Parallelprofil ergab dieselben Ergebnisse. Wie verschiedene Probebohrungen zeigten, stammen beide Profile aus dem ufernahen Bereich des interglazialen Sees, wo besonders in Verbindung mit Senkungen des Seeuntergrundes (Salzauslaugung) am ehesten Rutschungen ganzer Schichtpakete und damit eine Störung der Profile erfolgt sein könnten. Da jedoch im Pollendiagramm nirgendwo Verdoppelungen eines Schichtkomplexes zu beobachten sind (man beachte die niedrigen *Juniperus*-Werte in den DA 4, 5 und 6), kann diese Erklärungsmöglichkeit nur richtig sein, wenn man weitere Störungen — etwa Schichtlücken — annimmt, was wenig wahrscheinlich ist und an den geringfügigen Resten der von der Erosion verschont gebliebenen interglazialen Sedimente wohl auch kaum nachgeprüft werden kann.

Eine klimatische Interpretierung — kühle Birkenzeit, warme Kiefernzeit — trifft auf Schwierigkeiten, da gerade in den birkenreichen DA 4 und 6 regelmäßig PK wärmeliebender Arten auftreten, nicht aber oder doch viel seltener in den kiefernreichen Abschnitten. Die in den DA 4 und 6 deutlich, aber nur geringfügig erhöhten NBP-Anteile allein können eine solche Deutung ebenfalls nicht rechtfertigen. Doch erlauben die häufigen birkenzeitlichen Nachweise von Sumpfpflanzen (*Rhamnus frangula, Salix, Myrica, Filipendula* und *Sphagnum* sind fast ausschließlich auf die birkenreichen Abschnitte beschränkt), die Birkendominanz in den DA 4 und 6 als eine Folge von Bruchwaldbildungen zu deuten. Durch Salzauslaugung können kurzfristig Änderungen des Grundwasserspiegels erfolgt sein, die eine Bruchwaldbildung und Versumpfung förderten. In gleicher Weise können sich übrigens Änderungen in der Ausdehnung der Leine-Aue ausgewirkt haben. Es sei noch darauf hingewiesen, daß der Tongehalt der Sedimente aus den birkenreichen Abschnitten — auch der in jüngeren Waldzeiten — geringer ist als sonst. Es wurden hier überwiegend reine Seekreiden gebildet.

Unter der Voraussetzung, daß das Profil ungestört ist, läßt sich demnach die Birkendominanz der DA 4 und 6 sehr wahrscheinlich durch die Bildung von Birkenwäldern in der näheren Umgebung des Osterholzes und möglicherweise auch in der Leine-Aue erklären. Dabei müssen lokale Standortsveränderungen eine besondere Rolle gespielt haben. Vielleicht sind auch die Veränderungen in der Vegetation des DA 2 in ähnlicher Weise zu deuten. Der Kiefern-Fichtenwald, dessen Vorherrschaft im DA 3 begann und im DA 5 erneut offenkundig wurde, war während der DA 4 und 6 wahrscheinlich auf die trockeneren Standorte der umliegenden Höhen beschränkt.

II. Eichenmischwald-(EMW-) Zeit (DA 7-12)

Der mittlere Teil des Diagrammes (510-675 cm) kann anhand der Kurven von *Quercus* und *Ulmus* in sechs Abschnitte gegliedert werden, deren Grenzen durch die Schnittpunkte beider Kurven (außer DA 10) gegeben sind. Die Grenzen des DA 10 sind durch die Schnittpunkte der Kurven von EMW und *Betula* bestimmt.

Schon am Ende des DA 6 sinkt die Birkenkurve ab. Diese Tendenz setzt sich bis in den DA 7 fort (Minimalwert 28,7%). Gleichzeitig sinken die NBP-Werte unter 6%; dagegen steigen die Werte von Alnus und Pinus sowie die EMW-Anteile (erstmals mehr als 5%, vornehmlich Ulmus) an (DA 7: Birken-Erlen-Kiefern-Ulmenphase). Die Picea-Werte bleiben weiterhin niedrig. Die Ulmenkurve erreicht noch vor dem Steilanstieg der Eichenkurve im DA 8 ein erstes Maximum von 17,6%. Regelmäßig Funde von Corylus und cf. Syringa sect. Ligustrina, 2 PK von Viburnum opulus. An der Grenze DA 7/8 steigt die Kurve von Quercus auf Werte von mehr als 25 % an und entsprechend fällt die Kiefernkurve bis auf 3 % ab. Betula erreicht im DA 8 (Birken-Erlen-Eichen-Ulmenphase) wieder Werte von 40-50%. Gleichzeitig setzt die Lindenkurve ein (bis 2%). Die NBP-Anteile steigen auf 26,2% (vornehmlich Gramineae und Compositae incl. Artemisia) an. Zu Beginn von DA 9 dominiert in einer Probe Pinus (38,9%). Hier wurde ein Pollenkorn von Tsuga gefunden. Falls es sich dabei um ein Pollenkorn auf sekundärer Lagerstätte handelt, wäre es das einzige dieser Art im ganzen Diagramm. Gleichzeitig steigt die Picea-Kurve bis auf 14,8% an. Nach dieser an Coniferenpollen reichen Phase gelangt der EMW (max. 56,5%), vor allem die Ulme (max. 38,3%), zur Vorherrschaft. Alnus und Betula um 20%.

Der folgende DA 10 scheint sehr starke Veränderungen der Vegetation anzuzeigen. Wie schon mehrfach in älteren Abschnitten gelangt die Birke erneut zur Vorherrschaft (absolutes Maximum 86,0%). Keine der anderen Baumarten erreicht im Pollenniederschlag mehr als 10%. Die *Pinus*-Werte sinken bis auf 2,2% ab, die *Quercus*-Anteile auf 1,1%; der Minimalwert der Ulme (stets höhere Werte als *Quercus!*) beträgt 2,4%. PK von cf. Syringa und Tilia fehlen. Die Alnus-Werte sinken unter 1%. Picea ist in jeder Probe nur noch durch 1 oder 2 PK vertreten. Dagegen tritt Juniperus, der in den DA 8 und 9 praktisch fehlt, wieder auf. Die Artemisia-Kurve erreicht mit 15,4% ihr absolutes Maximum.

Im DA 11 stellen sich dann wieder Verhältnisse ein, wie sie im DA 9 herrschten. Nur die Erle gewinnt ihre alte Stellung nicht wieder zurück. Man beachte, daß der endgültige Rückgang der Erlenwerte schon im DA 9 beginnt. DA 9–11: Ulmen-Eichen-Birkenphase.

Im DA 12 liegen die höchsten EMW-Werte (73,9%), wobei Eiche und Linde ihre Höchstwerte (52,1 bzw. 2,8%) erreichen, während die Ulmenkurve unter die der Eiche absinkt (Eichen-Ulmen-Lindenphase). Erster Pollenfund von Acer. Am Ende des DA 12 beginnen die Kurven von Picea und Pinus auf Kosten aller Arten des EMW anzusteigen.

Als Beginn der EMW-Zeit wird jener Zeitpunkt angesehen, von dem ab die Arten des EMW erstmals mehr als 5 % des BP stellten (DA 7). Die geringen EMW-Werte in den ältesten DA erlauben kaum den Schluß, daß diese Arten schon vorher im Gebiet verbreitet waren. Zunächst breitete sich die Ulme aus, gleichzeitig mit ihr die Erle. Nach der Ulme erschien die Eiche (DA 8). Diese beiden Baumarten bestimmten während der EMW-Zeit — sich mehrfach in der Dominanz abwechselnd (DA 9—12) — den Charakter der Wälder jenes Gebietes. Linde, Esche und Ahorn erlangten nie eine größere Bedeutung.

Während der ganzen EMW-Zeit war die Birke im Gebiet vertreten, zeitweise sogar sehr reichlich (DA 10). Man wird annehmen dürfen, daß *Betula* die feuchteren Standorte besiedelte, da sich in den birkenreichen Abschnitten die Nachweise von Myrica. Salix. Filipendula und Cyperaceae häufen. Das gilt insbesondere für den DA 10, in dem die Birkenkurve ähnlich hohe Werte erreicht wie in den DA 4 und 6. Auch hier ergibt sich wieder die Frage nach der Möglichkeit einer Störung im Profil. Sie darf wohl verneint werden, da aus dem deutlich geschichteten Sediment in dichter Folge Proben entnommen werden konnten, die den Anstieg wie den Abfall der Birken- bzw. der EMW-Kurve sichern. Da auch Veränderungen in der Vegetation, die mit Sicherheit auf eine Klimaverschlechterung deuten könnten, nicht nachweisbar sind (über das Verhalten der Artemisia-Kurve vgl. Abschnitt C. d), bleibt bei den ältesten birkenreichen Abschnitten nur die Bildung von Birkenbrüchen als Erklärungsmöglichkeit übrig. Während dieser Zeit stockten auf den umliegenden Höhen offenbar ulmenreiche Wälder. Sehr merkwürdig ist das Verhalten von Alnus. Diese Art erschien bereits zu Beginn der EMW-Zeit, verschwand aber schon vor dem Einsetzen der Bruchwaldbildung fast völlig. Auch die vorübergehende, sich in den jüngeren DA mehrfach wiederholende Ausbreitung von Fichte und Kiefer zu Beginn des DA 9 und am Ende des DA 12 findet nur schwer eine Erklärung. Immerhin könnte die Ausbreitung dieser Baumarten auf die feuchteren Stellen der Umgebung des Osterholzes beschränkt gewesen sein, da beide Baumarten auch solche Standorte zu besiedeln vermögen.

III. Die Hainbuchen-Eichenmischwald-Fichtenzeit (DA 13-15)

Im hainbuchenreichen Teil des Diagrammes (403-510 cm) beginnt die geschlossene Kurve von Eucommia4). Ihr Verlauf ermöglicht die Gliederung der Hainbuchenzeit in drei Abschnitte: DA 13, Eucommia-Werte unter 0,5 %, DA 14, Eucommia-Werte 2,9-3,8% (1) DA 15, Gipfel (13,0%) und Abfall der Eucommia-Kurve. Jeder dieser Abschnitte läßt sich in fast identischer Weise in einen älteren coniferenreichen Teil und einen, in dem die Coniferen niedrige, der EMW - vor allem Quercus - aber hohe Werte erreichen, gliedern. Der DA 13 beginnt dementsprechend mit hohen Anteilen von Picea (max. 51,5%) und Pinus (um 30%), während der EMW anfangs nur Werte zwischen 14,4 und 24,4% (Quercus 9,5-13,6%, Ulmus 4,9-9,9%) erreicht. In der jüngeren Hälfte dieses Abschnittes aber sinken die Kurven der Coniferen unter 10% ab, und die Eichenkurve steigt bei etwa gleichbleibenden Ulmenwerten bis auf 27,7% an. Dieser Wechsel ist in ähnlicher Weise auch in den DA 14 und 15 zu beobachten. Die Erlenkurve bleibt von diesen Veränderungen unbeeinflußt, doch hat die Kurve der Birke während der eichenreichen Phasen der DA 14 und 15 deutlich höhere Werte (10,8-17,3% statt um 3,5 %); Pollen von Fraxinus und Acer ist jetzt häufiger als in der EMW-Zeit. Die geschlossene Haselkurve beginnt im DA 13. Hier liegt auch ihr Maximum (5%). Je zwei PK von Abies und Myrica im DA 14, 1 PK von Viburnum opulus. Die Hainbuchenkurve liegt nach einem Steilanstieg zu Beginn des DA 13 fast stets über der 25%/0-Marke und zeigt im ganzen eine langsam ansteigende Tendenz (Maximum 46,2 %) im DA 14). Die NBP-Werte sind abgesehen von einer Probe im DA 13 (73,3%), in der die Kurve der Chenopodiaceae ein Maximum von 68,2% besitzt, kleiner als 20%; zuweilen sinken sie bis unter 5% ab. In der Hainbuchenzeit häufen sich die Nachweise von Sumpf- und Wasserpflanzen: Typha-Tetraden regelmäßig, relativ zahlreiche Funde des Sparganiumund des Myriophyllum verticillatum-spicatum-Typs sowie von Lythrum, vereinzelt PK vom Eupotamogeton-Typ, 1 PK von Nuphar. Die bereits im DA 11 einsetzende Kurve der Polypodiaceae, die erst im DA 12 die 3%-Marke überschreitet, erreicht im DA 15 mit 86,2% ihr Maximum; im DA 15 (vorher nur vereinzelt) regelmäßig Funde von Osmunda; Lycopodium und Sphagnum sind wieder häufiger. In vier Proben des DA 15 wurden Mikrosporen, Glochidien und 4 Massulae von Azolla filiculoides gefunden.

⁴⁾ Ich danke Dr. ZAGWIJN (Haarlem/Niederlande) für die Bestimmung dieses Pollentyps.

Zu Beginn der Hainbuchen-EMW-Fichtenzeit verloren Eiche und Ulme ihre dominierende Stellung und machten der Hainbuche Platz, die von nun an in den Wäldern vorherrschte. Nur zeitweise erreichte die Eiche ebenfalls eine größere Bedeutung. Esche und Ahorn scheinen nun etwas häufiger gewesen zu sein als früher. Der Artenreichtum der Wälder war groß. Die Hasel kam in ihnen vor und seit Beginn der Hainbuchenzeit auch *Eucommia. Pinus* und *Picea* breiteten sich — wie auch schon früher (DA 3, 5, 9) — mehrmals kräftig aus, verschwanden aber offenbar zeitweise wieder aus der Umgebung des Osterholzes oder wurden sehr selten. Die Ausbreitung der Nadelhölzer geschah fast nur auf Kosten von Quercus, so daß es nahe liegt, diese Erscheinung auf die Konkurrenz zwischen der Eiche und den Coniferen zurückzuführen. Da nämlich andere thermophile Laubhölzer von diesen Vorgängen nicht betroffen werden, können sie nicht mit Temperaturänderungen in Zusammenhang gebracht werden.

Im Pollendiagramm schließt sich ein weiterer Abschnitt an, der unter Umständen als

IV. Fichten-Kiefernzeit (DA 16)

gedeutet werden kann. *Picea* dominiert (Werte bis über 70%). Die *Pinus*-Kurve bewegt sich um 30%. Die Werte aller anderen Baumarten liegen unter 5%. Die Pollenkurven von *Ulmus, Tilia* und *Eucommia* setzen aus, die Farnwerte nehmen stark zu. Das alles kann als Anzeichen für eine durchgreifende Klimaverschlechterung angesehen werden. Da jedoch die Erhaltung der PK in den drei jüngsten Proben viel schlechter und die Pollendichte viel geringer ist als in allen anderen Abschnitten, bestehen erhebliche Zweifel an der ungestörten Lagerung des Materials.

d) Zur Deutung der NBP-Kurven

Der Verlauf der NBP-Kurven und die Verteilung einiger NBP-Typen im Pollendiagramm vom Osterholz weisen gewisse Eigentümlichkeiten auf. Besonders auffällig ist der unvermittelte, meist nur von einem einzigen Pollentyp hervorgerufene schnelle Wechsel von hohen zu niedrigen Werten in einigen Abschnitten des Diagramms. Ein solcher NBP-Gipfel (vor allem Chenopodiaceae) findet sich z. B. im DA 13. Da damals in der Umgebung des Osterholzes mit Sicherheit thermophile Baumarten wuchsen, können die hohen NBP-Werte nicht Anzeichen für eine klimatisch bedingte Entwaldung (Ausbreitung von Steppen oder Tundren) sein, sondern müssen lokale Ursachen haben. Der hohe Anteil der Chenopodiaceae legt es nahe anzunehmen, wie dies auch AVERDIECK (1958), WEST & SPARKS (1960) und ERD (1965 b) bei anderen Vorkommen mit ähnlichen Verhältnissen tun, daß zu jener Zeit in der näheren Umgebung des Osterholzes halophile Pflanzengesellschaften vorkamen. Wie der Verlauf der keineswegs geschlossenen Chenopodiaceae-Kurve zeigt, muß mit einem mehrmaligen Auftreten solcher Gesellschaften gerechnet werden. Ursache dafür könnte der Austritt von salzhaltigem Wasser gewesen sein. Vielleicht kann die Untersuchung der Ostracoden-Fauna vom Osterholz, die im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover durchgeführt werden soll, einen Beitrag zur Klärung dieser Frage liefern.

Zwei weitere auffällige NBP-Gipfel liegen in den DA 2 und 6. Hier erreichen die Gramineae (ohne Artemisia), die auch sonst im ganzen Diagramm den größten Anteil der NBP stellen, besonders hohe Werte. Beide Gipfel liegen in birkenreichen Abschnitten. Da auch hier eine Klimaverschlechterung (vgl. dazu besonders Abschnitt C. c) nicht nachweisbar ist, kann die Erhöhung der NBP-Anteile in den birkenreichen Abschnitten (auch DA 4) nur als Folge lokaler Veränderungen gewertet werden.

Ein merkwürdiges Verhalten zeigt auch die Artemisia-Kurve. In den ältesten Abschnitten sind ihre Werte sehr gering, jedoch in den birkenreichen Phasen deutlich höher als in den kiefernreichen. Diese Kurve zeigt während der frühen EMW-Zeit eine ansteigende Tendenz und erreicht zu Beginn der Birkenausbreitung im DA 10, also während der EMW-Zeit, mit 15,4% ihr absolutes Maximum. Danach sinken ihre Werte ab. Später ist Artemisia nicht mehr in allen Proben nachweisbar. Die Ausbreitung von Artemisia kann nicht wie im Spätglazial als ein Zeichen für einen Klimarückschlag gewertet werden, da sie gleichzeitig mit der Ausbreitung der Arten des EMW erfolgt. Sie kann auch nicht etwa als Hinweis auf die Entstehung einer Baumsteppe dienen, da in diesem Falle höhere NBP-Werte zu erwarten wären. Man wird auch hier von einer lokalen Erscheinung sprechen müssen. Das Vorkommen von Artemisia wäre hiernach kein Anzeichen für besondere klimatische Verhältnisse, sondern durch standörtliche Faktoren bedingt. Das Verhalten der NBP-Kurven spiegelt demnach lokale Veränderungen der Vegetation wider und läßt sich nicht klimatisch interpretieren.

D. Der Elm

a) Geographie und Geologie

Der Elm, ein bis über 320 m NN ansteigender Höhenzug von 20 km Länge und 5-9 km Breite, liegt im nördlichen Harzvorland etwa 15 km südöstlich von Braunschweig (Abb. 1). Der Höhenrücken wird von den Formationen der Trias, überwiegend vom Oberen Muschelkalk gebildet. In den etwa 200 m tiefer gelegenen Talmulden, die ihn umgeben, stehen im wesentlichen Keuper, Kreide oder tertiäre Sande an, die zum Teil von pleistozänen Ablagerungen überdeckt sind.

Die Oberfläche des Elm ist stellenweise geradezu übersät mit Hohlformen, die GOEDEKE (1966) in Anlehnung an ältere Arbeiten als Erdfälle deutete. Ihre Entstehung wird in den meisten Fällen auf Lösungsvorgänge in den Gipsbänken des Mittleren Muschelkalks zurückgeführt. Die meisten dieser Hohlformen liegen trocken; einige führen zeitweise Wasser, andere sind im späten Postglazial mit Torfen verlandet, wieder andere sind mit überwiegend minerogenen Sedimenten völlig aufgefüllt (vgl. GOEDEKE 1966) und daher höchstens durch eine etwas üppigere Krautvegetation und stark vernäßte Böden von der Umgebung zu unterscheiden ("Naßgallen").

Im Distrikt Sundern, etwa 1 km südöstlich von Brunsleberfeld, liegt eine Gruppe solcher Naßgallen, deren nordöstlichste mit dem von GOEDEKE untersuchten Erdfall 21 (MTB 3831 Schöningen, R 21760, H 82920) identisch ist (Abb. 3). Diese Hohlform ist — wie GOEDEKE bei geomorphologischen Untersuchungen in den Jahren 1962 und 1963 feststellte — zum größten Teil mit Sanden, Tonen und Torfen aufgefüllt, deren interglaziales Alter unbestritten ist. Aber nicht nur in dem annähernd kreisförmigen Areal (Durchmesser ca. 30 m) des Erdfalles 21, sondern auch noch in dem sich etwa 100 m nach SE anschließenden Gebiet finden sich gleichaltrige Sedimente. Die Zahl der hier durchgeführten Bohrungen gestattet es noch nicht, sicher zu entscheiden, ob im Distrikt Sundern ehemals ein einziger größerer See bestand oder ob — wie vermutet — mehrere, dicht nebeneinander gelegene kleinere Seen in getrennten Hohlformen vorhanden waren und



Abb. 3. Elm bei Braunschweig. Lage des Interglazialvorkommens und der Bohrpunkte.

später verlandeten. Weitere Bohrungen wurden in benachbarten Naßgallen (100-200 m westlich) angesetzt, weil auch dort interglaziale Sedimente vermutet wurden. Diese Bohrungen mußten aber in geringer Tiefe (um 2 m) abgebrochen werden, da es nicht gelang, die sehr steinigen Deckschichten, die nordisches Material und Kalksteine enthalten, zu durchstoßen.

b) Stratigraphie

Insgesamt wurden acht Profile für die pollenanalvtischen Untersuchungen erbohrt, vier im Bereich des Erdfalles 21 (Profile A, B/C, H, K), die anderen südlich davon (Profile D, E. F. G). Die Bohrungen haben gezeigt, daß die Hohlform sehr tief und steilwandig ist; denn die pollenführenden Sedimente sind bei einem oberen Durchmesser der Erdfallfüllung von nur 25 m mindestens 13,5 m mächtig. Daraus läßt sich in Verbindung mit den Angaben, die GOEDEKE (1966) über die Gestalt des Erdfalles 21 macht, und unter der Voraussetzung, daß sich diese seit der Zeit, als die ältesten Sedimente zur Ablagerung kamen, nicht wesentlich verändert hat, errechnen, daß der Böschungswinkel auf der Ostseite der Hohlform damals ungefähr 60° betragen haben muß. In der Tabelle 1 sind für verschiedene Profile Tiefenangaben zusammengestellt worden, aus denen sich leicht die Mächtigkeiten vegetationsgeschichtlich gleicher Abschnitte ermitteln lassen. Diese sind in den randnahen Profilen (vor allem A, B/C) weniger mächtig als mehr im Zentrum der Hohlform.

Tabelle 1

Zusammenstellung von Tiefenangaben (in cm) für gleichaltrige Horizonte

ii	Profil B/C	Profil K	Profil H
Obergrenze der pollenführenden Sedimente	175	275	275
Beginn des DA 9	232,5	345	350
Beginn des DA 8	325	465	480
Beginn des DA 7	377	570	590
Beginn des DA 6	385	630	690
Beginn des DA 5	410	690	720
Beginn des DA 4	422,5	730	750
jüngster Birkengipfel des DA 3	495	790	790
Bohrtiefe	495	1625	820
Liegendes erreicht	ja	nein	nein

Entfernung der Bohrstelle B/C von H etwa 10m, von K ca. 12m. Die Bohrungen H, K. und B/C sind ca. 3,5 m bzw. je 7 m von dem angenommenen Zentrum der Hohlform entfernt (zur Lage der Bohrpunkte vgl. Abb. 3 und GOEDEKE 1966, Beilage 5 oder GOEDEKE, GRÜGER und BEUG 1966, Abb. 1.)

Profil A, erbohrt bei Punkt 12. Das Pollendiagramm (vgl. GRüger 1965) beginnt im DA 4 und endet zu Beginn von DA 9.

Profil B/C, erbohrt bei Punkt 13, Pollendiagramm Taf. 2. – 75 cm vergleyter Lößlehm

- 0- 75 cm
- 75-105 cm Lößlehm, feinsandig

105-178 cm Geschiebelehm mit Kalksteinen und nordischem Material

178-305 cm graublauer bis dunkelbrauner, zum Teil sandiger Ton

305-386 cm Übergang von Tonen zu blättrigen Moostorfen

386-417 cm stark gepreßter, blättriger Braunmoostorf

417-435 cm grauer, humoser Feinsand

435-480 cm grauer, humoser Grobsand, mit nordischem Material

- 480—500 cm Lehm mit Grobsand
- 500—520 cm Grundmoräne (Lehm, Grobsand, Kalksteine)

Profil H, erbohrt bei Punkt 26. Das Diagramm (nicht veröffentlicht) beginnt am Ende des DA 3 und endet zu Beginn von DA 9.

- 0-205 cm Lößlehm und Geschiebelehm
- 205—250 cm gelbbrauner, fetter Ton

250-270 cm rostroter Ton
- graublauer, teils rostroter Ton 270-295 cm fetter, graublauer Ton, nach unten humoser werdend 295-415 cm 415—455 cm 455—605 cm 605—620 cm stark humoser Ton, z. T. sandig grauer, schwach humoser, z. T. fast reiner Ton stark humoser Ton schwach humoser Ton, im unteren Teil warwig gebändert, auch Sand- und Ton-620-715 cm bänder zersetzter Torf 715-760 cm 760-765 cm schwach humoser Ton 765-785 cm humoser Ton mit ockerfarbenen Tonbändern, z. T. sandig 785-795 cm stark humoser Ton schwach humoser bis fast reiner Ton, z. T. mit Sand- und Tonbändern 795-820 cm Profil K, ungefähr 5 m nördlich von Punkt 26 erbohrt. Pollendiagramm Taf. 3 0- 100 cm Lößlehm Geschiebelehm mit Kalksteinen und nordischem Material 100- 270 cm 270— 330 cm fetter, graublauer bis dunkelbrauner Ton, z. T. rostrot 330- 410 cm humoser Ton, nach unten humoser werdend 410- 420 cm stark zersetzter Torf 420- 490 cm humoser Ton, nach unten zu fetter werdend 490— 540 cm grauer, fetter Ton 540— 570 cm humoser, z. T. stark humoser Ton, aufblätternd 580- 620 cm warwig gebänderter Ton mit rostroten Bändern 620- 630 cm stark humoser Ton 630— 645 cm zersetzter, z. T. sandiger Torf 645— 680 cm humoser Ton 680- 720 cm stark humoser Ton, mit sandigen bzw. tonigen Bändern, aufblätternd
- 720— 735 cm humoser Ton, warwig gebändert
- 735-1625 cm humoser Ton, nach unten zu sandiger werdend, mit Tonbändern oder stark humosen Horizonten, im Bereich 840-890 cm kleine Steine

Profil D, ungefähr 30 m südlich von Punkt 26 erbohrt, Pollendiagramm Taf. 4. Das Liegende wurde nicht erreicht.

- 0—180 cm ockerfarbener Lößlehm
- 180-310 cm Geschiebelehm mit nordischem Material
- 310-345 cm Ton, feinsandig
- graubrauner, zum Teil fetter humoser Ton 345—572 cm
- Torf mit geringem Tonanteil
- 572—577 cm 577—578 cm weißer Sand
- 578-635 cm grauer Feinsand

Alle weiteren Profile wurden nur stichprobenartig untersucht. Weder die Stratigraphie noch die Pollendiagramme versprachen neue Ergebnisse.

c) Diagrammbeschreibung und Vegetationsentwicklung '

Alle Diagramme stimmen in ihrer Vegetationsentwicklung überein. Die jüngsten waldgeschichtlichen Abschnitte sind im Profil B/C (Taf. IV) erfaßt, die ältesten im Profil K (Taf. II), dessen Pollendiagramm im übrigen die gesamte Vegetationsentwicklung am besten wiedergibt. Sofern Häufigkeitsangaben gemacht werden, die sich nicht auf das Hauptdiagramm K beziehen, sind sie durch die zusätzliche Angabe der Profilbezeichnung gekennzeichnet.

In den tiefen Proben wurden regelmäßig Pollenkörner von Tertiärgehölzen nachgewiesen (max. 5,4%), und es bleibt unsicher, wieviel Pollenkörner von Pinus, Picea, Betula, Corylus, den Arten des EMW usw. ebenfalls auf sekundärer Lagerstätte liegen; denn die von Iversen (1936) vorgeschlagene Korrekturmethode erwies sich hier als nicht durchführbar. Da aber die Häufigkeit der tertiären Pollenformen als Maß für die Verunreinigung gelten kann, darf angenommen werden, daß spätestens vom DA 4 an eine stärkere Verfälschung der Pollenspektren durch Pollenkörner auf sekundärer Lagerstätte ausgeschlossen werden kann.

Eberhard Grüger

I. Kiefern-Birkenzeit (DA 1-5)

Im DA 1 zeigen die Pollenkurven aller Arten kaum Veränderungen. *Pinus* und *Betula* sind gleich stark vertreten (ca. 40%). Alle anderen Baumarten haben nur geringe Werte (*Picea* um 4%), max. 5,8%, *Salix* 2-3%, *Juniperus* bis 1%, EMW bis 2%). *Alnus* und *Corylus* unter 1%). NBP-Werte (zur Hälfte Pollen von Gramineae) um 14%. Das ist offenbar ein Anzeichen für eine sehr schnelle Sedimentation. Das Sediment ist ein humoser Ton, in den häufig Sand- und Tonlagen geringerer Mächtigkeit eingeschaltet sind.

Im DA 2 liegen die Kiefern-Werte höher als die der Birke. Der DA 3 dagegen zeigt mehrfach Überschneidungen beider Kurven. Die Fichtenkurve $(1,2-5,6^{\circ}/_{0})$ erreicht in den Abschnitten mit *Pinus*-Dominanz etwas höhere Werte als in den birkenreichen Abschnitten. Pollen von *Salix* (bis 4,8^{\vee}/_0; B/C 7,8^{\vee}/_0) und *Juniperus* (bis 2,2^{\vee}/_0) ist ziemlich regelmäßig nachweisbar, vereinzelt auch *Viburnum opulus*. Die NBP-Kurve verläuft zwischen 3,6 und 12,4^{\vee}/_0. Der DA 3 zeichnet sich überdies durch sehr hohe *Pteridium*-Werte aus (max. 33,4^{\vee}/_0). Der jüngere Teil des DA 3 ist bereits in dem Diagramm B/C enthalten.}

Im DA 4 steigen die Erlenwerte bis auf 23% an, und die *Picea*-Kurve erreicht nach Werten von weniger als 1% einen Höchstwert von 15,1% (im Diagramm H 27,8%). Dominierende Baumarten bleiben aber weiterhin *Pinus* und *Betula*, die einander in der Vorherrschaft mehrere Male abwechseln. Pollen von *Populus* (max. 1,6%) und von *Viburnum opulus* viel reichlicher als zuvor.

Die NBP-Werte (um $3^{0/0}$) sinken im DA 4 gegenüber den Werten in den DA 1-3 deutlich ab. Die Farnsporen stammen fast ausschließlich von *Pteridium* (bis 24,8 $^{0/0}$), die Anteile der anderen Polypodiaceae gehen nun unter $1^{0/0}$ zurück. Ferner Funde von *Osmunda* (dieser auch in den DA 2 und 3), *Matteucia struthiopteris* und *Polypodium*. Im Diagramm B/C ist der DA 4 lediglich durch *Betula*-Dominanz und hohe *Alnus*-Werte gekennzeichnet. Alle anderen, oben beschriebenen Veränderungen sind möglicherweise deswegen nicht erfaßt worden, weil in den stark gepreßten Torfen und in den Sanden der Probenabstand nicht eng genug gewählt werden konnte.

Im DA 5 steigt die Pinus-Kurve noch einmal bis auf etwa 60% an; Betula um 30%, Populus fehlt; die Kurven von Picea und Alnus sinken wieder auf Werte unter 2 bzw. 5% ab. Die NBP-Werte liegen meist unter 5%. Die Kurve der Polypodiaceae (außer Pteridium) steigt erneut an und erreicht mit 15,6% ihr absolutes Maximum. Wie in den DA 3 und 4 vereinzelt Funde von Rhamnus frangula, Viscum, Taxus, Dryopteris thelypteris, auch eine Spore von Blechnum spicant. In den DA 1—5 sind regelmäßig Pollenkörnet und Makroreste von Pflanzen einer artenreichen Wasser- und Sumpfflora nachgewiesen, vor allem Cyperaceae, Juncaceae, Typha, Sparganium, Nymphaea, Nuphar, mehrere Potamogeton-Arten, Polygonium lapathifolium, Myosotis, Ranunculus sceleratus, Potentilla norvegica, aber auch Myriophyllum (2 Arten), Sagittaria, Utricularia, Ceratophyllum demersum, Lemna, Oenanthe aquatica, Menyanthes trifoliata, Lysimachia u. a. (vgl. die Florenliste E).

Im Elm beginnt die Vegetationsentwicklung mit thermisch anspruchslosen Wäldern. Hinweise auf eine klimatisch bedingte Waldarmut oder für die Existenz eines Bewaldungsvorganges fehlen. Die gelegentlich erhöhten NBP-Anteile (max. 14,4%) dürfen wohl nur als Anzeichen für mehr oder weniger lokale Veränderungen in der Krautvegetation angesehen werden; denn schon für die DA 1-3 ist die Anwesenheit mehrerer Holzarten durch Makroreste belegt (*Pinus, Betula alba, B. nana, Populus tremula*). Betula nana und Populus tremula dürften zusammen mit Salix lokal kleine Bestände gebildet haben. Als nächste Baumart (DA 4) breitete sich die Erle aus. Spätestens zu dieser Zeit erschien – wenigstens vorübergehend – die Fichte auf dem Elm. Der DA 5 zeigt wiederum die Vorherrschaft von Kiefern-Birkenwäldern an, in denen keine weitere Baumart eine größere Rolle gespielt haben kann. Zu dieser Zeit waren aber außer Salix, Alnus und Picea wohl auch Rhamnus frangula, Viburnum opulus, Hedera und Viscum vorhanden.

II. Die Eichenmischwaldzeit (DA 6-9)

Die EMW-Zeit beginnt im DA 6 (Kiefern-Ulmenphase) mit dem Anstieg der Ulmenkurve von Werten unter 2%/0 bis auf mehr als 40%/0, während die Werte von Pinus und Betula zurückgehen. Eine starke Zunahme der Eichenanteile erfolgt erst gegen Ende des DA 6. Hier tritt auch Fraxinus-Pollen zum ersten Male in geringen Mengen auf; Lindenpollen aber fehlt noch. Dagegen hat Acer (Diagramm D) eine beinahe geschlossene Kurve mit einem Höchstwert von 2,5%/0. In allen Diagrammen ist ein Anstieg der Erlenkurve zu beobachten. Corylus-Pollen tritt regelmäßig in geringen Mengen auf; erstmalig auch Pollen von Ilex (A). Regelmäßig Pollenfunde von Viburnum opulus; je 1 PK von Vitis und Rhamnus frangula; Picea-Werte unter 3%/0 Die Werte der NBP und der Farne sinken deutlich ab. Der Schnittpunkt der steil ansteigenden Eichenkurve mit der Ulmenkurve kennzeichnet das Ende dieses Abschnittes.

In allen Proben des DA 7 (Eichen-Ulmenphase) herrscht der Quercus-Pollen vor $(30-45\,^{0}/_{0})$. Die Werte von Pinus (um 20 $^{0}/_{0}$) und Betula (meist unter 5 $^{0}/_{0}$) sind niedriger als im DA 6, desgleichen die Ulmenanteile. Dagegen erreicht die Fraxinus-Kurve mit 11,2 $^{0}/_{0}$ ihr Maximum. Beginn der geschlossenen Lindenkurve. Pollenkörner von Acer. Hedera, Ilex und Viburnum opulus wurden vereinzelt und solche von Corylus regelmäßig nachgewiesen (am Ende des Abschnittes bis 2,5 $^{0}/_{0}$). Die NBP-Werte liegen meist unter 5 $^{0}/_{0}$. Die Anteile der Farne sind in den einzelnen Diagrammen unterschiedlich hoch, jedoch überall deutlich geringer als in den älteren Abschnitten. Sporen von Osmunda, Dryopteris thelypteris, D. austriaca, D. filix-mas und Polypodium kommen in geringen Anteilen vor. Am Ende dieses Abschnittes steigt die Ulmenkurve erneut an und erreicht im folgenden DA 8 Werte bis 56,8 $^{0}/_{0}$, während die Eichenwerte z. T. bis unter 15 $^{0}/_{0}$ absinken. Der DA 7 endet am Schnittpunkt dieser beiden Kurven.

Im DA 8 (Ulmen-Eichenphase) betragen die Anteile von *Fraxinus* nur noch etwa 4%. Pollenkörner von *Acer* und *Hedera* kommen vereinzelt vor. Die Lindenwerte liegen bei 2%, nehmen aber gegen Ende des DA 8 deutlich zu, und gleichzeitig erfolgt auch der erste Anstieg der Hasel-, Erlen- und NBP-Kurve. Die Farnflora entspricht der des vorhergehenden Abschnittes, doch steigen die Farnwerte am Ende des DA 8 leicht an. Grenze DA 8/9: Schnittpunkt der abfallenden *Quercus*-Kurve mit der zum ersten Mal auf Werte über 10% ansteigenden *Tilia*-Kurve.

Der DA 9 (Ulmen-Lindenphase) ist vor allem durch hohe Lindenwerte (bis 20%) gekennzeichnet. Eschenpollen wird seltener und fehlt schließlich ganz. Die Kurve der Eiche sinkt stetig ab (Minimum 3,5%) in Diagramm C). Hasel (25,2%, C) und Erle (29,4%, C) erreichen dagegen ihre höchsten Werte, während die Kiefernkurve unter 5% absinkt. Die NBP-Werte steigen an und nähern sich in einigen Proben der 10%-Grenze. Dabei fällt die Zunahme der Gramineae-Anteile am stärksten ins Gewicht, obgleich auch die übrigen krautigen Pflanzen im Pollenniederschlag stärker vertreten sind als in den älteren Abschnitten der EMW-Zeit.

Vor allem in den Abschnitten der EMW-Zeit, aber auch schon in denen der Kiefern-Birkenzeit wurden vereinzelt PK von *Abies*, *Carpinus* und cf. *Syringa* sect. *Ligustrina* gefunden. Mit dem Abschnitt 9 endet das Profil B/C. Jüngere Abschnitte sind bisher nirgendwo entdeckt worden.

Die EMW-Zeit begann auf dem Elm mit der Einwanderung und Massenausbreitung der Ulme, die zusammen mit der Kiefer die Wälder der frühen EMW-Zeit bildete. Außer diesen dominierenden Baumarten waren auch Ahorn, Birke, Erle und Weide an geeigneten Standorten vorhanden. In die Zeit des weiteren Rückgangs von *Pinus* und *Betula* fiel die Ausbreitung der Eiche; gleichzeitig wurde die Esche häufiger. Eiche und Ulme bestimmten von nun an für lange Zeit (DA 7, 8) — sich in der Vorherrschaft abwechselnd — den Charakter der Wälder, deren Artenzusammensetzung sich erst bei der Ausbreitung der Linde erneut änderte. Zu dieser Zeit gewannen außer *Tilia* auch die vorher wenig vertretenen Laubhölzer Erle und Hasel an Bedeutung. Diese beiden Laubholzarten waren während der jüngsten Phasen der EMW-Zeit im Pollenniederschlag stärker vertreten als jede der Arten des EMW einschließlich der Ulme, die zwar unter diesen weiterhin dominierte, aber ihre ehemalige Bedeutung verlor. Während der ganzen EMW-Zeit kamen auf dem Elm wahrscheinlich *Rhamnus frangula, Viscum, Hedera* und *Ilex* vor, gegen Ende auch cf. *Syringa* sect. *Ligustrina*. Auch *Picea, Taxus* und *Juniperus* könnten an geeigneten Standorten gewachsen sein.

d) Die Wasser- und Sumpfflora

Wie die Liste der krautigen Pflanzen zeigt, war die Wasser- und Sumpfflora im Elm sehr artenreich, und in dem kleinen Gewässer herrschten mesotrophe oder eutrophe Verhältnisse. Ein ähnlich großer Artenreichtum konnte im Osterholz nicht festgestellt werden, weil Makroreste fehlen; doch sind hier auch die pollenanalytischen Nachweise solcher Pflanzen in vergleichbaren Abschnitten spärlicher.

Der Artenbestand der Gesellschaften von Sumpf- und Wasserpflanzen änderte sich im Elm offenbar während der ganzen Kiefern-Birkenzeit nicht wesentlich. Auch während der EMW-Zeit waren alle Sippen — vielleicht außer *Rumex maritimus*, *Potentilla norvegica*, *Myosotis scorpioides* s. l. und *Rubus idaeus*, die während der Kiefern-Birkenzeit reichlich, zu dieser Zeit aber gar nicht mehr nachweisbar waren, sowie einigen nur vereinzelt nachgewiesenen *Potamogeton*-Arten — noch vorhanden. Zusätzlich traten aber *Najas minor* und *Brasenia schreberi* auf.

Sagittaria sagittifolia, Ceratophyllum demersum, Cladium mariscus, Myriophyllum verticillatum, M. spicatum, Rumex maritimus, Potamogeton trichoides, P. friesii, Ranunculus sceleratus, Potentilla norvegica und Oenanthe aquatica sind Arten, die im Elm in den Sedimenten der Kie-fern-Birkenzeit nachgewiesen werden konnten. Sie treten heute nördlich des "limes norrlandicus" (± 60° nördl. Breite) nicht mehr oder nur noch vereinzelt auf. Dieser "limes" deckt sich in etwa mit der Nordgrenze des Areals der anspruchsvolleren Laubhölzer wie Quercus petraea, Qu. robur, Ulmus glabra, Tilia cordata, Fraxinus excelsior, Acer platanoides, Viburnum opulus, Alnus glutinosa u. a. Wenn auch Sumpf- und Wasserpflanzen aufgrund der besonderen kleinklimatischen Verhältnisse ihrer Standorte nicht generell als Klimazeiger dienen können, und wenn vielleicht auch einige der oben genannten krautigen Pflanzen (z. B. Potentilla norvegica) möglicherweise heute noch in Ausbreitung begriffen sind, so können doch die reichlichen Funde von Makroresten dieser Arten als Hinweise dafür dienen, daß das Klima der Kiefern-Birkenzeit für die Bildung geschlossener Wälder ausreichte. Spätestens zu Beginn der EMW-Zeit muß dann eine Klimabesserung erfolgt sein. Darauf weisen außer der Einwanderung der Arten des EMW auch die in dieser Periode neu auftretenden Arten Najas minor und Brasenia schreberi hin. Brasenia fehlt heute in Europa. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt in Nordamerika, wo sie vor allem südlich des 50. Breitengrades (geographische Breite von Frankfurt/Main) im atlantischen Klimabereich weit verbreitet ist. Der Schwerpunkt der europäischen Verbreitung von Najas minor liegt in Südrußland (BACKMAN 1951). Die Art fehlt heute in den skandinavischen Ländern, auf Irland und den britischen Inseln und kommt in Deutschland nur vereinzelt vor.

E. Florenliste

In dieser Zusammenstellung werden nur solche Pflanzensippen genannt, die in den Ablagerungen vom Elm (E) und vom Osterholz (O) pollenanalytisch oder durch Makroreste nachgewiesen werden konnten, aber entweder in den Pollendiagrammen nicht verzeichnet oder von besonderem Interesse sind. Bei der Bestimmung der pflanzlichen Mikro- und Makrofossilien wurde neben den umfangreichen Sammlungen des hiesigen Instituts folgende Literatur benutzt: BERTSCH 1941, BEUG 1961, DOEBEL 1957, FAEGRI & IVERSEN 1964, JESSEN 1949, KATZ, KATZ & KIPIANI 1965, MÜLLER-STOLL 1936, PAUL, MÖNKEMEYER & SCHIFFNER 1931, RABIEN 1953b, SCHMIDT 1941. Die Nomenklatur richtet sich in erster Linie nach OBERDORFER (1962), PAUL et al. (1931), aber auch nach ENGLER (1897, 1964) und HEGI (1906 ff). Verbreitungsangaben vor allem nach HULTÉN (1950), PERRING and WALTERS (1962) und TRALAU (1959).

Die Moose wurden freundlicherweise von Dr. F. KOPPE (Bielefeld) bestimmt bzw. revidiert, und bei der Bestimmung der übrigen Makrofossilien standen mir Dozent Dr. W. JUNG (München) und Dr. U. WILLERDING (Göttingen) mit Rat und Tat zur Seite. Ihnen allen sei herzlich gedankt. Die Häufigkeit der Makroreste (sämtlich vom Elm) war in den verschiedenen Sedimenttypen verschieden groß; die älteren humosen Schichten enthielten relativ viele, die jüngeren reinen Tone dagegen keine, so daß aus dem Fehlen einer Art in den jüngeren Abschnitten kaum auf ihr Fehlen in der damaligen Vegetation geschlossen werden darf.

Abkürzungen: PK = Pollen, Sa = Samen, Fr = Frucht, Stk = Steinkern.

Phycophyta: Botryococcus, ODA 1–16, EDA 2, 3, 6–9; Chara (Oogonien), ODA 11, 14–16, EDA 1–9.

Brvophyta: Calliergon cuspidatum E DA 4; C. trifarium E DA 3, 5-8: Drepanocladus exannulatus E DA 1-8; D. fluitans E DA 5, 7; D. revolvens E DA 7. In den mehr oder weniger stark minerogenen Sedimenten vom Elm sind Moosreste (vor allem Blättchen) in großer Zahl vorhanden. Beblätterte Stämmchen (meistens von D. exannulatus, seltener von den anderen Arten) waren fast nur in den näher am Rand des verlandeten Sees erbohrten Profilen A und B/C zu finden.

Pteridophyta: Equisetum (Sporen), O vereinzelt, E regelmäßig; Azolla filiculoides (Glochidien, Mikrosporen, und 4 Massulae) in 4 Proben O DA 15 (Tafel V, Fig. 12).

Spermatophyta

a) Bäume und Sträucher

Cupressaceae und Taxodiaceae: PK vom Juniperus-Typ, O DA 13 bis über $30^{\circ}/_{0}$. DA 10 bis 4,8 $^{\circ}/_{0}$, sonst nur vereinzelt oder fehlend; E DA 1—9 ziemlich regelmäßig. Zu diesem Typ gehören nach BEUG (1961) mehrere Gattungen aus den Familien der Cupressaceae und Taxodiaceae, von denen hier neben mehreren Juniperus-Arten vor allem die Gattung *Thuja* in Frage kommen könnte, zumal eine Art dieser Gattung (*T. thuringiaca*, vgl. VENT 1955) in den interglazialen Ilmtravertinen von Weimar nachgewiesen ist. Da Makroreste fehlen, kann nicht geklärt werden, um welche Gattung oder Gattungen es sich hier handelt, aber die Vergesellschaftung mit *Pinus* und *Betula* in den DA 1—3 vom Osterholz erinnert an spätglaziale Verhältnisse und macht das Vorkommen von *Juniperus* wahrscheinlich.

Pinaceae: je 1 Knospenschuppe E DA 3, 4. Die Knospenschuppen der Pinaceae lassen sich nur schwer voneinander unterscheiden, doch dürfte es sich hier eher um Schuppen von *Pinus* als von *Picea*, keinesfalls aber von *Abies* handeln. 15 *Pinus*-Samen E DA 1–5.

Betulaceae: E außer PK auch Früchte und Fruchtschuppen von Betula, DA 1-5 sehr häufig, DA 6-8 vereinzelt. Während sämtliche Fruchtschuppen von Betula alba s. l. stammen, könnte ein Teil der Früchte, deren zarte Flügel meistens beschädigt waren oder ganz fehlten, zu B. nana gehören. B. nana, 2 Fr E DA 1; 1 Fr und 4 Fruchtschuppen E DA 2.

Eucommiaceae: Eucommia sp., PK (vgl. Tafel V, Fig. 1–3; weitere Abb. bei KUPRIJANOVA 1965, ZAGWIJN 1960; in beiden Arbeiten und bei ERDTMANN 1952 Beschreibungen dieses Pollentyps), O bis 13%. PK oft asymmetrisch, tricolporoidat, psilat, 32–45 μ lang (Mittelwert 37 μ), 25–36,5 μ Durchmesser (Mittelwert 30 μ), Colpen im allgemeinen nicht parallel zueinander verlaufend, oft ungleich lang. – Eucommia ulmoides, ein sommergrüner Laubbaum, kommt nach WANG (1961) heute nur noch im südlichen Teil W- und Zentralchinas (bis ca. 34° nördl. Breite) vor, gedeiht aber nach HARMS (1933) auch in unserem Klima gut. Klimadaten für das heutige Areal: Monatsmittel nie unter 0° C, 4 Monate über 22° C, 8–9 Monate über 10° C, 230–280 Tage frostfrei, tiefste Temperaturen bis –14° C, Niederschläge 1000–1500 (–2000) mm. Im Tertiär und im älteren Pleistozän war diese Gattung in Europa offenbar weit verbreitet (BAAS 1932, ZAGWIJN 1960, 1963; u. a.). Fossile Früchte aus dem Tertiär sind als *E. europaea* MäDLER beschrieben worden.

Fagaceae: Fagus, PK, s. weiter unten unter Tertiärpollen; Quercus sp., außer PK auch Knospenschuppen, 2 Stück E DA 5, 17 Stück E DA 7, 8 Stück E DA 8; 1 Knospe E DA 5.

Myricaceae: Myrica sp., PK, O DA 4, 6, 7, 10, nur wenige PK (vor allem in den birkenreichen Abschnitten). Es kann sich kaum um eine andere Art als um *M. gale* handeln, die als typisch atlantisches Florenelement gilt und deren südlichste rezente Vorkommen im Gebiet ungefähr 40 km SE vom Osterholz am Harzrand liegen.

Oleaceae: cf. Syringa sect. Ligustrina, PK (Tafel V, Fig. 4–6, 10, 11), O DA 6–16 regelmäßig; E DA 8, 9 vereinzelt. PK prolat, tricolpat, Colpen eng, schlitzartig, PK perreticulat, Columellae distal keulig verdickt, sich erst bei sehr hoher optischer Einstellung zu einem Reticulum zusammenschließend, PK 30–45 μ lang (Mittelwert 38,7 μ), Durchmesser 26–38 μ (Mittelwert 33,9 μ), Exine 3,0–3,5 μ dick. Ein Vergleich mit rezentem Material zeigt, daß die PK dieses Typs denen von Syringa amurensis RUPR. (=Ligustrina amurensis RUPR.; vgl. Tafel V, Fig. 7–9, sowie Beschreibung und Abb. bei ANANOVA und KULIAŠINA 1965) sehr ähnlich sind. Diese Art gehört zur Sektion Ligustrina. PK von Arten der Sektion Eusyringa (vidi: S. josikaea IACQU., S. persica L.) sind gut davon zu unterscheiden. Die PK von cf. Syringa sect. Ligustrina sind denen von Ligustrum vulgare L. ähnlich, besitzen aber einige abweichende Merkmale: PK prolat – sphärisch – oblat, Colpen nicht schlitzartig; viele der bei L. vulgare ebenfalls clava-artigen SkulpturEiszeitalter und Gegenwart, Band 18



1-3 Eucommia, Osterholz, 439 cm, DA 14; 4-6 cf. Syringa sect. Ligustrina, Osterholz,
575 cm DA 9; 7-9 Syringa amurensis, Mandschurei, rezent; 10-11 cf. Syringa sect. Ligustrina, Osterholz, 619 cm DA 9; 12 Azolla filiculoides, Osterholz, 429 cm, DA 15.
Vergrößerungen 1000fach.

elemente der Exine schließen sich bei einer hohen optischen Einstellung zunächst nur zu langgestreckten Teilstücken eines Reticulums zusammen, die erst bei noch höherer Einstellung das vollständige Reticulum bilden. Der Verbreitungsschwerpunkt der Gattung Syringa liegt heute in Ostasien.

Salicaceae: Außer PK von Salix auch solche von Populus, E DA 1-4, Maximum 1,6% im DA 4. Die sehr zarten Pollenkörner von Populus sind nur in einigen Proben des Profils K nachgewiesen und dürften evtl. bei der Untersuchung der anderen Profile übersehen worden sein. Wahrscheinlich handelt es sich um PK von P. tremula L., da von dieser Art Knospenschuppen gefunden wurden: 1 Stück E DA 3; 7 Stück E DA 4.

Tiliaceae: Tilia sp., PK O und E. — RABIEN (1953) konnte anhand der Makroreste in den Sedimenten von Wallensen (Eem-Interglazial) drei Tilia-Arten unterscheiden: T. cordata MILL., T. platyphyllos SCOP., T. tomentosa MOENCH. Sie schreibt: "Versuche, zu einer sicheren Artbestimmung der Pollen zu kommen, führten zu keinem überzeugenden Ergebnis ..." Bei der erneuten Zählung der Proben des Profils Ia (vgl. Abschn. F) aus Wallensen konnten lediglich zwei Typen unterschieden werden, von denen der platyphyllos-Typ (nach CHAMBERS and GODWIN 1961, ERDTMANN 1952) häufiger zu finden war als der cordata-Typ. Nach einem Vergleich mit rezentem Material von T. tomentosa sind die PK dieser Art denen von T. cordata sehr ähnlich. Im Elm herrscht der cordata-Typ vor, während der Anteil des platyphyllos-Typs nur etwa ein Drittel aller Tilia-Pollen ausmacht. Im Osterholz ist Tilia-Pollen relativ selten (Max. 2,8%), und deshalb ist eine Trennung in mehrere Pollentypen statistisch nur schwer zu sichern. Doch scheint auch hier der cordata-Typ vorzuherrschen.

Tertiärpollen: Im Elm wurden folgende Gattungen nachgewiesen, deren Pollenkörper aufgrund ihres Auftretens in minerogenen Sedimenten als umgelagert gelten können: Nyssa-Typ, Engelhardtia, Carya, Platycarya, Tsuga, Juglandaceae p. p., Fagus, Liquidambar, Cryptomeria, Pterocarya, Sciadopitys, cf. Eucommia (2 PK DA 3), Keteleeria, Rhus, Juglans, Celtis, Castanea (nach Häufigkeiten geordnet; jeweils nur wenige PK, s. Pollendiagramm).

b) Krautige Pflanzen, insbesondere Sumpf- und Wasserpflanzen

Alismataceae: Sagittaria sp., E PK DA 3; S. sagittifolia L., je 1 Sa E DA 1, 3, 5, 8.

Boraginaceae: Myosotis scorpioides L. coll., Sa E DA 1, 2, 4, 5 selten, E DA 3 häufig.

Caryophyllaceae: PK O DA 3, 5, 6, 8-10, 12-16, Sa E DA 1-4 selten, nicht näher bestimmbar.

Ceratophyllaceae: Ceratophyllum demersum L., Fr E DA 2, 3, 7 selten.

Cyperaceae: PK O und E ziemlich regelmäßig; Carex sect. Eucarex, dreikantige Innenfrüchte, E DA 1-5, 7, 8 z. T. sehr häufig; C. sect. Vignea, flache Innenfrüchte E DA 1-5 sehr häufig, E DA 6-9 selten; Cladium mariscus (L.) POHL, 1 Fr E DA 5.

Ericaceae: PK O und E regelmäßig (überwiegend Calluna); Calluna vulgaris (L.) HULL., je 2 Sa E DA 5, 8.

Haloragaceae: Myriophyllum alterniflorum DC., PK E DA 2; M. verticillatum-spicatum-Typ, PK O DA 13-15, E DA 2, 8.

Juncaceae: Juncus sp., Sa z. T. häufig, E DA 1, 3, 5, 7-9.

Lemnaceae: Lemna sp.: 1 PK E DA 4.

Lentibulariaceae: Utricularia sp., je 1 PK E DA 2, 6.

Menyanthaceae: Menyanthes trifoliata L., PK E DA 3, 4, 7-9 vereinzelt, Sa E DA 1-8, z. T. häufig.

Najadaceae: Najas minor ALL., 1 Sa E DA 7; 5 Sa E DA 8.

Nymphaeaceae: Brasenia schreberi GMEL., 2 Sa E DA 6, 1 Sa E DA 8; Nuphar sp., PK O DA 13, E DA 3-9; Nuphar lutea (L.) SM., Sa E DA 3-6, 8 vereinzelt; Nymphaea sp., PK O DA 12, E DA 3-9; Nymphaea alba L., Sa E DA 2-8 z. T. häufig.

Polygonaceae: Polygonum lapathifolium L. s. l., Fr., z. T. mit Perigonborsten, E DA 1-3 häufig, E DA 5, 7, 8 vereinzelt; P. sp., 1 Fr E DA 1; Rumex acetosa-Typ, 1 PK E DA 6; R. maritimus L., Fr mit Perigon, E DA 1-3 sehr häufig, E DA 4, 5 vereinzelt; R. sp., E DA 3 dreikantige Nüßchen ohne Perigon, wohl zu R. maritimus gehörig, E DA 1, 2 häufig, E DA 3-5 vereinzelt.

Potamogetonaceae: Eupotamogeton-Typ, PK O DA 13, 14, E DA 1-9; Potamogeton fluitans Roth., 1 Stk E DA 3; P. friesii Rupa., 1 Stk E DA 3; P. lucens L., 2 Stk E DA 3, 1 Stk E DA 4; P. natans L., Stk E DA 1-4 sehr häufig, E DA 5 häufig, E DA 6, 8 vereinzelt; P. perfoliatus L., 1 Stk E DA 3; P. pusillus L., 1 Stk E DA 3; P. sp., beschädigte Stk E DA 2-4, 6-8 vereinzelt; P. trichoides CHAM. et SCHLECHT., Stk E DA 1, 2, 6 vereinzelt, E DA 3, 5 häufig.

Ranunculaceae: PK O und E regelmäßig; Ranunculus sceleratus L., Fr E DA 1-3 sehr häufig, E DA 4, 5 vereinzelt; Thalictrum sp., PK O und E vereinzelt.

Rosaceae: PK O und E regelmäßig; Potentilla norvegica L. (oder P. supina L.?), Sa (!) E DA 4, 5 vereinzelt; Rubus idaeus L., Stk E DA 1-4 vereinzelt.

Rubiaceae: PK E regelmäßig; cf. Galium sp. Sa E DA 1, 2, 9 selten.

Sparganiaceae und Typhaceae: Sparganium-Typ, PK O DA 12-16, E DA 1-9; Typha latifolia-Typ, PK-Tetraden, O DA 1, 2, 4-7, 9-16, E DA 3-9.

Umbelliferae: Oenanthe aquatica (L.) POIRET, Teilfrüchte E DA 1-3, 5 selten.

F. Datierung und Diskussion

Die Datierung der Interglazialvorkommen Elm und Osterholz soll mit Hilfe der bisher bekannten Tatsachen der pleistozänen Vegetationsgeschichte erfolgen, nicht aber aufgrund der Lithostratigraphie. Es kann vielmehr gesagt werden, daß die biostratigraphischen Ergebnisse sogar einige überraschende Konsequenzen für die Lithostratigraphie zu ergeben vermögen. Es werden zunächst die charakteristischen Züge der Vegetationsentwicklung der einzelnen Warmzeiten beschrieben. Anschließend wird die Frage gestellt, in welches Interglazial oder in welche Interglaziale die Vorkommen vom Osterholz und vom Elm aufgrund ihrer biostratigraphischen Eigenschaften gestellt werden können.

Die Entwicklung der Vegetation ist während des letzten Interglazials (E e m) nach zahlreichen pollenanalytischen Untersuchungen⁵) aus den Flachlandgebieten NW- und E-Europas über weite Strecken hin gleichartig verlaufen. Überall kann man (unbeschadet einer noch weitergehenden Aufgliederung) mindestens vier große Waldzeiten unterscheiden, die sich in den Pollendiagrammen deutlich gegeneinander absetzen: eine ältere Kiefern-Birkenzeit, eine EMW-Haselzeit, eine Hainbuchen-Fichten-Tannenzeit und eine jüngere Kiefern-Birkenzeit. Waldfreie Perioden zu Beginn und gegen Ende der Warmzeiten sowie die Vorgänge der Bewaldung und Entwaldung sind nur in wenigen Fällen erfaßt. Viele Diagramme setzen erst während einer Kiefern-Birkenzeit ein, in der weitere Baumarten noch fehlen. Obwohl vielerorts die Ausbreitung des EMW zunächst nur auf Kosten der Birke erfolgte und die Kiefer oft erst im Verlaufe der frühen EMW-Zeit allmählich verschwand, breitete sich der EMW (Werte 40-80%) offenbar überall so rasch aus, daß Kiefern-Birkenzeit und EMW-Zeit in den Diagrammen klar voneinander abgetrennt werden können. Von den Arten des EMW spielte anfangs in ganz NW- und E-Europa die Eiche die dominierende Rolle, auch wenn hier und da - noch im Bereich sehr geringer EMW-Anteile — die Ulme vor jener erschienen sein mag. Die Ulmen-Werte übersteigen selten 10%. Die Bedeutung von Esche und Ahorn war noch geringer; aber die Linde erreichte gegen Ende der EMW-Zeit in Mitteleuropa - nicht aber in England und den Niederlanden — zum Teil sehr hohe Werte (bis über 60%) der BP.). Sehr charakteristisch für die Eemwarmzeit sind auch die überaus hohen Anteile, welche die Hasel zu Beginn der EMW-Zeit besitzt und die in der Regel zwischen 200 und 250% der BP, seltener bei nur 80-100% liegen. Die Massenausbreitung der Hasel fällt in die erste Hälfte der EMW-Zeit, und spätestens an deren Ende sinken ihre Werte stark ab.

Seit langem ist durch Funde von Makrofossilien bekannt, daß auch Taxus während der Eemwarmzeit vorkam. Doch nur in wenigen Arbeiten (BEHRE 1962, ANDERSEN 1964, 1965, u. a.) findet man Pollenkurven. Einwanderung und Ausbreitung von Taxus fallen nach diesen Untersuchungen in die EMW-Zeit. Die Taxus-Kurve beginnt bereits in der jüngeren Kiefern-Birkenzeit und erreicht in den jüngeren Phasen der EMW-Zeit (etwa im lindenreichen Abschnitt) ihre höchsten Werte.

Noch während der EMW-Zeit wanderten Carpinus und Picea ein. Die Massenausbreitung der Hainbuche erfolgte auf Kosten des EMW, so daß das Ende der EMW-Zeit stets deutlich erkennbar ist. Während der Hainbuchenzeit breitete sich vielerorts allmählich die Fichte aus und erreichte häufig schon während der zweiten Hälfte der Hainbuchenzeit ihre

⁵) Lit.: Averdieck 1962, Benda & Schneekloth 1965, v. d. Brelie 1955, Hallik 1957, H. Müller 1958, Selle 1962, Stark, Firbas & Overbeck 1932, Szafer 1953, v. d. Vlerk & Florschütz 1953, West 1957, West & Sparks 1960, Zagwijn 1961, u. a.

höchsten Werte. In anderen Diagrammen aber liegen ihre Höchstwerte in jüngeren Abschnitten, so daß hier auf die Hainbuchenzeit noch eine Fichtenzeit folgt. Gleichzeitig mit *Picea* erreichte auch die Tanne ihre maximale Verbreitung. Der Verbreitungsschwerpunkt der Tanne lag wie der von *Picea* offenbar im Osten Mitteleuropas. *Abies* erreicht hier mit Werten, die über 70% ansteigen können, ein Vielfaches der Anteile, die sie in NW-Europa besitzt. Die Nordgrenze von *Abies* lag südlich von Dänemark. *Alnus* ist in unterschiedlichem Maße vom Beginn der EMW-Zeit bis in die jüngsten Phasen der Eemwarmzeit nachgewiesen, in denen *Pinus* und *Betula* erneut zur Vorherrschaft gelangten.

Diese Merkmale der eemzeitlichen Waldentwicklung treffen auch auf die Pollendiagramme von Wallensen in der Hilsmulde zu (RABIEN 1953a), dem einzigen bisher bekannten Vorkommen aus dem Bereich der Mittelgebirge. Eines der von RABIEN veröffentlichten Diagramme wurde hier pollenanalytisch auf *Taxus* hin untersucht⁶). Dabei konnte die Vegetationsentwicklung, wie sie RABIEN ermittelte, bestätigt werden. Lediglich im unteren Bereich des Diagramms (50–80 cm) wurden Abweichungen festgestellt, welche die Arten des EMW betreffen: Zu Beginn der EMW-Zeit herrschten nicht Ulme und Esche, sondern die Eiche vor. Als Ursache für diesen Unterschied mag die bisher zu schlechte statistische Sicherung der Werte bei RABIEN (100 BP pro Probe) in Frage kommen. Die Eibe war in Wallensen während der EMW-Zeit reichlich vorhanden, erreichte gleichzeitig mit der Linde ihre größte Verbreitung (max. 23,2%) und verschwand während der Hainbuchenzeit allmählich.

Pollendiagramme der vorletzten Warmzeit (Holstein)⁷) lassen sich nicht so klar in zahlreiche, durch eindeutige Dominanzverhältnisse ausgezeichnete Waldzeiten gliedern wie die der Eemwarmzeit. Obwohl die Zahl der untersuchten Vorkommen geringer ist als die von eemzeitlichen Ablagerungen, kann man erkennen, daß auch im Holstein-Interglazial die Entwicklung der Vegetation in NW- und Mitteleuropa überall in den Grundzügen ähnlich verlaufen ist. Charakteristisch sind die Vorherrschaft von Coniferen und die mindestens zeitweise hohen Anteile der Erle.

Bei der Wiederbewaldung in der Elster-Späteiszeit waren Salix, Juniperus und Hippophaë von großer Bedeutung. Danach breiteten sich Kiefern-Birkenwälder aus. Als nächste Baumart erschien in Polen noch vor den Arten des EMW die Fichte. Während Picea sehr früh hohe Anteile erreichte, waren die Arten des EMW hier nie reichlich vertreten. Diese Verhältnisse kehren sich jedoch um, je weiter man nach Westen geht, so daß in England und Irland schließlich der EMW vor der Fichte erscheint. Auch nehmen die EMW-Anteile nach Westen hin ein wenig zu, aber Werte, die 10-20% übersteigen, sind auf dem Festland selten zu finden. Sehr hohe Anteile erreicht der EMW dagegen in einigen englischen Vorkommen. Hier - wie auch sonst überall - war nur die Eiche von Bedeutung, alle anderen Arten des EMW und auch Corylus spielten keine Rolle. Nach der Ausbreitung der Fichte im Osten bzw. des EMW im Westen erfolgte nach einer langen Anlaufphase (in Norddeutschland gleichzeitig mit Picea) die Massenausbreitung der Erle, durch die zeitweise die Vorherrschaft der Nadelhölzer (Kiefer und Fichte) unterbrochen wurde. Zu dieser Zeit war die Eibe in Polen, Dänemark, England und Irland - für Deutschland liegen noch keine Nachweise vor - weit und reichlich verbreitet. Während der erlenreichen Zeit beginnen die Kurven von Hainbuche und Tanne, deren Einwanderungsfolge offenbar nicht einheitlich ist. Die Hainbuche spielte im Gegensatz zur Eemwarmzeit in NW-Europa nur eine sehr untergeordnete Rolle oder fehlte sogar (Dänemark). Dagegen erreichte die Tanne meist viel höhere Werte als im letzten Interglazial.

⁶) Frau Dr. I. RABIEN (Mainz) stellte für diese Untersuchungen freundlicherweise die bereits von ihr bearbeiteten Proben des Profils Ia zur Verfügung. Dafür sei ihr herzlich gedankt.

⁷) Lil: Andersen 1963, Brouwer 1949, Hallik 1960, Jessen, Andersen & Farrington 1959, Kelly 1964, Pike & Godwin 1963, Sobolewska 1956, Srodon 1957, Stevens 1960, Szafer 1953, van der Vlerk & Florschütz 1953, Watts 1959, 1964, 1967, West 1956, 1962a.

Abies und Carpinus spielten aber, ebenso wie Picea, im östlichen Mitteleuropa eine bedeutendere Rolle als im Westen Europas. Die Entwicklung der Vegetation während der Holsteinwarmzeit wurde durch das erneute Auftreten von Kiefern-Birkenwäldern abgeschlossen. Es soll noch erwähnt werden, daß während dieser Warmzeit Azolla filiculoides weit verbreitet war und auch sog. Tertiärpflanzen am Ende der Warmzeit wieder vorkamen (ANDERSEN 1965, ERD 1962, 1965a, KEMPF 1966: insbesondere Pterocarya).

Alle warmzeitlichen Vorkommen zwischen Elster- und Saalekaltzeit wurden bisher nur einem einzigen Interglazial, nämlich der Holsteinwarmzeit, zugeschrieben. Nach neueren Untersuchungen (ERD 1965a, CEPEK 1965) im Berliner und mittelbrandenburgischen Raum sollen hier jedoch zwei Warmzeiten vorhanden sein, die Holsteinwarmzeit i.e.S. und die (jüngere) Dömnitzwarmzeit. Von der Dömnitzwarmzeit ist bisher nur ein einziges, außerdem unvollständiges Pollendiagramm bekannt geworden, welches während einer Zeit relativ hoher EMW-Anteile abbricht. (ERD: Vortrag auf der 12. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Lüneburg 1964; vgl. ERD 1965a). Es ist den i.e.S. holsteinzeitlichen Diagrammen sehr ähnlich und unterscheidet sich davon nur durch weniger *Juniperus* und mehr *Abies* und *Taxus*. Ähnlichkeiten mit der Eemwarmzeit sind aber nicht vorhanden.

Vergleicht man die oben geschilderte Vegetationsentwicklung der Interglaziale vom Osterholz und vom Elm mit derjenigen der Eem-, der Dömnitz- und der Holsteinwarmzeit, so stellt man ohne Schwierigkeiten beachtliche Unterschiede fest. Zwar zeigen die Diagramme vom Elm und vom Osterholz eine deutliche Gliederung in verschiedene Waldzeiten und eine ausgeprägte EMW-Zeit, wie es der Vegetationsentwicklung des Eems zukommt, doch sind die Unterschiede bei weitem schwerwiegender als die Ahnlichkeiten. Hier sind vor allem die für eine eemzeitliche Vegetationsentwicklung untypischen, geringen Haselwerte zu nennen. Sie steigen im Osterholz und im Elm auch erst gegen Ende der EMW-Zeit an, während sie in vergleichbaren eemzeitlichen Diagrammen zu dieser Zeit bereits wieder absinken. Selbst wenn die Hasel aus standörtlichen Gründen weder im Elm noch im Osterholz vorgekommen sein sollte - eine äußerst unwahrscheinliche Annahme - müßte man erwarten, daß sich der eemzeitliche Haselreichtum in der Umgebung (Zweidorf, 35 km nordwestlich vom Elm8), v. BÜLOW in WOLDSTEDT 1930, und Wallensen, 17 km südwestlich vom Osterholz, RABIEN 1953a) in den Diagrammen vom Elm und vom Osterholz wenigstens abzeichnet. Doch das ist nicht der Fall. Weiterhin ist weder im Elm noch im Osterholz Taxus in ähnlichen Mengen nachweisbar wie in Wallensen und im oberen Luhetal (BEHRE 1962) oder gar bei Helgoland (Helgoländer Töck bis 40%, BEHRE, mdl.). Wenn z. B. das Interglazialvorkommen vom Elm eemzeitlich wäre, dann müßten hier im lindenreichen Teil der EMW-Zeit erhebliche Taxus-Werte erfaßt sein. Pollenkörner der Fichte sind selbst in den ältesten Proben beider Vorkommen schon zu finden, und im Elm breitet sich Picea bereits vor der EMW-Zeit vorübergehend aus (DA 4). Es ist demnach nicht möglich, die Interglazialvorkommen vom Elm und vom Osterholz mit Hilfe vegetationsgeschichtlicher Argumente als eemzeitlich zu datieren. Beide weichen in fast identischer Weise von den charakteristischen Zügen der eemzeitlichen Waldentwicklung ab. Es kommt hinzu, daß im Osterholz Azolla filiculoides nachgewiesen werden konnte, eine Art, die es während der Eemwarmzeit in Mitteleuropa nicht mehr gab. Auch eine Zuordnung zum Dömnitz- und zum Holstein-Interglazial ist nicht möglich, denn keines der in dieser Arbeit vorgelegten Pollendiagramme zeigt jene für diese Warmzeiten charakteristische Gleichförmigkeit, die durch die anhaltende Dominanz der Nadelhölzer (vor allem Pinus) oder Alnus hervorgerufen wird. Stattdessen zeichnet sich in den Diagrammen eine sehr dynamische Vegetationsentwicklung ab, die in scharf ge-

⁸) Ein noch näheres, vermutlich eemzeitliches Interglazialvorkommen, auf welches mich Dr. R. HUCKRIEDE (Marburg) freundlicherweise aufmerksam machte, erwies sich leider als nicht pollenführend. Es handelt sich um die Süßwassermergel von Königslutter am Elm, Steinfeld Nr. 45.

geneinander abgesetzte Waldzeiten gegliedert werden kann. Während der EMW-Zeit steigen die EMW-Anteile im Osterholz bis auf 73,9 %, im Elm sogar auf 85 % an. Solche hohen Werte erreicht die EMW-Kurve nicht einmal in den Diagrammen von Hoxne/Suffolk (WEST 1956) und Nechells bei Birmingham (KELLY 1964), die für holsteinzeitliche Verhältnisse eine außergewöhnlich hohe Beteiligung von Eiche oder Ulme aufweisen. Auch die hohen *Carpinus*-Werte im Osterholz sprechen eindeutig gegen ein holsteinzeitliches Alter dieses Interglazials.

Während der ältesten Interglaziale, der Tegelen- und Waalwarmzeit, gab es in Mitteleuropa — soweit man darüber informiert ist — neben den auch heute hier auftretenden Baumarten noch zahlreiche Gehölze, die im Pliozän eine große Rolle spielten, aber durch das pleistozäne Klima in unserem Bereich langsam eliminiert wurden. Hier sind vor allem *Carya*, *Pterocarya* und *Tsuga* zu nennen, die in den beiden ältesten Interglazialzeiten oft in bedeutender Menge nachgewiesen wurden (vgl. BAAS 1932, v. D. BRELIE & REIN 1952, v. D. VLERK & FLORSCHÜTZ 1953, DOPPERT & ZONNEVELD 1955, ZAGWIJN 1960 und 1963, u. a.).

Im Elm gibt es Pollenkörner solcher Sippen vor allem in den ältesten Abschnitten mit minerogenen (meist sandigen) Sedimenten, und ihre primäre Lagerung muß deshalb in Zweifel gezogen werden. In der EMW-Zeit aber fehlen solche Funde fast völlig. Anders verhält es sich dagegen im Osterholz. Die Funde von *Eucommia* stammen zweifellos aus der Waldvegetation der damaligen Zeit. Darüber hinaus werden hier aber weder die große Mannigfaltigkeit der in den beiden ältesten Interglazialzeiten regelmäßig nachgewiesenen Tertiärgehölze noch deren hohe Pollenanteile erreicht. Eine Zugehörigkeit zu einer dieser Warmzeiten kann also mit guten Gründen ausgeschlossen werden. Gegen eine Zuordnung zur Tegelenwarmzeit spricht außerdem, daß *Azolla filiculoides* offenbar erst nach diesem Interglazial in NW-Europa auftrat (DOPPERT & ZONNEVELD 1955).

Damit sind die Datierungsmöglichkeiten auf den Zeitraum zwischen Waal- und Holstein-Interglazial, d. h. auf die Cromerwarmzeit — besser den sog. Cromer-Komplex (nach ERD 1965b) — eingeschränkt. Es muß nun überprüft werden, ob eine solche Datierung möglich ist.

Die geologischen Verhältnisse im Osterholz sprechen nach Lüttig (mdl. Mitt., vgl. auch LÜTTIG 1960) eindeutig für ein präholsteinzeitliches Alter dieses Interglazialvorkommens, da hier das Hangende elsterzeitlichen Geschiebelehm enthält. Eine Datierung des Interglazials auf dem Elm nur mit Hilfe der Lithostratigraphie hängt maßgeblich von der Deutung der Lagerungsverhältnisse ab. Sowohl im Hangenden als auch im Liegenden der pollenführenden Sedimente befinden sich Lehme mit nordischem Material (vgl. GOEDEKE 1966, GOEDEKE, GRÜGER & BEUG 1966). Unabhängig davon, ob dieses Material hier als Geschiebelehm in situ liegt oder nicht, bietet sich der bis jetzt in Norddeutschland gültigen, auf geologischen Befunden basierenden Gliederung des jüngeren Pleistozäns zufolge nur eine Einordnung der pollenführenden Sedimente in die Holstein- oder Eemwarmzeit an. Allerdings zeigen einzelne Arbeiten, z. B. von WEST & WILSON (1966) in England und von ERD (1965b) in Thüringen, daß in NW-Europa mit einer weiteren, möglicherweise noch zum Elster-Komplex gehörenden Vereisung gerechnet werden muß. GOEDEKE (1966) hat ein eemzeitliches Alter der interglazialen Erdfallfüllung in Elm ausgeschlossen. Die vegetationsgeschichtlichen Befunde bestätigen diese Datierung, lassen aber auch eine Zuordnung zur Holstein- und zur Dömnitzwarmzeit nicht zu. Nach einer mir noch nicht zugänglich gewordenen Arbeit von LOOK (1967) sollen die pollenführenden Sedimente zwischen einer saale- und einer weichselzeitlichen Fließerde liegen und wären demnach eemzeitlich (vgl.: Bericht über die 2. Tagung der Arbeitsgruppe für Biostratigraphie des nordeuropäischen Pleistozäns, Eiszeitalter und Gegenwart 1967). Zwischen der geologischen und der vegetationsgeschichtlichen Datierung bestehen also erhebliche Diskrepanzen.

Damit ergibt sich die Frage, ob die beiden Interglazialvorkommen ihrer Vegetationsgeschichte nach gleichaltrig sein können. In beiden Fällen gibt es eine Kiefern-Birkenzeit und eine EMW-Zeit, die bei einer Gleichaltrigkeit einander entsprechen müssen und im folgenden miteinander verglichen werden sollen. Dabei kommt natürlich nicht den von lokalen Faktoren stark beeinflußbaren absoluten Pollenzahlen, welche die einzelnen Baumarten erreichen, die größte Bedeutung zu, sondern es gilt vor allem zu überprüfen, ob die Vegetationsentwicklung an beiden Orten gleichartig verlaufen ist.

Die kiefern-birkenzeitlichen Abschnitte des Diagramms Osterholz lassen wegen der starken lokalen Beeinflussung der Pollenspektren und der Unsicherheit in der Deutung der älteren DA keinen unmittelbaren Vergleich mit entsprechenden Abschnitten der Elmdiagramme zu. Allerdings besitzen kiefern-birkenzeitliche Abschnitte - gleich welcher Warmzeit - nie genug differenzierende Merkmale, um zu einer Unterscheidung verschiedener Interglaziale dienen zu können. Immerhin sind die Pollenfloren von Elm und Osterholz einander sehr ähnlich, und vor allem die Fichte ist in allen Diagrammen von Anfang an regelmäßig und zeitweise sogar mit relativ hohen Anteilen (Osterholz DA 3 und 5. Elm DA 4) vertreten. Besonders gute Übereinstimmungen zeigt dann aber die Vegetationsentwicklung der Abschnitte, in denen der EMW vorherrscht. Vor allem sind die Einwanderungsfolge der Arten des EMW und der Wechsel der jeweils dominierenden Baumarten identisch (zum DA 10 vgl. C. c. II). Lediglich während der Zeit der Lindenausbreitung (Osterholz DA 12, Elm DA 9) herrschte im Elm die Ulme vor, im Osterholz jedoch bei gleichzeitig hohen Ulmenwerten die Eiche. Zu dieser Zeit setzte sowohl im Osterholz als auch im Elm die Ausbreitung der Hasel ein, die vorher ohne Bedeutung war. In beiden Fällen spielten während der EMW-Zeit weder Taxus noch Abies eine Rolle.

Gewisse Unterschiede bestehen im Verhalten der Erle. Sie breitete sich in der Umgebung des Osterholzes zu Beginn der EMW-Zeit gleichzeitig mit der Ulme aus und verschwand bereits in der jüngeren ulmenreichen Phase wieder, in der im Elm ihre Ausbreitung erst begann. Ein solcher Unterschied läßt sich jedoch bei einer Baumart, die feuchte Böden bevorzugt, ohne weiteres z. B. durch die im Elm und im Osterholz gewiß unterschiedlichen Standortverhältnisse (großflächige Auen im Leinetal, schmaler Ufersaum im Elm) erklären. In beiden Vorkommen konnte cf. Syringa sect. Ligustrina nachgewiesen werden, doch sind Hedera, Viscum und Ilex nur im Elm gefunden worden und Myrica nur im Osterholz, aber alle nur in geringen Mengen. Trotz dieser relativ geringen und auch schwer interpretierbaren Unterschiede sind die Übereinstimmungen im Verlauf der Vegetationsentwicklung jedoch so gut, daß keine Bedenken gegen die Annahme einer Gleichaltrigkeit bestehen.

WEST (1962b) und DUIGAN (1963) berichten über die Vegetationsgeschichte mehrerer englischer Vorkommen, die in diesem Zusammenhang interessant sind. In Ludham/Ostengland (Zone L 5) ist der Beginn einer Warmzeit erfaßt, die jünger als die Waalwarmzeit, aber nach WEST & WILSON (1966) mit großer Wahrscheinlichkeit älter als die eigentliche Cromerwarmzeit ist. Sedimente dieses älteren Interglazials innerhalb des Cromer-Komplexes ("Pastonian") wurden neuerdings auch unter den Serien des Cromer Forest Bed in Norfolk und Suffolk entdeckt. Damit ist offenbar der Nachweis erbracht, daß der Zeitraum zwischen Waal- und Holstein-Interglazial mindestens zwei warme Phasen enthielt. Die fünf Proben des Diagramms Ludham vermitteln noch keinen ausreichenden Einblick in die Vegetationsgeschichte jener Zeit. Es läßt sich nur feststellen, daß bis auf geringe Funde von Tsuga (in zwei Proben) tertiäre Gehölze fehlen. *Picea* ist mit geringen Werten von Anfang an vertreten. Die Arten des EMW — vor allem Quercus — sind ebenfalls nachgewiesen, erreichen aber zusammen nur durchschnittlich 5%. Auch Corylus ist ohne Bedeutung. In der ältesten Probe sind einige PK von Abies, in der jüngsten Azolla gefunden worden.

Die Vegetationsgeschichte des "Cromerian" ist besser bekannt (DUIGAN 1963). Neuere Untersuchungen durch West (zitiert in BENDA, LÜTTIG & SCHNEEKLOTH 1967) haben ergeben, daß das von DUIGAN aus 32 Teilprofilen aus Ostengland rekonstruierte Pollendiagramm unvollständig ist. Man konnte bisher etwa folgende Vegetationsentwicklung feststellen: Nach einer Zeit der Vorherrschaft von Birke und Kiefern breitete sich der EMW und ungefähr gleichzeitig auch die Erle aus, die während der EMW-Zeit dauernd hohe Werte besitzt. Ulme und Eiche sind etwa gleich stark vertreten, jedoch scheint die Ulme vor der Eiche eingewandert zu sein. Die Lindenkurve kulminiert am Ende der EMW-Zeit. Corylus spielt nur eine sehr untergeordnete Rolle. Auf die EMW-Zeit folgt eine kurze Hainbuchenzeit, auf diese eine Tannenzeit. Erst danach breitete sich die Fichte stärker aus, deren Pollenkurve jedoch schon in dem kiefern-birkenzeitlichen Abschnitt beginnt. Alle anspruchsvollen Arten wurden am Ende der Warmzeit durch Pinus und Betula ersetzt. Nach REID (1920) und DUIGAN (1963) sind in den Sedimenten des Cromer Forest Bed Makrofossilien von Taxus gefunden worden. Tertiäre Gehölze (Tsuga, cf. Juglans, Fagus) kamen nur vereinzelt vor, häufiger sind Pollenkörner vom Pinus haploxylon-Typ. Azolla filiculoides wurde ebenfalls nachgewiesen.

In den Niederlanden konnten schon mehrfach in Tonvorkommen (zum Teil nur geringmächtige Tonlinsen) innerhalb der Sterksel-Serie einzelne Abschnitte einer Warmzeit erfaßt werden, die nach geologischen Befunden in den Cromer-Komplex zu stellen sind. Diese Vorkommen, aus denen sich jeweils nur kurze Abschnitte einer warmzeitlichen Vegetationsentwicklung rekonstruieren lassen, sollen im folgenden kurz beschrieben werden. Die Pollendiagramme von Valkenswaard (ZAGWIJN & ZONNEVELD 1956) und Veghel in Nord-Brabant (ZAGWIJN 1960) zeigen z. B. die Entwicklung der Vegetation zu Beginn einer Wiederbewaldung, bei welcher die Birke offenbar nur eine untergeordnete Rolle spielte. Sehr früh breitete sich - in Veghel nach einer an Juniperus reichen Phase - zusammen mit der Kiefer die Fichte aus. Sie war - wie die Diagramme Herkenbosch (ZAGWIJN 1960) und Westerhoven VI in Nord-Brabant (ZAGWIJN & ZONNEVELD 1956) zeigen - neben der Kiefer, deren Pollenanteile stets beträchtlich sind, ein wichtiger Bestandteil der Wälder vor und nach der Ausbreitung des EMW. An diese Pinus-Picea-Phase schließt sich in Westerhoven VI und I ein Abschnitt an, während dessen sich auf Kosten von Pinus die Ausbreitung des EMW vollzog. Dabei gelangte die Ulme zu besonderer Bedeutung. Ihre Werte steigen bis auf 45 % an, während die Eichenkurve nie mehr als 20% erreicht. Leider bricht das Diagramm noch während der EMW-Zeit ab. Es ist zu beachten, daß während der EMW-Zeit neben Picea (um 10%) und Pinus (abnehmende Werte) auch die Tanne regelmäßig (max. 3%) am Pollenniederschlag beteiligt war. Außer diesen Baumarten waren gleichzeitig Erle (um 30%) und Hasel (max. 20%) vorhanden. Die jüngeren Proben enthalten vereinzelt Carpinus. Azolla filiculoides wurde nachgewiesen, tertiäre Gehölze fehlen.

Drei Pollenspektren aus Tegelen (Pit Russel Tiglia; ZAGWIJN 1960) lassen sich in eine frühere Phase der EMW-Zeit einordnen. In ihnen tritt ebenfalls schon Picea auf, Abies fehlt. Ausschnitte aus einer Hainbuchenzeit sind in den Diagrammen Oosterbeek (TEUNIS-SEN & FLORSCHÜTZ 1957) und Loenermark in der Veluwe (POLAK, MAARLEVELD & NOTA 1962) sowie Eindhoven II in Nord-Brabant (ZAGWIJN 1963) festgehalten. In diesen relativ einförmigen Pollendiagrammen nehmen neben Carpinus auch die Arten des EMW und die Erle hohe Werte ein, seltener ist dagegen die Tanne. Unter den Arten des EMW herrscht in Loenermark und Eindhoven II zeitweise die Ulme vor. (Die EMW-Kurve des Diagrammes Oosterbeek ist leider nicht aufgeschlüsselt). Fichte und Hasel sind in allen diesen Diagrammen ohne Bedeutung. Bemerkenswert sind in Loenermark und einem Einzelspektrum der Tonlinse von Eindhoven II die häufigen Pollenfunde von Eucommia. Cromerzeitliche Pollenspektren mit Eucommia sind einer Bemerkung von ZAGWIJN zufolge (1963, S. 59) von POLAK wiederholt gefunden worden. Leider sind aber in allen

15 *

Profilen nur hainbuchen-EMW-zeitliche Spektren erfaßt, so daß ein Vergleich mit anderen vollständigeren Pollendiagrammen nur schwer möglich ist⁹). Außer *Eucommia* sind in Oosterbeek und Eindhoven keine tertiären Gehölze nachgewiesen. In der Pflanzenliste zum Diagramm Loenermark hingegen ist eine große Anzahl solcher Sippen genannt, von denen jedoch neben *Eucommia* nur *Carya* höhere Werte (bis ca. 8%) erreicht. *Azolla filiculoides* ist in Oosterbeek wie in Loenermark gefunden worden.

Ebenfalls in die "Cromerwarmzeit" sollen nach BROUWER (1949) Teile der Diagramme Bergumerheide (88,0—125,25 m) und vielleicht auch Spannenburg (187, 15—197,90 m) — beide in den nördlichen Niederlanden gelegen — gestellt werden.

In Dänemark (W-Jütland) liegen die interglazialen Vorkommen Starup, Harreskov und Ølgod (ANDERSEN 1963, 1964, 1965, JESSEN & MILTHERS 1928), die offensichtlich alle aus derselben Warmzeit stammen. Nur in Harreskov liefern die geologischen Verhältnisse Hinweise für die Datierung. Da die pollenführenden Sedimente hier — außerhalb des Bereichs, den die Eismassen der Weichselvereisung noch erreichten — von Moränenmaterial überlagert werden, kann ein eemzeitliches Alter nicht in Frage kommen. Die vegetationsgeschichtlichen Befunde lassen außerdem eine Zuordnung zur Holsteinwarmzeit nicht zu, und deswegen müssen diese Ablagerungen einer älteren Warmzeit ("Harreskov-Interglazial") angehören, die im übrigen jünger als die Waalwarmzeit ist.

Die Pollendiagramme von Starup, Harreskov und Ølgod ähneln einander sehr. Sie zeigen die gesamten Vegetationsentwicklung einer Kiefern-Birkenzeit, einer EMW-Zeit, die mit einer Massenausbreitung der Ulme beginnt, bis zu einer coniferenreichen Phase. Die Ulme ist während der ganzen EMW-Zeit sehr häufig (Werte bis über 55%)). Etwa gleichzeitig mit der Ulme erschien die Erle, erst danach die Eiche. Die *Fraxinus*-Werte sind niedrig, die der Linde bleiben unter 10% (Maximum gegen Ende der EMW-Zeit). Die Hasel ist während der ganzen EMW-Zeit vorhanden, erreicht aber in keinem Diagramm mehr als 33% (bezogen auf die Summe der BP + NBP). In Ølgod und Harreskov wurde die Eibe nachgewiesen. Sie zeigt sogar eine Massenausbreitung (bis fast 50%), die nach der Ausbreitung von Quercus erfolgte. In den jüngeren Teilen der EMW-Zeit liegen die Werte der Eibe unter 10%. Auch *Hedera* und *Ilex* sind nachgewiesen. Die Fichte tritt selbst in den ältesten Proben schon auf, jedoch mit höchstens 5% und erreicht erst bei der erneuten Ausbreitung der Birke und der Kiefer am Ende der Warmzeit ansehnliche Werte. Die Hainbuche kommt nur vereinzelt vor, und die Tanne scheint zu fehlen.

Auch in Deutschland sind mehrere Vorkommen entdeckt worden, die in den Cromer-Komplex zu stellen sind. Hierzu gehören die humosen Sande, welche die "diluviale Flora von Johnsbach bei Wartha" (STARK & OVERBECK 1932) enthalten und von der Grundmoräne der Elstervereisung überlagert werden (vgl. WOLDSTEDT 1958). Das kurze Diagramm zeigt *Pinus*-Dominanz und hohe Fichtenwerte. Neben *Alnus* (bis 20%) ist auch *Abies* (ca. 5%) vorhanden. Weiterhin sind in geringen Mengen, zum Teil nur sporadisch, die Arten des EMW, *Corylus* und merkwürdigerweise auch *Fagus* nachgewiesen, makroskopisch auch *Juniperus* und *Larix*. Ob es sich bei diesen Vorkommen wirklich um Teile eines Interglazials handelt, muß dahingestellt bleiben.

Nach ERD (1965b) konnten bei Voigtstedt zwei Warmzeiten nachgewiesen werden, deren Einordnung in den Cromer-Komplex durch das Fehlen von Tertiärgehölzen in den warmzeitlichen Proben und durch geologische sowie paläontologische Befunde als gesichert angesehen wird. In den ältesten Proben des Pollendiagramms vom "älteren Interglazial", das wegen des zu großen Probenabstandes nur bedingt auswertbar ist, deutet sich eine Wald-

228

⁹) Eucommia ist schon häufig im holländischen Pleistozän, aber auch im Tertiär (ZAGWIJN 1960, 1963) nachgewiesen worden und zwar fast ausnahmslos zusammen mit Carpinus und den Arten des EMW. Da dieser Pollentyp noch nicht allzu lange bekannt ist, besteht durchaus die Möglichkeit, daß er auch noch in einigen der anderen cromerzeitlichen Vorkommen mit Pollenspektren, die Carpinus-Pollen enthalten, gefunden werden könnte.

tundren-Zeit an, auf die eine Kiefern- und eine Kiefern-EMW-Zeit folgten. Bemerkenswert ist, daß die *Picea*-Kurve bis in die Wald-Tundrenzeit zurückreicht, und daß neben *Quercus* die Ulme im EMW von großer Bedeutung war. Wenig *Corylus*-, kein *Abies*-Pollen. Das Diagramm vom "jüngeren Interglazial" von Voigtstedt spiegelt die Veränderungen in der Vegetation am Ende einer Warmzeit wider. Zu Beginn hohe *Abies*-, *Carpinus*-, *Alnus*- und EMW-Werte (fast nur *Ulmus*, auch *Tilia*), nach deren Rückgang Ansteigen der Kurven von *Picea* (über 20%) und *Pinus* (80–90%), dann Rückgang der BP-Werte und Ansteigen der NBP-Kurven.

Das bedeutendste deutsche Interglazialvorkommen aus dem Cromer-Komplex ist zweifellos der sog. Kohleton von Bilshausen, von dem jetzt ein Pollendiagramm (H. Mül-LER 1965) vorliegt, welches die ganze Warmzeit ("Rhume-Interglazial") umfaßt. Es beginnt mit einer waldfreien Zeit. Schon bei der Wiederbewaldung spielte neben Pinus die Fichte, deren Anwesenheit nicht nur pollenanalytisch, sondern auch durch Funde von Spaltöffnungen bewiesen ist, eine bedeutende Rolle. In diesen Proben gibt es auch schon Pollen von Ulmus, Quercus und Alnus. In den folgenden Abschnitten sind Pinus, Alnus und Picea die häufigsten Baumarten, aber auch die Ulmenwerte sind relativ hoch, reichen bis an die 10%-Grenze heran und übersteigen diese mehrmals (max. ca. 55%), während die Eichenanteile fast immer unter 5% liegen. Von dieser Zeit an treten Tilia, Fraxinus, Acer und Corylus mehr oder weniger regelmäßig auf. Als nächstes erfolgte die Ausbreitung von Quercus und Abies (letztere bis 15%). Gleichzeitig trat Azolla filiculoides auf. Tilia und Corylus gewannen etwas an Bedeutung, aber ohne jeweils mehr als 10% zu erreichen. Gleichzeitig setzte die geschlossene Carpinus-Kurve ein. Nach einem kurzen Birken-Kiefern-Vorstoß gelangte die Eiche zur Vorherrschaft. Zu dieser Zeit war aber auch die Ulme immer noch reichlich vorhanden. Später setzte gleichzeitig mit der erneuten Ausbreitung der Tanne (nach CHANDA 1962 max. 43 %) die Massenausbreitung der Hainbuche ein, was bei einem gleichzeitigen Ansteigen der Erlenwerte zu einer starken Verminderung der Anteile des EMW und von Picea führte. Die Fichte verschwand offenbar zeitweise völlig aus dem Gebiet und erschien erst am Ende der Warmzeit wieder, als Tanne, Hainbuche, Hasel und die Arten des EMW an Bedeutung verloren. Nach dieser erneuten Ausbreitung der Fichte gelangten Kiefer und danach die Birke wieder zur Vorherrschaft. Gleichzeitig breiteten sich die krautigen Pflanzen - vor allem die Gräser erneut aus. Diese Veränderungen zeigen das Ende der Warmzeit an. Sog. Tertiärpollen ist nur in geringerer Zahl und überwiegend in den tiefsten Proben gefunden worden.

Ein weiteres, pollenanalytisch als cromerzeitlich datiertes Vorkommen (HEYDENREICH 1959) liegt bei Marktheidenfeld/Main. Das Pollendiagramm, welches mir von Prof. ZEIDLER (Hannover) freundlicherweise zugänglich gemacht wurde, zeigt sehr starke lokale Einflüsse (Auenwälder im Maintal), so daß ein Vergleich mit anderen Pollendiagrammen sehr erschwert wird. Insgesamt kommt die Vegetationsentwicklung von Marktheidenfeld jedoch der holsteinzeitlichen Vegetationsentwicklung näher als der irgendeines anderen Interglazials, wobei freilich zu bedenken ist, daß die nächsten, gut untersuchten holsteinzeitlichen Vorkommen in den nordwesteuropäischen Flachlandgebieten liegen und deshalb möglicherweise für einen Vergleich nicht geeignet sind. Ferner stünde einer solchen Datierung die von BRUNNACKER (1964) vertretene Meinung entgegen: Er betrachtete die Schichtenfolge, in welche dieses Vorkommen eingebettet ist, als prä-günzzeitlich, da in den Deckschichten drei interglaziale Böden liegen.

Nach SELLE (1958) gehören die Süßwassermergel und Torfe von Neuenförde möglicherweise in das Günz-Mindel-Interglazial und damit wohl auch zum Cromer-Komplex. Obwohl hier vor allem dadurch, daß von den Arten des EMW stets die Ulme am stärksten vertreten ist (sie erreicht jedoch nur in drei Proben mehr als 10%);), eine gewisse Ähnlichkeit mit cromerzeitlichen Pollendiagrammen hervorgerufen wird, sprechen die anhaltende *Pinus*-Dominanz, die hohen *Alnus*-Werte und die dadurch bedingte undeutliche Gliederung des Diagramms sowie das geringe Vorkommen der Hainbuche eher für ein holsteinzeitliches Alter dieser Ablagerungen.

Die recht zahlreichen Pollendiagramme dieser als cromerzeitlich zu datierenden Ablagerungen zeigen insgesamt eine Vegetationsentwicklung, die trotz einiger Unterschiede durch eine bedeutende Reihe von gemeinsamen Merkmalen gekennzeichnet ist. Sie reichen aus, um auch ohne Kenntnis der geologischen Situation ein hierher gehöriges Pollendiagramm, welches einen genügend großen Teil der Vegetationsentwicklung enthält, allein mit vegetationsgeschichtlichen Methoden zu datieren. Schon wegen der hohen EMW-Anteile können diese Ablagerungen nicht holsteinzeitlich sein. Sorgfältiger müssen aber die Unterschiede zur eemzeitlichen Vegetationsentwicklung abgewogen werden, da nämlich wegen der Gliederung in deutlich gegeneinander abgesetzte Waldzeiten und wegen der hohen-EMW-Anteile auch gewisse Ähnlichkeiten vorhanden sind. Als wichtigste Unterschiede können genannt werden:

- 1. das frühe Auftreten der Fichte,
- 2. der Ulmenreichtum während der EMW-Zeit,
- 3. die Einwanderungsfolge der Arten des EMW (Ulme vor der Eiche). Ausnahme: Ludham, Voigtstedt. Hier sind jedoch weitere Untersuchungen notwendig,
- 4. die niedrigen Haselwerte.

Diese Merkmale besitzt aber nicht nur das Pollendiagramm der ohnehin mit geologischen Methoden als präholsteinzeitlich datierten Ablagerungen im Osterholz, sondern auch die Pollendiagramme vom Elm, so daß bei dem jetzigen Stand der Kenntnis der pleistozänen Vegetationsgeschichte an deren präholsteinzeitlichem Alter nicht mehr gezweifelt werden kann.

Unter Berücksichtigung der stratigraphischen Verhältnisse im Elm (nordisches Material im Liegenden) ergibt sich aus dieser Datierung, daß der Elm schon vor jener Warmzeit aus dem Cromer-Komplex, während der die untersuchten Sedimente entstanden, einmal von nordischem Eis bedeckt war. Ob es sich dabei um einen Eisvorstoß innerhalb des Elster-Komplexes handelt oder um eine ältere Kaltzeit, muß dahingestellt bleiben, zumal diese der hier in Frage kommenden Warmzeit nicht unmittelbar vorangegangen sein muß.

Da der Zeitraum zwischen Waal- und Holstein-Interglazial nach WEST (1962b), WEST & WILSON (1966) sowie nach ERD (1965b) mehrere Warmzeiten enthält, sind möglicherweise nicht alle bis jetzt als cromerzeitlich datierten Vorkommen tatsächlich gleichaltrig. Manche Unterschiede zwischen den einzelnen Pollendiagrammen könnten also auf eine unterschiedliche Altersstellung zurückgehen. Andererseits zeigen die gemeinsamen Merkmale deutlich genug, daß die Vegetationsentwicklung dieser Warmzeiten aus dem Cromer-Komplex in den Grundzügen keinesfalls ganz stark divergierend verlaufen sein kann, wobei allerdings vorerst offen bleiben muß, ob die bekannten cromerzeitlichen Ablagerungen tatsächlich verschiedenen Warmzeiten angehören. Jedenfalls läßt sich die Zahl der Pollendiagramme cromerzeitlicher Ablagerungen mit Hilfe vegetationsgeschichtlicher Kriterien noch nicht eindeutig in zwei oder mehrere Gruppen aufteilen, zumal die bekannten Vorkommen zum Teil so weit voneinander entfernt sind, daß die Unterschiede in der Vegetationsentwicklung nicht notwendigerweise für die Existenz verschiedener Warmzeiten sprechen müssen, sondern auch durch floristische Unterschiede der damaligen Zeit erklärt werden könnten. Nur wo mehrere Interglazialvorkommen aus dem Cromer-Komplex mit unterschiedlicher Vegetationsentwicklung nebeneinander auftreten, lassen sich vielleicht allein mit vegetationsgeschichtlichen Argumenten Ansätze zur Klärung dieser Frage gewinnen. Solche Verhältnisse gibt es im Harzvorland. Weniger als 40 km vom Harzrand (vgl. Abb. 1) entfernt liegen hier die in den Cromer-Komplex gestellten Vorkommen von Bilshausen, Voigtstedt, Osterholz und Elm. Leider sind die Diagramme von Voigtstedt wegen der großen Probenabstände für eingehendere Vergleiche nicht geeignet,

und diejenigen aus dem Elm brechen frühzeitig ab. Es stehen aber immerhin das eine vollständige Warmzeit umfassende Pollendiagramm von Bilshausen und das von einer Bewaldungsphase bis in die Hainbuchenzeit reichende Pollendiagramm vom Osterholz für eine vergleichende Betrachtung zur Verfügung. Beide Vorkommen sind nur etwa 60 km voneinander entfernt (Entfernung Bilshausen-Elm ca. 80 km, Bilshausen-Voigtstedt ca. 85 km). Den Diagrammen ist eine sehr gut ausgeprägte EMW-Zeit gemeinsam, in der die Ulme - noch vor der Eiche - eine große Bedeutung erlangte und die Hasel nur geringe Anteile erreichte. Picea und Alnus sind in beiden Vorkommen schon in den ältesten Proben nachgewiesen, in Bilshausen reichlicher als im Osterholz, was aber lokale Ursachen haben kann. Ein wesentlicher Unterschied besteht darin, daß in Bilshausen sehr früh die Tanne nachgewiesen ist. Vor allem während der Eichen-Tannen-Hainbuchenzeit (Abschnitt i nach Müller) muß sie in Bilshausen vorgekommen sein, da in diesem Abschnitt Spaltöffnungen gefunden wurden. Es kann zwar nicht mit Sicherheit behauptet werden, daß im Osterholz die Hainbuchenzeit vollständig erfaßt ist (vgl. Abschnitt C. c. III.), doch tritt in Bilshausen die Tanne sogar schon vor der Hainbuche auf und erscheint nach dem Kiefern-Birken-Vorstoß (Abschnitt f) erneut (bis 43%, CHANDA 1962) und zwar gleichzeitig mit Carpinus. Im Osterholz wurden insgesamt nur drei PK von Abies gefunden, zwei in der hainbuchenreichen Phase (DA 13) und eines im DA 2, wo es sicherlich als als Fernflug gedeutet werden muß. Von einem Tannenvorkommen während der Hainbuchenzeit oder gar früher kann im Osterholz, d. h. zwischen Hildesheimer Wald und Leinetal — 60 km von Bilshausen entfernt — also nicht die Rede sein. Ferner ist das reichliche Vorkommen von Eucommia im Osterholz während der Hainbuchenzeit zu nennen. Eucommia fehlt in Bilshausen¹⁰). Weitere Unterschiede sind das Fehlen von Juniperus und das frühe Auftreten von Azolla filiculoides in Bilshausen.

Von diesen Unterschieden kommen dem frühen Auftreten von *Abies* und dem Fehlen von *Eucommia* in Bilshausen besondere Bedeutung zu. Es fällt schwer, das Fehlen der Tanne in der Umgebung des Osterholzes zu erklären, wenn sie zur selben Zeit in Bilshausen vorgekommen sein soll. An geeigneten Standorten kann es bei Elze nicht gemangelt haben, denn hier stehen nicht nur — wie bei Bilshausen — der Buntsandstein, sondern auch Muschelkalk und Keuper an. Selbst wenn zwischen Bilshausen und Elze damals die Arealgrenze der Tanne gelegen haben sollte, muß man im Osterholz mit Fernflug rechnen, zumal die Tanne zu dieser Zeit gewiß nicht nur im Harzvorland, sondern auch im Harz vorgekommen sein wird, wie man aus ihren Standortansprüchen leicht erschließen kann. Es ist ebenfalls kaum erklärbar, warum *Eucommia* nicht zur selben Zeit wie im Osterholz auch bei Bilshausen vorkam, zumal dieser heute in China beheimatete mesophile Laubbaum offenbar keine speziellen Standortsansprüche stellt (WANG 1961, HARMS 1933).

Diese Widersprüche finden am leichtesten eine Erklärung, wenn man die Vorkommen von Osterholz und Bilshausen zwei verschiedenen Warmzeiten innerhalb des Cromer-Komplexes zuordnet, ein Vergehen, das nach den Ergebnissen von WEST (1962b), WEST & WILSON (1966) und ERD (1965b) durchaus berechtigt erscheint. Eine Aufteilung aller bekannten cromerzeitlichen Vorkommen in zwei Gruppen wäre jedoch noch verfrüht. Auch kann keineswegs gesagt werden, welche der beiden Warmzeiten die ältere ist.

Bei der Lösung aller dieser offenen Fragen wird dem Auftreten der Tanne, vor allem ihrer frühen Ausbreitung eine besondere Bedeutung zukommen, zumal sich daraus Rückschlüsse auf das Ausmaß der vorhergehenden Kaltzeit ziehen lassen dürften. Abies erschien in Bilshausen und Westerhoven schon während der EMW-Zeit, fehlte zur entspre-

¹⁰) Dr. H. MÜLLER (Hannover) überließ mir freundlicherweise 10 Proben der Bohrung Bilshausen 1/62 aus dem Bereich zwischen 10,55 und 12,85 m (hainbuchenreiche Phase) zur Überprüfung. Dafür sei ihm an dieser Stelle herzlich gedankt. In diesen Proben fand sich unter jeweils 500 PK kein einziges PK von *Eucommia*.

chenden Zeit aber in Ostengland, im Osterholz und auf dem Elm. Auch in den beiden Pollendiagrammen aus W-Jütland fehlt Abies offenbar; aber diese Vorkommen können natürlich außerhalb des damaligen Tannenareals gelegen haben. In den drei Pollenspektren aus Tegelen (Pit Russel Tiglia), die wahrscheinlich in eine sehr frühe Phase der EMW-Zeit einzuordnen sind, und im "älteren Interglazial" von Voigtstedt ist die Tanne ebenfalls nicht nachgewiesen, in Voigtstedt tritt sie möglicherweise nur wegen des zu großen Probenabstandes nicht in Erscheinung. Auch dem Nachweis von Eucommia und Taxus dürfte bei dem Versuch einer Gliederung des Cromer-Komplexes eine größere Bedeutung zukommen. Zur Zeit erlaubt aber die Inhomogenität des überdies viel zu geringen Vergleichsmaterials keine weitreichenden Schlüsse. So ist z. B. die Ahnlichkeit der Diagramme vom Elm und vom Osterholz mit den dänischen Diagrammen sehr groß; doch fehlt dort Eucommia, hier aber Taxus. Erst wenn mehr Nachweise für diese Gattungen erbracht sind, lassen sich vielleicht deren Areale rekonstruieren und daraus Hinweise für eine Gliederung des Cromer-Komplexes gewinnen. Der Nachweis von Eucommia in Eindhoven, Loenermark und im Osterholz läßt diese Vorkommen gleichaltrig erscheinen, doch sind die Ausschnitte aus der Waldgeschichte in den holländischen Diagrammen zu kurz, als daß man daraus mit genügender Sicherheit ein gleiches Alter folgern dürfte. Ein Vergleich mit den Pollendiagrammen vom englischen Cromer Forest Bed muß noch aufgeschoben werden, da dieses Vorkommen zur Zeit neu bearbeitet wird.

G. Schriften- und Kartenverzeichnis

ANANOVA, E. N., KULJAŠINA, W. W.: Mežlednikovaaja flora lichvinskogo stratotipa. Probleme der Paläogeographie (russ.). Universität Leningrad, 57-97, Leningrad 1965.

- ANDERSEN, S. Th.: Pollen analysis of the Quaternary marine deposits at Tornskov in South Jutland. Danm. Geol. Unders. (IV) 4, 1-23, Kopenhagen 1963. - - Interglacial vegetational successions in the light of environmental changes. Rep. VI. Internat. Congr. Quatern., 359-368, Warsaw 1961. - - Interglacialer og interstadialer i danmarks kvartaer. Medd. Dansk Geol. Foren. 15, 4, 486-506, København 1965.
- AVERDIECK, F.-R.: Pollen vom Chenopodiaceen-Typ im Flöz Frimmersdorf ein Hinweis auf seine strandnahe Entstehung. Fortschr. Geol. Rheinland u. Westf. 1, 101-112, Krefeld 1958. - Das Interglazial von Fahrenkrug in Holstein. Eiszeitalt. u. Gegenw., 13, 5-14, Ohringen 1962.
- BAAS, J.: Eine frühdiluviale Flora im Mainzer Becken. Z. Bot. 25, 289-371, Jena 1932.
- BACKMAN, A. L.: Najas minor All. in Europa einst und jetzt. Acta Bot. Fenn. 48, 1-32, Helsingfors 1951.
- BEHRE, K. E.: Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen an letztinterglazialen Kieselgurlagern der Lüneburger Heide. Flora, **152**, 325-370, Jena 1962.
- BENDA, L., LÜTTIG, G. & SCHNEEKLOTH, H.: Aktuelle Fragen der Biostratigraphie im nordeuroppäischen Pleistozän. Eiszeitalt. u. Gegenw., 17, 218-223. Ohringen 1966.
- BENDA, L. & SCHNEEKLOTH, H.: Das Eem-Interglazial von Köhlen, Krs. Wesermünde. Geol. Jb., 83, 699-716, Hannover 1965.
- BERTSCH, K.: Früchte und Samen. Hdb. prakt. Vorgeschichtsforsch., 1, 247 S., Stuttgart 1941.
- BEUG, H.-J.: Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Floren- und Vegetationsgeschichte einiger Mittelgebirge. Flora, **145**, 167-211, Jena 1957/58. - - Leitfaden der Pollenbestimmung, Lief. 1, 63 S., Stuttgart 1961.
- BRELIE, G. v. D.: Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 2. Eiszeitalt. u. Gegenw., 6, 25-38, Ohringen 1955.
- BRELIE, G. v. d. & REIN, U.: Die Interglazialbildungen im niederrheinischen Diluvium. Niederrhein, 19, 63-68, Krefeld 1952.
- BROUWER, A.: Pollenanalytisch en geologisch onderzoek van het Onder- en Midden-Pleistoceen van Noord-Nederland. Leidse Geol. Meded., 14 B, 259-346, Leiden 1949.
- BRUNNACKER, K.: Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg. Eiszeitalt. u. Gegenw., 15, 72-80, Ohringen 1964.
- CEPEK, A. G.: Zur Gliederung des Mittel-Pleistozäns im norddeutschen Flachland. Eiszeitalt. u. Gegenw., 16, 255, Ohringen 1965.

- CHAMBERS, T. C. & GODWIN, H .: The fine structure of the pollen wall of Tilia platyphyllos. The New Phytolog., 60, 393-399, Oxford 1961.
- CHANDA, S.: Untersuchungen zur pliozänen und pleistozänen Floren- und Vegetationsgeschichte im Leinetal und im südwestlichen Harzvorland (Untereichsfeld). Geol. Jb., 79, 783-844, Hannover 1962.
- DOEBEL, H.: Untersuchungen über den Bau der Knospenschuppen einiger sommergrüner Laubhölzer besonders im Hinblick auf die Bestimmbarkeit und Auswertung fossiler Funde sowie die systematische Verwandtschaft. Unveröff. Staatsexamensarbeit, Göttingen 1957.
- DOPPERT, J. W. Chr. & ZONNEVELD, J. I. S.: Over de stratigrafie van het fluviatiele Pleistoceen in W. Nederland en Noord-Brabant. Meded. Geol. Stichting N. S., 8, 13-30, Maastricht 1955.
- DUIGAN, S. L.: Pollen analysis of the Cromer Forest Bed Series in East Anglia. Phil. Trans. R. Soc. London B 246, 149-202, London 1963.
- ENGLER, A.: Die natürlichen Pflanzenfamilien nebst ihren Gattungen und wichtigeren Arten. insbesondere den Nutzpflanzen (ENGLER-PRANTL), IV/2, 310 S., Leipzig 1897. - - Syllabus der Pflanzenfamilien, 2, 666 S., Berlin 1964.
- ERD, K.: Vegetationsentwicklung und Feuchtigkeitsschwankungen während der Eem- und Holstein-Warmzeit in Brandenburg. Ber. Geol. Ges. DDR. 7, 259-261, Berlin 1962. - - Pollenanalytische Gliederung des mittelpleistozänen Richtprofils Pritzwalk/Prignitz. Autorreferat, 12. Tagung Dtsch. Quartärvereinigung, Lüneburg, 1964. Eiszeitalt. u. Gegenw., 16, 252, Ohringen 1965a. - - Pollenanalytische Untersuchungen im Altpleistozän von Voigtstedt in Thüringen. Paläont. Abh. A, II, 2/3, 259-272, Berlin 1965b.
- ERDTMANN, G.: Pollen morphology and plant taxonomy. Angiosperms. 539 S., Uppsala 1952.
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J.: Textbook of pollen analysis, 236 S., Copenhagen 1964.
- GOEDEKE, R.: Die Oberflächenformen des Elm. Göttinger Geogr. Abh., 35, 95 S., Göttingen 1966.
- GOEDEKE, R., GRÜGER, E. & BEUG. H.-J.: Zur Frage der Zahl der Eiszeiten im Norddeutschen Tiefland. Erdfalluntersuchungen am Elm. Nachr. Akad. Wiss. II. Math.-Phys. Kl. (1965) 15, 207-212, Göttingen 1966. GRÜGER, E.: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Datierung interglazialer Ablagerungen
- auf dem Elm bei Braunschweig. Unveröff. Staatsexamensarbeit, Göttingen 1965.
- HALLIK, R.: Material zur Vegetationsentwicklung während der Eem-Warmzeit in Nordwestdeutschland. Mitt. Geol. Staatsinst., 26, 31-38, Hamburg 1957. - - Die Vegetationsenwicklung der Holstein-Warmzeit in NW-Deutschland und die Altersstellung der Kieselgurlager der südlichen Lüneburger Heide. Z. dtsch. geol. Ges., 112, 326-333, Hannover 1960.
- HARMS, H.: Zur Kenntnis von Eucommia ulmoides OLIV. Mitt. Dtsch. Dendrolog. Ges., 45, 1-4, Dortmund 1933.
- HEGI, G.: Illustrierte Flora von Mitteleuropa. München 1906 ff.
- HEYDENBEICH, S.: Pollenanalytische Untersuchungen von Flußsedimenten des Mains bei Marktheidenfeld. Unveröff. Staatsexamensarbeit Würzburg 1959.
- HULTÉN, E.: Atlas över växternas utbredning i norden (Fanerogamer och ormbunksväxter). 512 S., Stockholm 1950.
- IVERSEN, J.: Sekundäre Pollen als Fehlerquelle. Danm. Geol. Unders. (IV) 2, 15, 1-24, Kopenhagen 1936.
- JESSEN, K.: Studies in late quaternary deposits and flora-history of Ireland. Proc. R. Irish Acad., 52, B 6, 85-290, Dublin 1949.
- JESSEN, K., ANDERSEN, S. Th. & FARRINGTON, A .: The interglacial deposit near Gort, Co. Galway, Ireland. Proc. R. Irish Acad. B 60, 1, 3-77, Dublin 1959.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Interglacial freshwater deposits in Jutland and NW-Germany. Danm. Geol. Unders. (II) 48, 1-380, Kopenhagen 1928.
- KATZ, N. J., KATZ, S. V. & KIPIANI, M. G.: Atlas and keys of fruits and seeds occuring in the Quaternary deposits of the USSR. 367 S., Moscow 1965. (russ.).
- KELLY, M. R.: The Middle Pleistocene of North Birmingham. Phil. Trans. R. Soc. London B 247, 533-592, London 1964.
- KEMPF, E. K.: Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen des Niederrheinischen Pleistozäns. Eiszeitalt. u. Gegenw., 17, 5-60, Ohringen 1966.
- KUPRIJANOVA, L. A.: Palinologija serežkocvetiych (Amentiferae), russisch. Akad. Nauk SSSR, Moskau-Leningrad 1965.
- LOOK, E.-R.: Geologische und stratigraphische Untersuchungen in den glazigenen und periglaziären Sedimenten der pleistozänen Elster- und Saale-Eiszeit am Elm, östlich von Braunschweig. Diss. TH Hannover 1967. Non vidi.
- LÜTTIG, G.: Neuere Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raum Alfeld-Hameln-Elze. Geol. Jb., 77, 337-390, Hannover 1960.

MÜLLER, H.: Die Altersstellung der Interglazialablagerungen bei Rosche, Liebenau und Hetendorf (Niedersachsen). Geol. Jb. 73, 725-736, Hannover 1958. - - Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazial-Profils von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). Geol. Jb. 83, 327-352, Hannover 1965.

MÜLLER-STOLL, W. R.: Untersuchungen urgeschichtlicher Holzreste nebst Anleitung zu ihrer Bestimmung. Prähist. Z., 27, 1/2, 3-57, Berlin 1936.

OBERDORFER, E.: Pflanzensoziologische Exkursionsflora für Süddeutschland und die angrenzenden Gebiete, 987 S., Stuttgart 1962.

PAUL, H., MÖNKEMEYER, W. & SCHIFFNER, V.: Die Süßwasserflora Mitteleuropas, 14 (Bryophyta), 252 S., Jena 1931.

PERRING, F. H. & WALTERS, S. M.: Atlas of the British Flora, 432 S., London 1962.

PIKE, K. & GODWIN, H.: The interglacial at Clacton-on-sea, Essex. Quart. J. Geol. Soc., 108, 261-272, London 1953.

POLAK, B., MAARLEVELD, G. C. & NOTA, D. J. G.: Palynological and sedimentary petrological data of a section in ice-pushed deposits (Southern Veluwe, Netherlands). Geol. en Mijnb., 41, 333-350, s'Gravenhage 1962.

RABIEN, I.: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Wallensen in der Hilsmulde. Eiszeitalt. u. Gegenw., 3, 96-127, Öhringen 1953a. - - Zur Bestimmung fossiler Knospenschup-pen. Paläont. Z., 27, 57-66, Stuttgart 1953b.

REID, E. M.: A comparative review of Pliocene floras, based on the study of fossil seeds. Quart. J. Geol. Soc. London, 76, 145-161, London 1920.

SCHMIDT, E.: Mikrophotographischer Atlas der mitteleuropäischen Hölzer. Schriftenreihe Reichsinst. ausländ. u. kolon. Forstwirtschaft, 1, 112 S., Neudamm 1941.

SELLE, W.: Das Interglazial von Neuenförde. Geol. Jb., 76, 191-198, Hannover 1958. - - Geologische und vegetationskundliche Untersuchungen an einigen wichtigen Vorkommen des letzten Interglazials in Nordwestdeutschland. Geol. Jb., 79, 295-352, Hannover 1962. SOBOLEWSKA, M.: Pleistocene vegetation of Syriniki on the river Wieprz. Inst. Geol. Biul., 100,

7, 143-192, Warschau 1956.

Środoń, A.: Interglacial flora from Gościecin near Kožle (Sudetic Foreland). Inst. Geol. Biul., 118, 8, 7-60, Warschau 1957.

STARK, P., FIRBAS, F. & OVERBECK, F.: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Rinners-dorf in der östlichen Mark Brandenburg. Abh. Nat. Ver. Bremen, 28, 105-130, Bremen 1932.

STARK, P. & OVERBECK, F.: Eine diluviale Flora von Johnsbach bei Wartha (Schlesien). Planta, 17, 2, 437-452, Berlin 1932.

STEUR, Ir. G. G. L. et al.: Methode of soil surveying in use at the Netherlands Soil Survey Institute. Boor en Spade XI. Meded. Stichting Bodemkartering. Wageningen 1961.

STEVENS, L. A.: The interglacial of the Nar Valley, Norfolk. Quart. J. Geol. Soc. London, 115, 291-316, London 1960.

SZAFER, W.: Pleistocene stratigraphy of Poland from the floristical point of view. Ann. Soc. Geol. Pologne, 22, 1, 1-99, Krakau 1953.

TEUNISSEN, D. & FLORSCHUTZ, F.: Over een pollenhoudende kleilaag op "de Duno" bij Oosterbek, Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen., 76, 413-421, Leiden 1957.

TRALAU, H.: Extinct aquatic plants of Europe. Botaniska Notiser, 112, 4, 385-406, Lund 1955.

VENT, W.: Über die Flora des Riß-Würm-Interglazials in Mitteldeutschland unter besonderer Berücksichtigung der Ilmtravertine von Weimar-Ehringsdorf. Wiss. Z. Friedrich-Schiller-

Universität, Jg. 4 - 1954/55, Math.-Nat. Reihe 4/5, 467-485, Jena 1955. VLERK, J. M. v. D. & FLORSCHÜTZ, F.: The palaeontological base of the subdivision of the Pleisto-cene in the Netherlands. Verh. Akad. Wet. (I), **20**, 2, 1-58, Amsterdam 1953.

WANG, C. W .: The forests of China with a survey of grassland and desert vegetation. Maria Moors Cabot Foundation publ. 5, p. 1, Cambridge, Mass. 1961.

WATTS, W. A.: Interglacial deposits at Kilbeg and Newton, Co. Waterford. Proc. R. Irish Acad. B. 60, 2, 79-134, Dublin 1959. - - Interglacial deposits at Baggotstown near Bruff, Co. Limerick. Proc. R. Irish Acad. B. 63, 9, 167-189, Dublin 1964. - - Interglacial deposits in Kildromin Townland, near Herbertstown, Co. Limerick. Proc. R. Irish Acad. B. 65, 15, 339-348, Dublin 1967.

WEST, R. G.: The Quaternary deposits at Hoxne, Suffolk. Phil. Trans. R. Soc. B 239, 265-356, London 1956. - - Interglacial deposits at Bobbitshole, Ipswich. Phil. Trans. R. Soc. B 241, 1-31, London 1957. - - A note on Taxus pollen in the Hoxnian interglacial. The New Phytologist, 61, 189-190, Oxford 1962a. - - Vegetational history of the Early Pleistocene of the Royal Society borehole at Ludham, Norfolk. Proc. Roy. Soc. B 155, 437-453, London 1962b.

WEST, R. G. & SPARKS, B. W.: Coastal interglacial deposits of the English Channel. Phil. Trans. R. Soc. B 243, 95 ff., London 1960.

- WEST, R. G. & WILSON, D. G.: Cromer Forest Bed Series. Nature 209, 5022, 497-498, London, 29. 1. 1966.
- WOLDSTEDT, P.: Über ein Interglazial bei Zweidorf (Braunschweig). Z. dtsch. geol. Ges. 82,
- ZAGWIJN, W. H.: Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands. Meded. Geol. Sticht., Serie C III 1 No. 5, 5-78, Maastricht 1960. - Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. I. Meded. Geol. Sticht. NS. 14, 15-45, Maastricht 1961. - - Pollen-analytic investigations in the Tiglian of the Netherlands. Meded. Geol. Sticht. N.S. 16, 49-72, Maastricht 1963.
- ZAGWIJN, W. H. & ZONNEVELD, J. I. S.: The interglacial of Westerhoven. Geol. en Mijnb. N.S. 18, 37-46, s'Gravenhage 1956.

Topographische Karten 1 : 25 000 :

Bl. 3730 Königslutter am Elm, Bl. 3731 Süpplingen, Bl. 3824 Elze, Bl. 3830 Schöppenstedt, Bl. 3831 Schöningen.

Geologische Karte von Preußen usw. 1:25000:

Bl. Königslutter, Bl. Süpplingen; Bl. 2089 Elze, Bl. 2095 Schöppenstedt, Bl. 2096 Schöningen.

Manuskr. eingeg. 30. 11. 1967

Anschrift des Verf.: Eberhard Grüger, 34 Göttingen, Systematisch-Geobotanisches Institut der Universität, Untere Karspüle 2.

B. Tagungen

Uber die biostratigraphische Forschung im nordeuropäischen Pleistozän - Stand 1967

(Berichte der Arbeitsgruppe für Biostratigraphie des Pleistozäns im nordeuropäischen Vereisungsgebiet. 2.)

Von GERD LÜTTIG, Hannover, BURCHARD MENKE, Kiel & HEINRICH SCHNEEKLOTH, HANNOVEr.

A b s t r a c t : With their 2nd conference on July 6 and 7, 1967, the working group for biostratigraphy of the North European Pleistocene followed an invitation of the Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein to Kiel. On the first day of the meeting the discussion centred on presentday stratigraphic problems. The agenda sent in advance to the participants comprised, among others, the following items:

- 1. Questions of organization
- 2. Eem, division, preceding "Saale Late Glacial Period"
- 3. Holstein Interglacial Period
- 4. "Cromer" problem
- 5. The biostratigraphic argumentation concerning Interglacial/Interstadtial Period
- 6. Pollen production of forest trees.

The most important subjects of discussion at the conference will be outlined in the following and made known to the colleagues. On the 2nd day the discussions were followed by an excursion to a number of important outcrops of Interglacials in Schleswig-Holstein and in the area of Hamburg:

Holstein Interglacial of Wacken (near Itzehoe)

Holstein Interglacial of Muldsberg/Mehlbek (near Scheenefeld)

Interglacial Grube Lieth

Holstein Interglacial of Hamburg-Hummelsbüttel.

G. LÜTTIG asked for relief from the duties of chairmanship over the working group. H. SCHNEE-KLOTH (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover) was elected new chairman and thus assumed the former office of G. LÜTTIG.

Die Arbeitsgruppe für Biostratigraphie des nordeuropäischen Pleistozäns folgte mit ihrer 2. Tagung am 6. und 7. 7. 1967 einer Einladung des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein nach Kiel. Während der erste Tag der Zusammenkunft der Diskussion aktueller Fragen der Biostratigraphie galt, führte eine von F. R. AVERDIECK, A. DÜCKER und B. MENKE sorgfältig vorbereitete Exkursion am folgenden Tag zu einer Reihe von wichtigen Interglazial-Aufschlüssen in Schleswig-Holstein und im Raum Hamburg.

Die den Teilnehmern vorher zugestellte Tagesordnung umfaßte u. a. folgende Punkte:

- 1. Organisatorische Fragen
- 2. Eem, Gliederung, vorausgehendes "Saale-Spätglazial"
- 3. Holstein-Interglazial
- 4. "Cromer"-Problem
- 5. Zur biostratigraphischen Argumentation bezüglich Interglazial/Interstadial
- 6. Pollenerzeugung von Waldbäumen.

Die wichtigsten Diskussionsthemen der Tagung sollen mit den folgenden Ausführungen skizziert und den Fachkollegen bekannt gemacht werden.

1.

Möglichkeiten wurden erörtert, mit denen engere organisatorische Beziehungen der Arbeitsgruppe zu den offiziellen Gremien der internationalen Quartärforschung hergestellt werden könnten, ohne daß dadurch die bisher praktizierte Zwanglosigkeit in der Behandlung der aktuellen Aufgaben beeinträchtigt würde. G. Lürtte berichtete in diesem Zusammenhang über Ziele und bisherige Tätigkeit der unter seinem Vorsitz wirkenden INQUA-Subkommission für europäische Quartärstratigraphie, die durch Assoziierung der INQUA bei der IUGS (International Union of Geological Sciences) Anschluß an die außerquartärstratigraphische Forschung erhalten hat. G. Lürtte bat unter Hinweis auf das Übermaß der ihm in letzter Zeit auferlegten beruflichen Funktionen um Entlastung vom Vorsitz der Arbeitsgruppe. Der Vorschlag, den Vorsitz weiterhin in Hannover zu belassen, wurde als zweckmäßigste Lösung allgemein akzeptiert. Zum neuen Vorsitzenden wurde H. SCHNEEKLOTH (Nieders. Landesamt für Bodenforschung, Hannover) gewählt.

Die nächste Zusammenkunft der Arbeitsgruppe wird, einer Einladung des Sub-Department of Quaternary-Research der Universität Cambridge folgend, in England stattfinden.

2.

K.-E. BEHRE berichtete über neue eigene Untersuchungen am Helgoländer Süßwassertöck, durch die die bisher immer noch vorhandenen Schichtlücken in erstmalig von FIRBAS (1928) bearbeiteten Vorkommen beträchtlich geschlossen werden konnten. Bemerkenswert ist der relativ hohe Baumpollengehalt in allen Proben. Neben starker Beteiligung von *Hedera* und *Ilex* erreicht *Taxus* Werte von bis zu 40%! Demgegenüber ist *Tilia* auffallend schwach vertreten. Der Helgoländer Süßwassertöck darf nunmehr als eindeutig eemzeitliche Bildung angesehen werden.

Am Beispiel eines von MENKE bearbeiteten neuen Autobahnaufschlusses bei Neumünster (Schleswig-Holstein) entzündete sich die Diskussion um die Fragen: Wo gibt es stratigraphisch gesicherte Saale-Spätglazialprofile? Wie lassen sich Saale und Eem biostratigraphisch gegeneinander klar abgrenzen? S. T. ANDERSEN plädierte unter Bezugnahme auf seine Untersuchungen von Hollerup (ANDERSEN 1965) und Herning (ANDERSEN 1967) für den Beginn der ersten Waldphase, d. h. den postglazialen Anstieg der Birken- und Kiefernkurven, den gleichzeitigen Rückgang der NBP und den *Juniperus*-Gipfel. Er wurde gebeten, diese Grenze anhand eines Typusprofiles noch einmal zu definieren und das Ergebnis bald zu publizieren. Damit wurde die Frage angeregt, ob für das Typusprofil "Eem" entweder das ursprünglich namengebende oder aber ein anderes Profil, in dem eine möglichst das komplette Interglazial umfassende, lückenlose Waldentwicklung nachweisbar ist, vorgeschlagen werden sollte. BEHRE stellte zur Diskussion, ob es überhaupt sinnvoll ist, die biostratigraphischen Definitionen an einem einzelnen "Typus"-Profil durchzuführen oder ob eine Definition besser auf Grund möglichst vieler Diagramme (nach dem Vorbild der FIRBAs'schen "Waldgeschichte") erfolgen sollte. Die Diskussion führte zu keinem klärenden Ergebnis und wird zu einem späteren Zeitpunkt weitergeführt werden müssen.

R. HALLIK regte an, das zuletzt von KOPP & WOLDSTEDT (1965) beschriebene Saale-Interstadial von Quakenbrück gründlich neu zu überarbeiten. In der Tat läßt sich kaum behaupten, daß die von JONAS im Jahre 1937 durchgeführten Pollenanalysen, auf die wir uns in diesem Falle auch heute noch im wesentlichen stützen müssen, modernen Maßstäben standhalten. Es wäre zu begrüßen, wenn eine solche Neubearbeitung im Zusammenhang mit der im Auftrage von P. WOLDstedt im Jahre 1967 im Quakenbrücker Interglazial vorgenommenen Kernbohrung verwirklicht werden könnte.

Die bereits in der 1. Tagung der Arbeitsgruppe eingeleitete Diskussion (BENDA, LÜTTIG & SCHNEEKLOTH 1966) über das von H. ERD bearbeitete Profil von Pritzwalk/Prignitz (Holsteinund "Dömnitz"-Interglaziale) wurde anhand der nun von B. MENKE im Manuskript vorgelegten Pollendiagramme weitergeführt. Diese und auch die Mitteilung G. LÜTTIGS, daß in Mitteldeutschland gegenwärtig eine größere Anzahl komplett bearbeiteter Holstein-Profile vorläge, geben erneut Anlaß zu der Forderung, auf die Auffindung stratigraphisch gesicherter Holstein-Interglaziale u. a. durch Aktivierung besonderer wissenschaftlicher Bohrprogramme, größeren Nachdruck als bisher zu legen.

Die Wahl eines geeigneten Typusprofiles ist auch für das Holstein-Interglazial nicht leichthin zu treffen. Bislang dürfte als *locus typicus* für das Holstein-Interglazial das Vorkommen von Ütersen-Schulau bei Hamburg (SCHRÖDER & STOLLER 1908, 1909) gegolten haben. Der Aufschluß ist indessen nicht mehr zugänglich. Als Ersatz für Ütersen-Schulau kamen die Profile von Hummelsbüttel (HALLIK 1960) und Wacken bei Itzehoe (B. MENKE, noch unveröff.) ins Gespräch. Das Profil von Wacken zeigt, wie B. MENKE anhand seiner Diagramme demonstrierte, über einem marinen Holstein-Interglazial einen durch Sandmittel davon getrennten, warmzeitlichen Torf, dessen pollenfloristische Charakteristik einen Vergleich mit dem "Dömnitz-Interglazial" von H. ERD nahelegt. Der Torf ist möglicherweise drenthezeitlich umgelagert.

H. J. BEUG berichtete zum "Cromer"-Problem über neue Ergebnisse der Untersuchungen am Interglazial-Profil von Osterholz bei Elze (Hannover), das nach geschiebeanalytischen Datierungen von G. LÜTTIG von Elster-Moräne überdeckt ist. Ein Vergleich des Pollendiagrammes von Osterholz (GRÜGER i. litt.) mit den rhumewarmzeitlichen Diagrammen von Bilshausen (LÜTTIG 1965, H. MÜLLER 1965) zeigt aber so charakteristische Unterschiede, daß zwangsläufig die Frage aufgeworfen werden mußte, ob wir womöglich mit 2 "Cromer"-Interglazialen zu rechnen haben. Diese Feststellung wie auch die in dem Zusammenhang diskutierte Zweiteilung der Elster-Ablagerungen im Profil von Voigtstedt in Thüringen (noch unpubliziert) verdeutlichen wieder, daß noch erhebliche Anstrengungen unternommen werden müssen, bevor eine hinreichend fundierte stratigraphische Gliederung im prä-holsteinzeitlichen Pleistozän verfügbar sein wird. Das Vorkommen am Elm (GOEDECKE, GRÜGER & BEUG 1966) und das vom Osterholz sind pollenanalytisch gut miteinander korrelierbar. Da Osterholz aufgrund lithostratigraphischer Argumente eindeutig prä-holsteinzeitlich ist, muß auch das Vorkommen am Elm als präholsteinzeitlich datiert werden. Diesem Ergebnis stehen lithostratigraphische Befunde von LOOK (1967) gegenüber, nach denen Saale-Fließerde unter und Weichsel-Fließerde über der Fundschicht am Elm liegt. Eine Synthese für diese anscheinend widersprüchlichen Ergebnisse konnte bisher noch nicht gefunden werden.

B. MENKE informierte über ein erst jüngst in Bearbeitung genommenes Interglazial-Profil (Lieth) in Schleswig-Holstein, dessen pollenfloristische Abfolge sowohl Eem als auch Holstein ausschließt. Die Bemühungen um eine Klärung der Altersstellung werden fortgesetzt.

3.

Es darf wohl als allgemein anerkannt gelten, daß für ein Inter g l a z i a l eine "vollständige" d. h. im Pleistozän wenigstens mit EMW kulminierende Waldentwicklung nachweisbar sein muß. Schwieriger gestaltet sich hingegen die biostratigraphische Definition des im allgemeinen von geringerer klimatischer Amplitude geprägten Inter s t a d i a l s. Die Paläopedologie ist diesem Problem vielfach dadurch ausgewichen, daß sie versuchte, mit Hilfe der Intensität der Bodenbildung auf die Dauer der Interstadiale zu schließen. So berechtigt die Kritik an der paläopedologischen Argumentation auch sein mag: Die Biostratigraphie ist z. Zt. noch nicht in der Lage, allein die Interstadiale des Weichselglazials hinreichend sicher zu identifizieren und, sowohl in ihrer Stellung zueinander als auch in der absoluten Dauer, chronologisch zu fixieren. Es steht zu hoffen, daß dieses Problem im Laufe der nächsten Jahre durch Bearbeitung neuer Vorkommen und Erweiterung des Grenzbereiches der 14C-Datierung einer zufriedenstellenden Klärung entgegengeht. Die Arbeitsgruppe schließt sich G. v. D. BRELIE in der Forderung an, daß künftig zunächst nur jene Vorkommen als "Interstadiale" akzeptiert werden sollten, die sich neben einer rein lithologisch-bodenkundlichen Ansprache auch nach ihrer Vegetationsentwicklung als solche belegen lassen.

4.

S. Th. ANDERSEN berichtete ausführlich über eigene Versuche, die den Verteilungsmechanismus des Baumpollens im Walde klären und Aufschluß über die relative Pollenproduktion verschiedener Baumarten geben sollen. Um der Publikation der Untersuchungsergebnisse durch ANDERSEN (im Druck) nicht vorzugreifen, soll hier auf Einzelheiten nicht näher eingegangen werden.

5.

Die Exkursion führte zunächst zu den großen Aufschlüssen mariner Holstein-Tone in den Gruben der Alsen'schen Zementfabrik in Wacken. Die Serie ist (sehr wahrscheinlich) drenthezeitlich verschuppt, ihre ursprüngliche Schichtenfolge ist aber gut erhalten geblieben. Zur Diskussion stand vor allem die Entstehung der hangenden, fossilfreien, hellen Sande, in welche die Holstein-Tone unter Einschaltung fossilreicher Schluffe und Feinsande allmählich übergehen. Der Frage, ob es sich eventuell um ästuarine Absätze handelt, sollte durch sedimentpetrographische Untersuchungen nachgegangen werden. Auf diesem Weg ließe sich vielleicht auch die Frage klären, ob die mit den Tonen verschuppten limnischen Ablagerungen noch unklarer stratigraphischer Stellung in diese hangende Serie gehören. Anschließend wurde die Tongrube Muldsberg (1966/67) der Breitenburger Portlandzementfabrik bei Mehlbeck/Scheenefeld besucht. Die stratigraphischen Verhältnisse sind hier ganz ähnlich wie in Wacken, limnische Ablagerungen gleicher biostratigraphischer Stellung wie in Wacken, liegen auch hier in den hangenden Sanden.

Die Exkursion führte dann weiter nach Lieth bei Elmshorn. Am Bremsberg (1966/67) der Meinertschen Kalkgrube liegen dort stark gestörte Torfe. Daraus waren Holzproben für Radiocarbon-Datierungen entnommen worden. Die obere ergab ein Radiocarbon-Alter um 30 000 Jahre, die untere wurde auf älter als 45 000 Jahre datiert. Es sah also zunächst ganz nach weichselzeitlichen Interstadialen aus. Die pollenanalytische Bearbeitung ergab jedoch überraschend klar ein älteres Interglazial. Die Fehler der Radiocarbon-Datierung wurden auf subrezente Durchwurzelungen zurückgeführt. Das Beispiel zeigt eindringlich, welche Überraschungen eine allein auf Radiocarbon-Datierungen gegründete Stratigraphie bergen kann.

In Hamburg-Hummelsbüttel wurde abschließend das von HALLIK (1960) bearbeitete Holstein-Profil besucht. E. GRUBE schilderte, welche Anstrengungen notwendig waren, um dieses klassische Profil vor der Vernichtung zu bewahren. Nachdem nun die unmittelbare Bedrohung abgewendet ist, taucht aber die Frage auf, wie sich dieses überaus wertvolle "Standard"-Profil auch für die Zukunft vor zerstörenden Einflüssen, wie Verwitterung und tiefgehende Durchwurzelung, schützen läßt. Das führte allgemein zu der Frage, wie überhaupt ein Typusprofil konserviert werden kann und welche Gesichtspunkte in dieser Hinsicht schon bei der Auswahl mitsprechen sollten.

Angeführte Schriften

- ANDERSEN, S. Th.: Interglacialer og interstadialer i Danmarks Kvartaer. Medd. dansk Geol. Forening., 15, 486-506, 9 Abb., Kopenhagen 1965. - - Interglaziale Pflanzensukzessionen aus Dänemark und ihr Verhältnis zu Umweltfaktoren. Pflanzensoziologie u. Palynologie, (Ber. Intern. Sympos. d. Intern. Vereinig. f. Vegetationskde., 1962), Den Haag 1967.
 - Tree pollen rain in a mixed deciduous forest in South Jutland (Denmark). Rev. Palaeobot. Palynology, 3, Amsterdam (im Druck).
- BENDA, L., LÜTTIG, G. & SCHNEEKLOTH, H.: Aktuelle Fragen der Biostratigraphie im nordeuropäischen Pleistozän. (Berichte der Arbeitsgruppe für Biostratigraphie des Pleistozäns im nordeuropäischen Vereisungsgebiet. 1.) Eiszeitalter und Gegenwart, 17, 218-223, Ohringen/Württ., 1966.
- FIRBAS, F.: Über die Flora und das interglaziale Alter des Helgoländer Süßwassertöcks. Senckenbergiana, 10, 185-195, 1928.
- GOEDEKE, R., GRÜGER, E. & BEUG, H.-J.: Zur Frage der Zahl der Eiszeiten im Norddeutschen Tiefland. Erdfalluntersuchungen am Elm. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. math.-phys. Kl. (1965), 15, 207-212, Göttingen 1966.
- HALLIK, R.: Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit in Nordwestdeutschland und die Altersstellung der Kieselgurlager der südlichen Lüneburger Heide. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges., **112**, 2, S. 326-333, Hannover 1960.
- KOPP, E. & WOLDSTEDT, P.: Über den Charakter der Wärmezeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stadial in Norddeutschland. Eiszeitalter und Gegenwart, 16, 37-46, Öhringen/W. 1965.
- LOOK, E.-R.: Geologische und stratigraphische Untersuchungen in den glazigenen und periglaziären Sedimenten der pleistozänen Elster- und Saaleeiszeit am Elm, östlich von Braunschweig. Diss. T. H. Hannover, 1967.
- LÜTTIG, G.: The Bilshausen Type Section, West Germany. Geol. Soc. Amer. spec. Pap., 84, 159-178, New York 1965.
- MÜLLER, H.: Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazial-Profils von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). Geol. Jb., 83, 327-352, Hannover 1965.
- SCHRÖDER, H. & STOLLER, J.: Marine und Süßwasser-Ablagerungen im Diluvium von Ütersen-Schulau. Jb. Kgl. Preuß. Landesanst., 26 (1905), 94-102, Berlin 1908. - Diluviale marine und Süßwasser-Schichten bei Ütersen-Schulau. Jb. Kgl. Preuß. Landesanst., 27 (1906), 455-527, 3 Taf., Berlin 1909.
- Anschriften der Verf.: Dr. B. Menke, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, 23 Kiel-Wik, Mecklenburger Straße 22/24; Dr. G. Lüttig und Dr. H. Schneekloth, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 18	Seite 240-244	Öhringen/Württ., 31. Dezember 1967
----------------------------	---------	---------------	------------------------------------

C. Buchbesprechungen

FRENZEL, BURKHARD: Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. 296 S., 107 Abb., 23 Tab., Sammlung "Die Wissenschaft", 129. Braunschweig (Vieweg & Sohn) 1967. Preis DM 49.50.

Die Ermittlung der Vegetationsgeschichte ist der beste Weg, um den Klimaschwankungen einer bestimmten Landschaft auf die Spur zu kommen. Der Verf. als Kenner der Vegetationsgeschichte Eurasiens war daher besonders berufen, die eiszeitlichen Klimaschwankungen dieses und anderer Teile der Erde zu ermitteln. Seine wichtigsten Ergebnisse sind folgende: Kaltzeiten und Warmzeiten spielten sich auf der gesamten Erde gleichzeitig ab. An die Stelle des bis dahin herrschenden Waldlandes treten bereits während der Prätegelen-Kaltzeit in weiten Bereichen der Nordhalbkugel Steppen oder verwandte Gras- und Kräuter-Gesellschaften. Die Klimate der Warmzeiten nahmen in ihren Höhepunkten nur unwesentlich bis zur Gegenwart ab; die Trockenheit nahm anscheinend langsam zu. Die Klimate der Kaltzeiten während ihrer Höhepunkte wurden dagegen merklich kälter und trockener. Trockenheit ist überhaupt das Charakteristikum der Kaltzeiten. So kommt es nur selten zur Ausbildung echter "Pluvialzeiten".

Für eine Neuauflage seien einige Wünsche geäußert. Ein großer Teil der Abb. ist zu klein und die Signaturen wenig übersichtlich; sie müßten in einer Neuauflage größer erscheinen. Auch die Art der Zitierung der Autoren nur durch Nummern erscheint wenig glücklich. Denn man will beim Lesen nicht nur den Namen des Autors haben, ohne jedesmal im Literaturverzeichnis nachsehen zu müssen, sondern auch das Jahr der Erscheinung der Arbeit, um den Wert des Zitates ermessen zu können.

Aber das sind Kleinigkeiten, die den Wert des Buches nicht mindern, der vor allem in einer Auswertung der reichen russischen Literatur besteht. P. Woldstedt.

HUCKE, KURT: Einführung in die Geschiebeforschung. Herausgegeben und erweitert von EHRHARD VOIGT. 132 S., 24 Textabb., 50 Tafeln. Oldenzaal (Nederlandse Geologische Vereiniging) 1967. Preis kart. DM 15.—.

Die "Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes" von K. HUCKE waren seit ihrem Erscheinen im Jahre 1917 zu einem unentbehrlichen Standardwerk für alle im norddeutschen Flachland tätigen Geologen wie für jeden Sammler geworden. Neben dieses Buch tritt nun die neue "Einführung in die Geschiebeforschung". Das Urmanuskript stammt schon aus dem Jahre 1948, kam aber zunächst nicht zur Veröffentlichung. Es fand sich nach dem Tode von K. HUCKE in seinem Nachlaß. E. VOIGT hat die nicht einfache Aufgabe übernommen, den Text auf den gegenwärtigen Stand der Forschung zu bringen und im Zusammenwirken mit seinen Mitarbeitern Karten, Schichttabellen und Abbildungen hinzuzufügen. Der Druck wurde durch die "Niederländische Geologische Vereinigung" ermöglicht.

Als Ergebnis liegt uns ein Werk vor, das unter möglichst weitgehender Wahrung der von K. HUCKE skizzierten Grundzüge eine moderne Darstellung des Gesamtgebietes mit zahlreichen Abbildungen von ausgezeichneter Qualität nach meist bisher unveröffentlichten Vorlagen vermittelt. Der begrenzte Raum verlangte im allgemeinen eine Beschränkung auf die Sedimentärgeschiebe. Aus dem großen Gebiet der kristallinen Geschiebe werden nur einige erdgeschichtlich besonders wichtige Gesteine besprochen. Diese "Einführung in die Geschiebeforschung" kann und soll die teilweise veralteten "Sedimentärgeschiebe" nicht ersetzen. Eine Neuauflage wäre zwar wünschenswert, würde aber zunächst die Neubearbeitung der Faunen der einzelnen Geschiebearten erfordern. Ein solches Vorhaben wäre unter den gegebenen Bedingungen kaum durchführbar gewesen.

Die "Einführung in die Geschiebeforschung" beginnt mit einigen allgemeinen und leicht verständlichen Kapiteln über Wesen und Bedeutung der Geschiebeforschung, über Hilfsmittel und Arbeitsweise sowie einer Übersicht über den geologischen Bau Skandinaviens als Heimat der überwiegenden Mehrzahl der Geschiebe. Daran schließt sich die Besprechung der Geschiebetypen der einzelnen Formationen an, die stets in einen übersichtlichen Zusammenhang mit der erdgeschichtlichen und paläogeographischen Entwicklung des gesamten Raumes gestellt werden. Sie werden so dem Leser als Zeugen der Entwicklung Fennoskandias und der angrenzenden Gebiete erläutert. Zum Verständnis dieses speziellen Teiles sind einige paläontologische und stratigraphische Grundkenntnisse notwendig.

Für jede Formation werden die wichtigeren Geschiebe und ihre charakteristischen Fossilien genannt. Naturgemäß nehmen das Ordovizium und das Silur (Gotlandium) sowie die Kreide unter den Formationen den größten Raum ein. Daneben finden sich ebenso Hinweise auf die seltenen Devongeschiebe und eine Diskussion der Problematik von Funden aus dem Karbon. Neben den Gesteinen aus Skandinavien werden auch die "südlichen Geschiebe" sowie die Lokalgeschiebe des Perm in der Umgebung von Salzhorsten und die weit verbreiteten Lokalgeschiebe aus den jüngeren Formationen beschrieben.

Die "Einführung in die Geschiebeforschung" ist so für den Geologen wie für den Sammler eine hervorragende Führung in die Welt der Geschiebe. Ihre Stärke liegt in dem ständigen Blick auf die Zusammenhänge, durch den die Einzelheiten übersichtlich zusammengefaßt und dem Verständnis erschlossen werden. Durch diese Klarheit ergibt sich eine gelungene Darstellung des Stoffes, die der Geschiebeforschung neue Anregungen geben und ihr sicher auch neue Freunde zuführen wird. R. Köster.

BACHMANN-VOEGELIN, FRITZ: Fossile Strukturböden und Eiskeile auf jungpleistozänen Schotterflächen im nordostschweizerischen Mittelland. 176 S., 45 Textfig., 14 Abb., 3 Kartenbeil. Selbstverlag des Verf., Zürich 1966. Preis 15 schweiz. Franken.

Es werden fossile Strukturbodenformen und Eiskeile auf jungpleistozänen Schotterflächen im nordostschweizerischen Mittelland beschrieben. Teilweise gelang es, die Formen freizulegen und dreidimensional zu erfassen. Sie stimmen mit den rezenten Strukturbodenformen der Alpen überein. Die Materialsortierung ist bei den Strukturbodenformen auf Schottern nur im Bereich der gröbsten Bodenbestandteile (5-20 cm) nachweisbar. Die Eiskeile zeigen die charakteristischen Merkmale (Unterschied von Füllmaterial und umgebendem Schotter, unterschiedliche Einregelung, Schichtstörungen an den Kontaktflächen usw.).

Die Arbeit ist von guten Textfiguren und Abbildungen begleitet; die 3 Kartenbeilagen sind vorzüglich (warum sind Karte 1 und 2 nach Süden orientiert?). Ob es nötig war, für Einregelungsmessungen den Begriff der "Situmetrie" einzuführen, erscheint zweifelhaft. P. Woldstedt.

HEUBERGER, H.: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal. Wissensch. Alpenvereinshefte 20, 1-125, 9 Abb., 5 Taf. (Stereo-Luftbilder), 2 Tab., 1 Karte 1:25 000, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner) 1966. Preis 210 ö. S. (A.V.-Mitgl. 140 ö. S.)

Eine sehr gründliche und für dieses Gebiet grundlegende Untersuchung der Gletscherstände seit dem Verschwinden des Würm-Eises im Inn-Tal mit dem Ziel, "die Schuttformen der Vorzeit in der heutigen Landschaft zeitlich zu gliedern". Die Karte, das Nordblatt (Sellrain) der Alpenvereins-Karte der Stubaier Alpen, enthält die Randlagen des Steinach-, Gschnitz-, Daun-, Egesen-, Larstig-Stadiums sowie die neueren Gletscherhochstände (1600–1850, 1875), außerdem Bergsturzmassen u. ä. Für das vom Verfasser schon früher postulierte Larstig-Stadium (nach dem Larstig-Tal innerhalb des bearbeiteten Gebietes) wird angenommen, daß es sich vorzugsweise in einer Ausweitung der Firndecke mit entsprechenden Schuttbildungen auswirkte. Das Stadium liegt innerhalb der Postglazialen Wärmezeit. — Für die Bergstürze wird gezeigt, daß sie nicht gleichzeitig mit dem "Ereignis von Köfels" stattfanden, also kein ursächlicher Zusammenhang bestanden haben kann (wie A. PENCK vermutet hatte). Der Bergsturz von Köfels wird als ca. 8710 B. P. datiert (zwischen Egesen und Larstig). Auf den Bimsstein von Köfels wird nicht eingegangen. M. Schwarzbach.

KUBIENA, W. L. (Herausgeber): Die mikromorphometrische Bodenanalyse. 196 S., 103 Abb., 2 Farbtaf., 7 Tab. Mit Beiträgen von A. Ascaso LIRIA, W. BECKMANN, N. BELLINFANTE CROCCI, J. BENAYAS DE REY, M.-W. V. BUCH, E. GEYGER, A. HIGUERAS ARNAL, M. KRESS-VOLTZ, W. L. KUBIENA. Stuttgart (F. Enke) 1967. Preis gbd. DM 40.—.

Ziel der von W. L. KUBIENA seit Mitte der 20er Jahre aus bodenbiologischen Fragestellungen heraus entwickelten Mikromorphologie des Bodens ist die Erforschung des unzerstörten, im natürlichen Verband befindlichen Bodens. Grundlage dafür sind speziell hergestellte Bodendünnschliffe. Methoden und Ergebnisse solcher Untersuchungen, die seit Jahren nicht mehr weg zu denkende Bestandteile der Pedologie sind, waren bislang nur über Einzelabhandlungen in Zeitschriften zugänglich. Um so verdienstvoller ist diese, für die angeführten Beispiele sehr gründliche methodologische Darstellung eines Teilgebietes der Mikromorphologie, der Mikromorphometrie, durch KUBIENA und seine Mitarbeiter — gewidmet dem Andenken an den spanischen Naturforscher und Förderer mikromorphologischer Forschungen J. M. ALBAREDA.

In Aufsätzen werden technische Fragen, wie Herstellung der Dünnschliffe, und vor allem die morphometrische Methode und deren Auswertungsmöglichkeiten für Strukturanalysen behandelt, wie quantitative Angaben z. B. über Gestalt, Größe und Aufbau von Bodenaggregaten, Mineralkörner und Pflanzenreste sowie zwischengeschaltete Hohlräume. Beispiele werden dafür aus verschiedensten Themenkreisen angeführt, so für Bodentypen (Ranker und Podsole), Verwitterungsvorgänge, Wasserhaushalt und Gesteine (Sedimente, Vulkanite). Schließlich wird unter dem Aspekt der mikromorphologischen Betrachtungsweise auf Zusammenhänge zwischen Boden, Bodennutzung und sogar Pflanzenkrankheiten warmer Klimate eingegangen. Ein weiterer Beitrag behandelt die natürlichen Strukturformen im Boden.

Noch vor einem Jahrzehnt konnte man glauben, mittels der über die Mikromorphologie faßbaren Erscheinungen (z. B. Lessivierung, Eisen- und Karbonatumsatz) die Vorstellungen über die Bodengenese vertiefen zu können. Aus dieser Sammlung von Beiträgen könnte man jetzt vielleicht einen gewissen Wandel hinsichtlich der Zielsetzungen innerhalb des weiten Gebietes der Mikromorphologie sich abzeichnen sehen? Wenngleich das, in diesem mit instruktiven Abbildungen gut ausgestatteten Buch, angegangene Thema in jedem Falle einer solchen Behandlung wert und auch Voraussetzung für eine exaktere Beurteilung der Böden ist, so erhoffen wir uns doch für die Zukunft ein weiter gespanntes Eingehen auf rezente wie fossile Böden insbesondere warmer Klimate auf der Grundlage einer etwas allgemeineren Mikromorphologie, für die W. L. KUBIENA sicherlich unser bester Interpret wäre.

Auf Mängel, die sich aus der Darstellung des Stoffes durch neun Autoren ergeben, braucht nicht näher eingegangen zu werden. So wäre es z. B. wünschenswert, gleich im ersten Fachaufsatz einiges über die keinesfalls unwichtige Vorbehandlung der Bodenproben für die Dünnschliffherstellung zu erfahren. Karl Brunnacker.

BOURDIER, FRANCK: Préhistoire de France. 412 S., 152 Abb., Paris (Flammarion) 1967. Preis 25 Fr.

Diese sehr wohlfeile Vorgeschichte von Frankreich ist von einem Quartärgeologen geschrieben, der selber zahlreiche Ausgrabungen vorgenommen hat und als besonders guter Kenner der Quartärgeologie und Urgeschichte Frankreichs gelten muß. Nach ausführlicher Behandlung der Erforschungsgeschichte, wobei die überragende Bedeutung Frankreichs und französischer Forscher für die Urgeschichte zur Geltung kommt, werden zunächst die geologischen Grundlagen erörtert, wobei besonders die Bedeutung der Solifluktion hervorgehoben wird. Ein Kapitel über Flora und Fauna schließt sich an; ein weiteres behandelt die Techniken des Steinschlages. Ein Überblick über das prähistorische Frankreich beschließt diesen Teil.

Im Hauptteil werden dann die Industrien Frankreichs von den ältesten an betrachtet, wobei zahlreiche, z. T. recht originelle Abbildungen den Text begleiten. Immer wird die geologische Lagerung eingehend betrachtet. Gleichermaßen wird auch die Entwicklung des Menschen bis zu den modernen Kassen behandelt. Das Meso- und Neolithikum, das in vielen Vorgeschichten fehlt, wird ebenfalls ausführlich besprochen.

Im Ganzen ist so ein Buch entstanden, das in seltener Vollständigkeit die Vor- und Frühgeschichte Frankreichs behandelt. Dabei geben die Abbildungen, die weit über die üblichen Klischees hinausgehen, zahlreiche interessante Einzelheiten. Das Buch kann wegen seiner gründlichen Darlegungen, der Vollständigkeit seines Inhalts, seiner vorzüglichen Abbildungen und nicht zuletzt wegen seines geringen Preises aufs wärmste empfohlen werden. P. Woldstedt.

VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. (edit.): Palaeoecology of Africa and of the surrounding islands and Antarctica. 1, 270 S., Cape Town/Amsterdam (A. A. Balkema) 1966. R 6,00.

In den letzten Jahren sind zahlreiche pollenanalytische Untersuchungen in Afrika in Gang gekommen. Ihre Bedeutung liegt auf der Hand, denn die eiszeitalterliche (und ebenso präquartäre) Klimageschichte der warmen Zonen ist erst ganz unvollkommen bekannt. E. M. VAN ZINDEREN BAKKER, Direktor des Botanischen Instituts der Oranje-Freistaat-Universität in Bloemfontein, hat seit Jahren alle einschlägigen Arbeiten in Jahres- oder Zweijahres-Berichten zusammengestellt. Der erste Bericht (1950) umfaßte 3 Seiten, der letzte (1962—63) beinahe 100. Dabei sind auch präquartäre Pollen und Sporen eingeschlossen, Morphologie rezenter Pollen, viele Angaben über junge Klimageschichte auf Grund nichtbotanischer Untersuchungen, alle afrikanischen C¹⁴-Datierungen usw. — kurzum, man findet alle einschlägigen Angaben übersichtlich beisammen. Es ist verdienstvoll, daß die bisher erschienenen, meist an etwas entlegener Stelle veröffentlichten 8 Berichte zu einem handlichen Buch vereinigt wurden. Ein Gesamt-Literaturverzeichnis, eine Adressen-Liste der Forscher, Sach- und Autorenregister erleichtern seinen Gebrauch und machen es zu einem wertvollen Nachschlagewerk. Martin Schwarzbach.

VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. (edit.): Palaeoecology of Africa and of the surrounding islands and Antarctica. II. 184 S., Cape Town/Amsterdam (A. A. Balkema) 1967.

In zahlreichen Kurzberichten wird über die Fortschritte der Jahre 1964 und 1965 berichtet. Auch dieser Band ist ein unentbehrliches Nachschlagewerk für alle, die am Quartär Afrikas und der Antarktis interessiert sind.

COETZEE, J. A.: Pollen analytical studies in East and southern Africa. Palaeoecology of Africa (ed. E. M. VAN ZINDEREN BAKKER), 3, 1-146, 14 Abb., 9 Taf., 9 Karten und Diagr. Cape Town & Amsterdam (A. A. Balkema) 1967.

Eine sehr sorgfältige und grundlegende, klare und übersichtlich geschriebene Untersuchung von 4 mit C¹⁴ datierten Pollendiagrammen aus Ost-Afrika (Kilimanjaro, 2650 m, Sacred Lake, 2400 m, und Lake Rutundu, 3140 m, am Mt. Kenya; Cherangani Hills, 2900 m) und einem Pollendiagramm von Süd-Afrika (Aliwal North). Heutige Klima- und Vegetationsverhältnisse werden gleichfalls eingehend beschrieben.

In Ost-Afrika geht das tiefste Profil bis zu 33 350 B. P. Es ergaben sich folgende Zonen:

- a) Kalambo-Interstadial zwischen 33 350 und 27 750 B. P., gleich alt mit Paudorf, aber mit relativ höherer Temperatur (2.4—4.1° niedriger als heute).
- b) Mount Kenya-Hypothermal, 27750—14000 B.P., gleich alt mit letztem Würm-Maximum, 5.1—8.8° kälter als heute, Vegetationsgürtel 1000—1100 m tiefer (ähnlich wie in den äquatorialen Anden!).
- c) Pollen-Zone I, 14000–10560 B.P., erste Klimabesserung, entspricht dem Beginn des Susacá-Interstadial in Europa und Columbien.
- d) Pollenzone II, seit 10 560 B.P., weiterer Temperatur-Anstieg, entspricht Präboreal und Boreal.

e) Pollen-Zone IIIa und b, entspricht dem Atlantikum, endet jedoch mit kühlem Intervall.

- f) Pollen-Zone IV, Temperatur-Maximum um 4000 B.P., entspricht dem Postglazialen Optimum.
- g) Pollen-Zone V, um 2090 B.P., leichte Temperatur-Abnahme.

Das Aliwal North-Profil beginnt 12600 und geht bis 9650 B.P. Es zeigt kältere und humide Phasen im Wechsel mit warmen und trockenen. Eine Warmphase ist gleich alt mit Alleröd.

Die Klimaphasen korrespondieren mit denen der Nord-Hemisphäre. Temperatur- (und nicht Niederschlags-)Änderung ist die Ursache für die Klimaschwankungen in Ost-Afrika.

Bei unserer geringen Kenntnis der Klimageschichte tropischer Gebiete sind diese (von VAN ZINDEN BAKKER angeregten) Untersuchungen und Ergebnisse von besonderem Wert.

Martin Schwarzbach.

Ergebnisse der Limnologie. Heft 3. KORDE, N. W.: Algenreste in Seesedimenten. 38 S., 9 Taf. - Heft 4. JUSE, A.: Diatomeen in Seesedimenten. 32 S., 4 Taf. Arch. f. Hydrobiologie, Beihefte 3/4, 1966. DM 34.40.

"Zur Entwicklungsgeschichte der Seen und umliegenden Landschaften" lautet der Untertitel des erstgenannten Heftes, der gleichermaßen für das folgende gilt. Wenn man von den Diatomeen absieht, so sind die Algen bisher viel zu wenig zur Deutung der Seengeschichte herangezogen worden sehr zu Unrecht, wie Frau Korde mit ihrem Beitrag beweist. Für ihre Analvsen benutzt die Autorin vorwiegend Cyanophyceen, Chlorophyceen, Diatomeen, Chrysomonadinen und Dinoflagellaten, deren Erhaltungszustand in den Sedimenten sie kurz diskutiert. Je nach dem Vorherrschen bestimmter Organismengruppen unterscheidet sie bei den Seesedimenten einen Diatomeen-, Chrysomonaden-, Protococcales-, Cyanophyceen-, Desmidiaceen- und Phacotustyp sowie einen gemischten Algentyp. Das allgemeine ökologische Verhalten der brauchbaren Algengruppen gegenüber der Temperatur, Stickstoff, Phosphor, Calcium, Silizium, Eisen und dem pH im Wasser wird abgehandelt. Mit Hilfe einer sog. "ökologischen Gruppenanalyse" wird an zwei Beispielen glänzend demonstriert, wie sich der Stoffhaushalt der Seen und das Klima der Umgebung vom Spätglazial an veränderten. Die Ergebnisse sind gut in Einklang zu bringen mit chemischen und Pollenanalysen. Die Algendiagramme ergeben sich aus dem prozentualen Verhältnis der einzelnen Algengruppen, bezogen auf die Artensumme aller Algen. Außerdem wird in der Diskussion das Auftreten bestimmter Einzelarten oder ökologischer Artengruppen berücksichtigt, so daß das Schematische der Diagramme stark gemildert wird.

Die Kieselalgen werden ausführlich in der zweiten Arbeit A. P. Juse behandelt (Ref. fragt sich, ob die Schreibweise nicht vereinheitlicht werden könnte, die Autorin selbst schreibt sich Jousé, außerdem ist noch ZHUZE bekannt). Sehr gründlich diskutiert sie die Bedingungen für die Erhaltung der Diatomeenschalen in den Sedimenten; vielfach wird zu wenig beachtet, daß eine quantitative und vor allem qualitative Verarmung der Flora auf dem Wege in das Sediment eintritt. So werden zart verkieselte Formen wie z. B. Attheya und Rhizosolenia bereits im freien Wasser weitgehend aufgelöst. Einigen kurzen (vielleicht etwas zu kurzen) Hinweisen auf die Präparationsmethodik folgt dann der Hauptteil über die Entwicklung der limnischen Diatomeenflora vom Miozän bis zum Holozän. Verständlicherweise wird hier vor allem die fossile Flora im Gebiet der U.S.S.R. berücksichtigt, doch gelangen auch Befunde aus Nordeuropa, Deutschland, England und den U.S.A. zur Diskussion, so daß hier eine erste - natürlich vorläufige - stratigraphische Synopsis der Kieselalgen des Süßwassers entstanden ist. Die Autorin bemerkt, daß das älteste bisher bekannte Diatomeenvorkommen aus dem Süßwasser aus dem mittleren Oligozän gemeldet wurde (Colorado, U.S.A.). Inzwischen ist in Deutschland aus dem Unteroligozän ein etwas älterer Fundort festgestellt worden (unveröff.). Es erscheint wichtig, auf diese gerade dem Geologen weniger bekannte Tatsache hinzuweisen, weil vielfach angenommen wird, daß die Kieselalgen seit eh und je auf der Erde existiert haben.

Das Erscheinen dieser Übersicht über die limnische Paläophykologie kann nur begrüßt werden, selbst wenn sie besonders die sowjetische Literatur berücksichtigt. Aber auch das letztere macht die beiden Arbeiten wertvoll, da die sowjetische Literatur heute zwar leicht zugänglich ist, aber meist leider in russischer Sprache erscheint. Für die Limnologie, Paläontologie und für die Klimageschichte stellen die Abhandlungen eine willkommene Bereicherung dar. Es bleibt zu hoffen, daß dieses Heft dazu anregt, die Position der Erforschung fossiler Algen zu stärken und daß diesen Organismen der Platz eingeräumt wird, der ihnen in der Mikropaläontologie zukommt.

Reimer Simonsen.

JORDAN, P.: Über die Wolkenhülle der Venus. Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. Math.-Nat. Kl., 43-53, Wiesbaden (Komm.-Verlag F. Steiner) 1967.

Hinter dem Titel verbirgt sich ein erneuter Ausflug des bekannten theoretischen Physikers auf das permokarbonische Glatteis. Der Verf. nimmt an, daß die Lufthülle der Venus 3 Stockwerke enthält: ein unteres mit ungesättigter Luft und hohen Temperaturen (wegen intensiver Glashauswirkung), ein mittleres mit turbulenten Wolken und ein oberes über den Wolken. Das mittlere Stockwerk entspricht einer geschlossenen Wolkendecke, in der nicht ein Nebeneinander von aufund absteigenden Luftmassen besteht (wie in der heutigen irdischen Atmosphäre), sondern ein Übereinander. Die Aufheizung dieser Turbulenz-Zone geschieht von der Venus-Oberfläche her, die Temperaturen bis 600° K aufweist. Diese hohen Temperaturen bewirken, daß Niederschläge aus der Wolkenzone verdunsten, ehe sie den Boden erreichen.

Man kann sich aber auch vorstellen, daß die Turbulenz-Zone infolge fehlender Glashauswirkung dem Boden unmittelbar aufliegt. Diese Denkmöglichkeit möchte JORDAN für das Karbon annehmen. Die dichte Wolkendecke würde ein fast völlig gleichförmiges kühles Klima auf der Erde hervorrufen.

So anregend der Versuch ist, Venus für die Paläoklimatologen nutzbar zu machen, so ermüdend ist es, immer wieder dieselben Argumente des Verf. für das postulierte "unvorstellbar ausgedehnte und gleichartige" Karbon-Klima und für sonstige Vorstellungen zurückzuweisen und neue unrichtige Details zu berichtigen. Solange seine geologische Beweisführung nicht sorgfältiger begründet ist und solange der Verf. vielfach nur passende Angaben zitiert und unbequeme übergeht, läßt sich mit ihm nur schwer diskutieren. Martin Schwarzbach.

D. Personennachrichten

Die Deutsche Quartärvereinigung verlor im Jahre 1967 durch den Tod die Mitglieder

ADOLF DEPPE, Bielefeld

Rektor a. D. August Göller, Schönau/Schwarzwald

Dr. H.-OLAF GRAHLE, Wunstorf b. Hannover

Prof. Dr. H.-LOTHAR HECK, Berlin

Prof. Dr. Josef KNAUER, München

Dr. HELMUT NIETSCH, LOCCUM

Land.-Geol. Dr. GEROLD WAGNER, Freiburg/Br.

Prof. Dr. WALTER WUNDT, Freiburg/Br.

Walter Wundt †



Am 24. 8. 1967 verstarb auf einer Reise in Genf Prof. Dr. WALTER WUNDT. Geboren 1883 in Schorndorf (Württemberg) als Sohn des späteren Oberbaurats Georg Wundt, studierte er nach dem Besuch des humanistischen Gymnasiums Mathematik und Naturwissenschaften in Stuttgart, Göttingen, Berlin und Tübingen. Er promovierte 1904 in Berlin und war dort Assistent am Preuß. Meteorologischen Institut. Später ging er in den höheren Schuldienst. Als Direktor der Oberrealschule Schwenningen am Neckar wurde er 1934 vorzeitig in den Ruhestand versetzt. Seitdem lebte er in Freiburg i. Br., wo er zunächst Lehrbeauftragter für exakte Grundlagen der physischen Geographie, seit 1947 Honorarprofessor war. 1942 ernannte ihn die Akademie der Naturforscher in Halle zum Mitglied, 1961 wurde ihm das Bundesverdienstkreuz 1. Kl. verliehen.

Der Name WUNDT's ist mit der Strahlungskurve von MULANKOWITCH und deren Anwendung auf Eiszeitprobleme engstens verbunden. Sein ausgezeichnet fundiertes astronomisches und meteorologisches Wissen erlaubte ihm, kritischer dazu Stellung zu nehmen, als das den meisten Eiszeitforschern sonst möglich ist. Insbesondere hat er auf die große Rolle der durch das Gletscherwachstum geänderten Albedo der Erde hingewiesen. MULAN-KOWITCH brachte später entsprechende Korrekturen an seinen Strahlungskurven an. Bei Diskussionen hat WUNDT manchmal recht temperamentvoll seine Meinung vertreten, aber er hat diese Fragen immer von einer hohen Warte aus gesehen, und die Darstellung der "astronomischen Theorie der Eiszeiten", die er im 1. Klimaheft der Geologischen Rundschau (1944) gegeben hat, ist vielleicht die klarste, die überhaupt existiert.

Das Schwergewicht der wissenschaftlichen Tätigkeit WUNDT's lag freilich gar nicht hier, sondern auf dem Gebiet der Hydrologie. Der größte Teil seiner über 100 Arbeiten ist ihr gewidmet, und eine umfangreiche "Gewässerkunde" (1953) faßt seine Erfahrungen auf diesem Gebiet zusammen.

Die wichtigsten Arbeiten W. WUNDT's zum Eiszeitklima

Änderung der Erdalbedo während der Eiszeit. Meteor. Z., 50, 241-250, 1933.

Die zeitlichen Änderungen der Erdalbedo als Problem. Meteor. Z., 51, 272-273, 1934.

Sekundäre Wirkungen bei der astronomischen Theorie der Eiszeiten. Z. Gletscherk., 22, 46-71, 1935. Die Klimate der Spät- und Nacheiszeit. Meteor. Z., 52, 273-277, 1935.

Die Verschiebung der Klimagürtel seit dem Ausklang der Eiszeit. Peterm. Geogr. Mitt., 84, 332-337, 1938.

Das Reflexionsvermögen der Erde zur Eiszeit. Meteor. Z., 55, 81-87, 1938.

Die astronomische Theorie der Eiszeiten. Aus der Heimat, 51, 357-374, 1938.

Für und Wider bei der astronomischen Theorie der Eiszeiten. Meteor. Z., 58, 193-206, 1941.

Das solare und das wirkliche Klima in der Eiszeit. Forsch. u. Fortschr., 18, 35-37, 1942.

Die Erdbahnelemente und das Klima in der Eiszeit. Naturwissenschaften, 30, 93-97, 1942.

Zu R. SPITALER's Definition der mittleren tägl. Bestrahlung eines Breitenkreises. Meteor. Z., 59, 100, 1942.

Relieftheorie, Niederschlagstheorie und Theorie der kosmischen Nebel als Erklärung für die Entstehung der Eiszeiten. Meteor. Z., 60, 274-281, 1943.

Die Mitwirkung der Erdbahnelemente bei der Entstehung der Eiszeiten. Geol. Rdsch., 34, 713-747, 1944.

Neue Erörterungen zu den Ursachen der Eiszeit. Meteor. Rdsch., 3, 119-122, 1950.

Die Eisbildungskurve und die Gliederung der Eiszeit. Quartär, 5, 1-6, 1951 (Auszug in: Eiszeitalter u. Gegenw., 1, 63-64, 1951).

Die PENCK'sche Eiszeitgliederung und die Strahlungskurve. Quartär, 10/11, 15-26, 1958/59.

Strahlungskurve, allgemeine Zirkulation und Eiszeiten. Polarforsch., 4, 125-134 (f. 1959) 1961.

Neuentwicklungen zur Strahlungskurve von MILANKOWITCH. Quartär 15/16, 27-45, 1964/65.

Die Bedeutung der Strahlungskurve nach den Anordnungen von Васsа́к im Zusammenhang mit den Untersuchungen von MILANKOWITCH und WOERKOM. Geol. Rdsch., 54, 478-486, 1964.

M. Schwarzbach 1)

¹) Für die frdl. Übermittlung der Lebensdaten und des Schriftenverzeichnisses ist die Schriftleitung dem Sohn des Verstorbenen, Herrn G. WUNDT, u. Prof. R. KELLER, Freiburg, zu Dank verpflichtet.



Hinweise für die Autoren

Allgemeines über das Manuskript

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig fehlerfrei geschrieben, völlig druckfertig an den Herausgeber: Prof. Dr. E. Schönhals, 63 Gießen, Ludwigstraße 23.

Schriftauszeichnungen: Autor-Namen (im Druck KAPITÄLCHEN) unterbrochen unterstreichen (z. B. A. Penck). Genus- und Spezies-Namen von Fossilien (im Druck kursiv) mit Schlangenlinie (Elephas antiquus).

Einfache Unterstreichung: im Druck gesperrt.

Zusammenfassung der Ergebnisse in deutscher und englischer (oder französischer) Sprache an den Anfang.

Fußnoten möglichst vermeiden; wenn sie wirklich nötig sind, fortlaufend numerieren.

Abbildungen

Bildvorlagen nicht in den Text einordnen, sondern gesondert dazulegen. Jede Vorlage muß mit Bleistift den Namen des Autors und die Nr. der Abb. tragen. Die Vorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig, Buchstaben dürfen in der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Gezeichnete Über- und Unterschriften sind meist überflüssig. Bild-Unterschriften an das Ende des Manuskripts (sie gehen in die Druckerei – dagegen die Abbildungen in die Klischieranstalt!).

Schriftenverzeichnis

Zitierung im Text nur mit Autor-Namen und Jahr (z. B. O. TOBELL 1875), gegebenenfalls unter Hinzufügung der Seite. Alphabetisches Schriftenverzeichnis am Ende der Abhandlung in folgender Anordnung: Autor: Titel der Arbeit (nicht abgekürzt), Zeitschrift (abgekürzt), Nummer des Bandes (arabische Zahl, doppelt unterstrichen; im Druck

halbfett), Seiten, Erscheinungsort und -jahr; Beispiel:

BERG, G.: Die Vergletscherung an den Teichen des Riesengebirges. Z. deutsch. geol. Ges. 67 (1915), Mber., 63-82, Berlin 1916.

Abkürzungen von häufigen Zeitschriften-Titeln (und weitere wichtige Anweisungen für Autoren) finden sich u. a. in Rud. RICHTER, Einführung in die Zool. Nomenklatur, 2. Aufl., S. 56 ff. Frankfurt 1948.

Korrekturen

Korrekturen auf das unbedingt Notwendige beschränken. Bei Änderungen des Textes muß bedacht werden, daß es sich um maschinellen Zeilensatz handelt. Wenn Worte geändert werden, muß die Buchstabenzahl annähernd dieselbe bleiben (es muß sonst unter Umständen ein ganzer Absatz neu gesetzt werden). Zusätzliche Änderungen des Textes nach erfolgtem Satz sind vom Autor zu bezahlen.

Sonderdrucke

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau, Ohringen/Württ.

In Neubearbeitung erschien in dritter Auflage:

Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte

mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands

Von Universitätsprofessor Dr. Georg Wagner, Tübingen

694 Seiten Text mit 591 Abbildungen und 23 Fossiltafeln sowie 427 Lichtbilder auf 208 Kunstdrucktafeln, holzfreies Papier, Format 18x25 cm Gewicht 1500 Gramm, Rohleinenband **DM 58.—**

Dieses geologische Standardwerk gilt gegenwärtig als das hervorragende Einführungsbuch in die Erd- und Landschaftsgeschichte.

Rund um Hochifen und Gottesackergebiet

Von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner

116 Seiten mit 41 Karten und 141 Lichtbildern auf 80 Kunstdrucktafeln Ganzleinen gebunden DM 8.75

... Wir Naturwissenschaftler wissen ja, daß erst die richtige und tiefe Erkenntnis einer Landschaft in ihrem Werden und Sein, mit all den belebten Wesen, die sie bevölkern, zum rechten Genuß dieser Landschaft hinführen kann. Möchten recht viele Wanderer, die sich die herrliche Bergweit des Allgäus ganz erschließen wollen, sich dem Studium dieses Buches widmen.

Naturwissenschaftliche Rundschau Heft 1/52.

Die Lebewelt unserer Trias

von Martin Schmidt 302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers Ganzleinen DM 13.-, Nachtragsband 1938 DM 6.-

"Das klassische Werk der Trias"

Der Weinberg als Lebensraum

Von Dr. h. c. Otto Linck

72 Seiten Text und 190 Fotos auf 112 Kunstdrucktafeln sowie 9 Abb. im Text, gebunden DM 9.80

Ein hervorragender Gelehrter hat in verständlicher Sprache seine jahrelangen Beobachtungen und Forschungen in diesem Buch niedergelegt, den Text durch eine Fülle schöner Bilder veranschaulicht und dadurch eine wertvolle Biologie des gesamten Weinberggebietes geschaffen.

Ein wichtiges Werk für den Naturwissenschaftler, besonders Botaniker und Geologen.