

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

*Im Auftrage des Vorstandes
und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen
herausgegeben von*

PAUL WOLDSTEDT

ELFTER BAND
MIT 68 ABBILDUNGEN IM TEXT
UND 1 TAFEL

1960

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 11</i>	<i>Seite 1-240</i>	<i>Ohringen/Württ. 15. Dezember 1960</i>
-----------------------------------	----------------	--------------------	--

Deutsche Quartärvereinigung

Hannover, Wiesenstraße 1
Postscheckkonto: Hannover 45303

Vorstand

1. Vorsitzender : H. SCHWABEDISSEN, Köln-Lindenthal,
Weyertal 125
 2. Vorsitzender : M. SCHWARZBACH, Köln, Zülpicher Str. 47
 1. Schriftführer : R. SCHÜTRUMPF, Köln-Lindenthal,
Weyertal 125
 2. Schriftführer : K. KAISER, Köln, Zülpicher Straße 47
- Schriftleiter des
Jahrbuches : P. WOLDSTEDT, Bonn, Argelanderstr. 118
- Schatzmeister : K. RICHTER, Hannover, Wiesenstr. 1
- Archivar : G. LÜTTIG, Hannover, Wiesenstr. 1.

Beirat

- | | |
|------------------------|--------------------------|
| J. FINK, Wien | W. KUBIENA, Reinbek |
| E. W. GUENTHER, Kiel | H. LEMBKE, Berlin |
| F. GULLETOPS, Louvain | W. LÜDI, Zürich |
| H. ILLIES, Karlsruhe | C. RATHJENS, Saarbrücken |
| J. D. DE JONG, Haarlem | |
-

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 15.— DM, Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 7.50 DM. Der Jahresbeitrag ist bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf das oben genannte Postscheckkonto zu überweisen.

Anmeldung neuer Mitglieder beim 2. Schriftführer.

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

Reklamationen wegen fehlender Hefte an den Schatzmeister, Prof. K. RICHTER, Hannover, Wiesenstr. 1.

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Im Auftrage des Vorstandes

und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen

herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT

ELFTER BAND

MIT 68 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 1 TAFEL

1960

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 11</i>	<i>Seite 1-240</i>	<i>Ohringen/Württ. 15. Dezember 1960</i>
-----------------------------------	----------------	--------------------	--

*Gedruckt mit Unterstützung
der Deutschen Forschungsgemeinschaft*

Herausgegeben von Professor Dr. Paul Woldstedt, Bonn, Argelanderstraße 118

Für den Inhalt ihrer Arbeiten sind allein die Verfasser verantwortlich

Satz, Druck und Einband: Buchdruckerei H. Wolf KG., Öhringen

INHALT

A. Aufsätze

	Seite
<i>BAUDET, J.-L. :</i> Pointes foliacées anciennes	142—147
<i>EBERS, E. :</i> Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadial-Profil von Hörmating/Obb.	64— 76
<i>FRÄNZLE, OTTO :</i> Interstadiale Bodenbildungen in oberitalienischen Würm-Lössen	196—205
<i>FRENZEL, BURKHARD :</i> Über zwei bemerkenswerte russische pollenanaly- tische Arbeiten	211—218
<i>GRAUL, HANS :</i> Neue Schweizer Arbeiten zur Glazialmorphologie des Mittellandes	88— 98
<i>GROSS, HUGO :</i> Die Bedeutung des Göttweiger Interstadials im Ablauf der Würm-Eiszeit	99—106
<i>KAISER, KARLHEINZ :</i> Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa	121—141
<i>KAISER, KARLHEINZ, und SCHÜTRUMPF, RUDOLF :</i> Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht	166—185
<i>LÜTTIG, GERD :</i> Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser	39— 50
<i>LÜTTIG, GERD :</i> Vorschläge für eine geochronologische Gliederung des Holozäns in Europa	51— 63
<i>LÜTTIG, GERD :</i> Elster-Löß und Holstein-Ton von Northeim (Hann.)	206—210

	Seite
<i>MOTTL, MARIA :</i> Einige Bemerkungen zu L. VÉRTES: Das Moustérien in Ungarn	186—189
<i>MÜCKENHAUSEN, E. :</i> Eine besondere Art von Pingos am Hohen Venn (Eifel)	5— 11
<i>PICHLER, HANS :</i> Zur Deutung eines neuentdeckten interglazialen Seeton-Vorkommens im Berchtesgadener Land	20— 23
<i>REMY, HORST :</i> Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein	107—120
<i>RUYSER, J. L. :</i> Vorschlag zur bodenartlichen Kennzeichnung von Wattsedimenten	190—195
<i>WEISCHET, W. :</i> Zum Problem der Stabilität der Klimabedingungen in Westsibirien während der Glaziale und Interglaziale	77— 87
<i>WEIPPERT, DIETER :</i> Zur Gliederung, Bildung und Altersstellung des Kalksteinschutts am Trauf der westlichen Schwäbischen Alb	24— 30
<i>WOLDSTEDT, PAUL :</i> Alte Strandlinien des Pleistozäns in Nordamerika und Europa	12— 19
<i>WOLDSTEDT, PAUL :</i> Mississippi und Rhein	31— 38
<i>WOLDSTEDT, PAUL :</i> Die Letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa	148—165
B. Buchbesprechungen	219—224
C. Tätigkeit der Deutschen Quartärvereinigung	225—238
D. Satzungen der Deutschen Quartärvereinigung	239—240

Eine besondere Art von Pingos am Hohen Venn/Eifel

Von E. MÜCKENHAUSEN

Mit 6 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Am Südostabfall des Hohen Venns wurden in Hangrichtung verlaufende Rinnen beobachtet, die auf beiden Seiten und am unteren Ende (hangabwärts) von einem etwa 2 m hohen Wall besäumt werden. Die Kleinreliefformen werden als Restformen langgestreckter Pingos gedeutet. Die länglichen Pingo-Eisblöcke entstanden durch im Oberboden hangabwärts ziehendes Wasser, das laufend am Eisblock auskristallisierte, wodurch der Eisblock gleichsam dem Wasser entgegen, also den Hang hinauf wuchs. Ein Abrutschen eines Pingo-Eisblockes und damit ein Aufpflügen eines Erdwalles wird für weniger wahrscheinlich gehalten. Auf Grund der guten Formerhaltung und nach pollenanalytischen Untersuchungen (durch A. W. REHAGEN) wird das Alter dieser pingoartigen Bildungen für Jungwürm gehalten.

Summary. Furrows in slope direction are observed at the south east slope of Hohes Venn/Eifel. These furrows are bordered at both sides and at the lower end (down the slope) by a rampart 2 m high. The microrelief forms are believed to be residual forms of extended pingos. The oblong pingo ice blocks resulted from water moving downwards in the top soil. This water crystallized little by little at the ice block in this way causing the ice block to grow towards the water, i. e. upwards the slope. We consider it fairly unprobable that the pingo ice block might have slid down and thereby ploughed up the earth rampart. Based on the good conservation of the form and the pollenanalytical studies (by A. W. REHAGEN) the age of this pingo-like form was placed into Younger Würm (Wisconsin).

Bei den Felduntersuchungen am Südostabfall des Hohen Venns/Eifel für ein bodenkundliches Gutachten des Instituts für Bodenkunde der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn, bearbeitet von G. GOLISCH, beobachtete der Verfasser dieses Aufsatzes eigenartige periglaziale Bildungen, deren Natur zunächst nicht erklärt werden konnte. Die ungewöhnliche Erscheinungsform des Reliefs veranlaßte den Verfasser, die Geologen F. HERZOG, C. H. EDELMAN (Niederlande), R. TAVERNIER (Belgien) und P. WOLDSTEDT zu einer Diskussion im Gelände einzuladen. Die genannten Herren, alle erfahrene Forscher des Periglazials, hatten derartige Bildungen noch nirgendwo beobachtet, konnten aber dem Verfasser wertvolle Anregungen für weitere Studien geben, wofür an dieser Stelle bestens gedankt sei.

Das Untersuchungsgebiet liegt am Südostabfall des Hohen Venns; es ist das Gebiet der neuen Siedlung Hoscheit, etwa 2,5 km westlich der Kirche Simmerath, Krs. Monschau/Eifel (s. Abb. 1). Diese Hanglage hat die Höhe von etwa 530—550 m und eine Neigung von etwa 6° nach Südost.

Die geologische Spezialkarte i. M. 1 : 25 000 gibt für die Untersuchungsfläche „Hochmoortorf in geringer Mächtigkeit über der tonigen Verwitterungsdecke des Kambriums“ an (W. WUNSTORF 1937). Die im tiefen Untergrund anstehende, auf der Untersuchungsfläche selbst nirgends mit Handbohrungen und Grabenschürfungen erreichte Revin-Stufe des Kambriums besteht aus schwarzem Phyllit mit dunklen Quarzitbänken. Die Phyllite verwitterten im Tertiär und früher sehr stark und tiefgreifend (W. WUNSTORF 1943). Dabei bildete sich ein für ebene und feuchte Lagen der Tropen typischer Boden, den wir heute Graulehm nennen (E. MÜCKENHAUSEN 1958). Dieser an Kaolinit relativ reiche Boden erfuhr im Pleistozän eine meist wohl mehrfache soliflukative Umlagerung. Dabei wurde der Graulehm, das Verwitterungsprodukt des Phyllits, mit dem praktisch nicht oder kaum chemisch verwitterbaren Quarzit (als Steine verschiedener Größe) vermengt. Die untersuchte Hangfläche des Venns besteht somit aus einer schätzungsweise meist mehr als 3 m mächtigen Schicht von umgelagertem Graulehm, durchsetzt von kleinen und großen Quarzitstücken, die örtlich „Vennwacken“ genannt werden.

Dem obersten halben Meter dieses Solifluktionsschuttes ist ein mit der Fingerprobe merkbarer Anteil von Lößlehm beigemischt. Korngrößenanalysen haben den Lößanteil

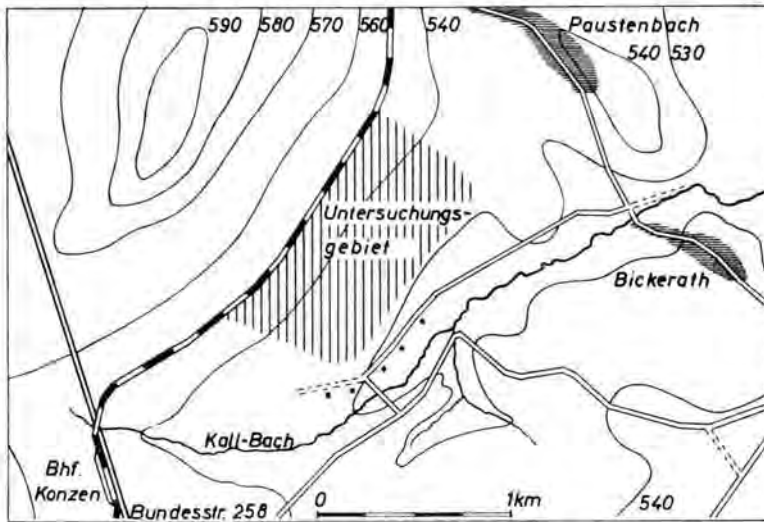


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes am Südostabfall des Hohen Venns, Eifel.

bestätigt. In tieferen Hangpartien hat sich mehr Lößlehm angesammelt. Nach der Lößaufwehung hat eine Vermengung des Lösses mit Graulehm bis etwa 40—80 cm tief durch Solimixtion stattgefunden, die wahrscheinlich in der jüngeren Dryaszeit erfolgt sein wird.

Die untersuchte Hangfläche zeigt ein unruhiges, eigenartiges Kleinrelief, das von den uns bekannten Hangformen der deutschen Mittelgebirge abweicht. Der Hang ist von hangwärts verlaufenden, etwa 5—15 m breiten Rinnen zerfurcht, die von einem etwa 2 m hohen Wall auf beiden Seiten begrenzt sind. Diese Rinnen laufen im oberen Teil der Hanglage in weitgehend ebenes Gelände aus, während sie hangabwärts mit einem ebenfalls etwa 2 m hohen, hufeisenförmigen Wall abschließen, der einer kleinen Endmoräne gleicht. Meistens zeigt dieser Endwall einen Einschnitt, der vom Wasser geschaffen wurde, das sich in der Rinne sammelte und über den Endwall auf die untere Hanglage ergoß.

Innerhalb dieses halbrunden Walles, also am Ende der einzelnen Rinnen, liegt ihre tiefste Stelle, die bis 1,5 m Torf birgt oder noch Wasser enthält und in Vermoorung be-

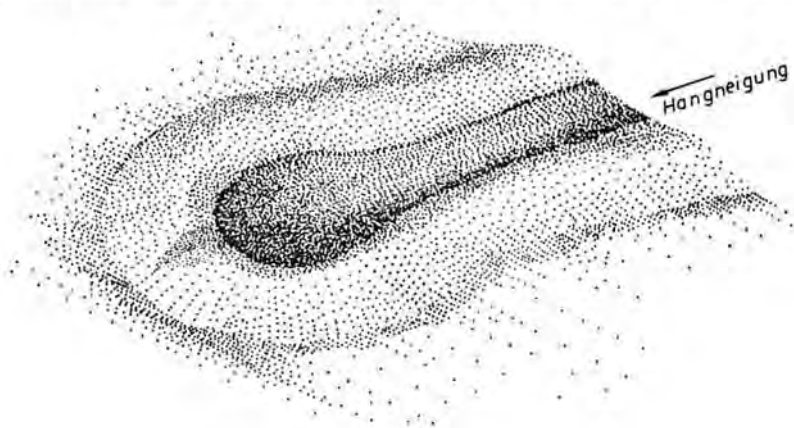


Abb. 2. Schematisches Bild einer periglazialen Rinne mit Wall am SE-Abfall des Hohen Venns/Eifel. (Zeichnung von D. Plücker).



Abb. 3. Periglaziale Rinne (links im Bild) mit Wall (rechts im Bild) am SE-Abfall des Hohen Venns/Eifel. Rinne und Wall biegen in der Mitte des Bildes nach rechts. Das Bild ist hangaufwärts, in Richtung des Venns, aufgenommen (Original).



Abb. 4. Periglaziale Rinne (rechts im Bild) mit Wall (links im Bild) am SE-Abfall des Hohen Venns/Eifel. In der Mitte des Bildes biegt der Wall nach rechts um und schließt die Rinne hufeisenförmig ab. Das Bild ist hangabwärts, dem Venn abgewandt, aufgenommen (Original). Hinter dem Siedlerhaus liegt das flache, eingesenkte Tal des Kallbaches und jenseits dieses Tales steigt das Gelände wieder langsam an.

griffen ist. Die beigefügte Abb. 2 zeigt als schematische Skizze die grundsätzliche Form der Rinnen mit Wall und die Abb. 3 und 4 zeigen den Teil einer Rinne und eines Walles.

Deutung der periglazialen Hangformung

Die Entstehung der mächtigen Schuttdecke am Abhang des Hohen Venns als periglazialer Soliflukstionsstrom steht außer Zweifel. Ferner lassen sich eine geringmächtige (etwa 40—80 cm), locker gelagerte, obere Soliflukstionsdecke¹⁾ von einer darunter liegenden, mächtigen und dicht gelagerten, älteren klar unterscheiden. Diese Zweiteilung des Soliflukstionsstromes wurde im deutschen Mittelgebirge häufig beobachtet. Der untere, dicht gelagerte Teil kann wieder aus verschiedenen alten Soliflukstionsdecken bestehen. Solche Soli-

¹⁾ (einschließlich Solimixtion).

fluktionsmassen bilden normalerweise ebene Hanglagen; sie wirken sogar reliefausgleichend, so daß eben geformte, flache Hänge mit weit auslaufendem Hangfuß das typische geomorphologische Erscheinungsbild der Solifluktion sind. Die oben beschriebenen Kleinreliefformen am Südostabfall des Hohen Venns weichen also von der Oberflächenform einer typischen Solifluktionsdecke stark ab. Wenn diese periglazialen Formen bei der geologischen Aufnahme nicht entdeckt wurden, so ist das auf den damals vorhandenen Strauchbestand zurückzuführen, der keine Übersicht gestattete. Erst als dieses Gelände für eine Siedlung gerodet wurde, kam diese Hangformung zum Vorschein.

Die Vertiefungen mit Wallumrandung als Pingos zu deuten, lag zwar nahe, jedoch ist die typische Form des Pingos rundlich. Typische Pingos sind vor einigen Jahren in Belgien von R. TAVERNIER, R. MARÉCHAL und P. PAHAUT (R. MARÉCHAL 1956) und in den nördlichen Niederlanden von G. C. MAARLEVELD & J. C. VAN DEN TOORN (1955) beschrieben worden. A. PISSART (1956) berichtet ferner aus den Hautes Fagnes Belgiens über längliche, in Hanglagen auftretende Pingos, die zwar den Formen am Südostabfall des Hohen Venns nicht gleich, aber doch ähnlich sind. Hierbei handelt es sich selbstverständlich nur um die Restformen von Pingos im periglazialen Raum des Pleistozäns.

Der Begriff „Pingo“ ist der Eskimosprache entlehnt und bezeichnet die durch mächtige Eislinien entstehenden Aufbeulungen der Erdoberfläche im Periglazial. In der deutschen Literatur sind für Pingos die Bezeichnungen Palsen, Aufeisbeulen, Aufeishügel, Quellungshügel, Schwellungshügel und Aufblühungshügel gebraucht worden, in der nordamerikanischen die Bezeichnungen ground ice mounds, frost mounds und gravel mounds, in der französischen hydrolaccolithes und tertres de toundra und schließlich in der niederländischen ijslaccoliet; in Belgien werden sie auch viviers genannt.

Die rundlichen, z. T. auch ovalen Vertiefungen mit wallartiger Umrandung der Hautes Fagnes Belgiens hat man lange Zeit für menschlichen Ursprungs gehalten. A. PISSART (1956) deutete sie als Pingos. Gleiche Bildungen rundlicher Form auf dem Reiß-Geschiebelehm in den nördlichen Niederlanden wurden als Sölle betrachtet, bis J. C. MAARLEVELD und J. C. VAN DER TOORN sie als Pingos erkannten (1955).

Aus den periglazialen Zonen Alaskas und Sibiriens sind rezente Pingos bekannt. Sie entstehen an Stellen, wo beim Wiedergefrieren der Auftauschicht die Zuführung von Wasser günstig ist. An einer solchen Stelle entsteht zunächst eine kleine Eislinse, die sich durch das zugeführte, durch die Eisbildung energisch angezogene Wasser immer mehr vergrößert (Abb. 5). Pingos von 20 m Höhe und 50 m ϕ sind keine Seltenheit; es sind größere beobachtet worden. Dementsprechend sind die Maße des entstandenen Eisblocks. Die über dem Eisblock liegende Bodenschicht samt Vegetation wird von der sich aufbeulenden Eislinse hochgehoben, so daß ein kleiner Hügel entsteht. Bisweilen wird nicht nur Wasser, sondern auch Bodenbrei zugeführt, der ebenfalls in die Eislinse eingeht. Da in diesen Fällen für den Transport des Bodenbreies viel Wasser notwendig ist, entsteht durch die starke Anlieferung von Wasser und Bodenbrei ein großes Eisgebilde.

Bei der Entstehung eines Pingos, d. h. bei der Aufbeulung einer Eislinse, ist dieser zunächst mit einer Bodenschicht überzogen. Das Abtauen des Eisblocks bei erneutem Einsetzen einer Tauperiode beginnt auf der Höhengipfel. Hier entsteht eine kraterartige Vertiefung, indem die aufgetaute Bodenmasse von der Höhengipfel nach allen Seiten abgleitet (Abb. 5). Dieser Vorgang des Abgleitens hält beim Auftauen an; die Bodenmasse gleitet wulstförmig von dem Eisblock ab und bildet um den Eisblock einen kleinen Wall. Wo der Eisblock lag, bleibt eine Vertiefung zurück. So entsteht eine meist runde Vertiefung mit einem Wallkranz. Entstehen und Abschmelzen eines Pingo-Eisblocks ist nicht immer ein Geschehen einer Frost- und einer Auftauperiode. Ein Pingo-Eisblock kann sich über mehrere oder auch viele Jahre erhalten.

Neben den charakteristischen runden Pingos sind von A. PISSART (1955) in den Hautes Fagnes ovale Formen in Hanglage beobachtet worden. Der gleiche Autor berichtet in



Abb. 5. Ein Pingo im Randböltal (Zentral-Ostgrönland). Gemäß den Messungen von F. SCHWARZENBACH ist die Höhe 30 m, der Basisdurchmesser 150 m und der Durchmesser der kraterähnlichen Vertiefung oben 65-70 m. Luftaufnahme der Lauge KOCH-Expedition, aufgenommen von E. HOFFER. Aus: H. BÜTLER 1954 (s. Lit.).

seiner Arbeit (1955) auch von gleichen Beobachtungen anderer Forscher. Bei den ovalen Formen liegt die längere Achse des ovalen Gebildes stets in Richtung des stärksten Hanggefälles. Das deutet darauf hin, daß die ovale Form mit dem Wasserzuzug von der höheren Hangpartie her in funktionellem Zusammenhang stehen muß. Der Eisblock, der zunächst als rundlicher Körper zu wachsen begann, vergrößerte sich in hangaufwärtiger Richtung, woher das Wasser zuzug und sich an die Eislinse ankristallisierte. Das Wasser kann auch aus dem Untergrund aufgestiegen und nahe oberhalb des Pingos an die Oberfläche getreten sein. Damit haben wir eine der beiden Deutungsmöglichkeiten für die wallbesäumten Rinnen am Südostabfall des Hohen Venns.

Zur Periglazialzeit können wir hier in der Auftauperiode auf dem dichten Graulehm eine hangabwärtige Bewegung von Wasser annehmen. Wahrscheinlich vollzog sich der Wasserzug an der Grenze zwischen dem dichten Graulehm und dem Wurzelfilz der Krautvegetation oder einer lockeren Oberbodenschicht. Zum Zeitpunkt des Wiedergefrierens des Bodens konnte an den Stellen, wo das hangabwärts ziehende Wasser eine gewisse Stauung erfuhr, die Eislinsenbildung ansetzen. Vom Hang nachgeliefertes Wasser kristallisierte sich an, und damit wuchs die Eislinse hangaufwärts, gleichsam dem herankommenden Wasser entgegen. So entstanden langgestreckte Pingos mit einer Bodenauflage, wie sie auch für rundliche Pingos charakteristisch ist. Beim Abschmelzen der langgestreckten Pingo-Eislinsen rutschte die Bodenauflage ab und bildete den Wall.

Eine weniger wahrscheinliche Erklärung ist folgende: In der Hanglage des Hohen Venns entstand ein Pingo mit der normalen rundlichen Gestalt. Beim Auftauen des Bodens kam der Eisblock auf dem lehmig-schlüpfrigen Boden in der Hanglage ins Rutschen, pflügte die breite Bodenmasse zur Seite zu einem Wall auf, schob auch einen breiigen Bodenwall vor sich her, blieb schließlich infolge Hangvertflachung und Kleinerwerden

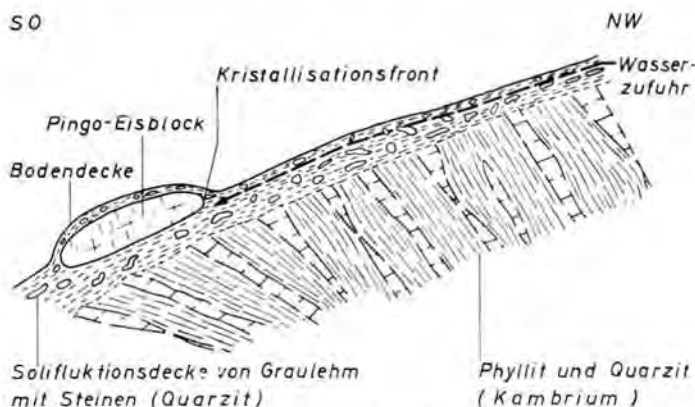


Abb. 6. Schematische Darstellung der Entstehung eines länglichen Pingo-Eisblockes. Diese Pingo-Bildungen werden für den Südostabfall des Hohen Venns/Eifel angenommen.

der Eismasse liegen und schmolz ganz ab. Wo die Eisrestmasse abschmolz, entstand die tiefste Stelle, und der aufgepflügte Wall zu beiden Seiten und an der Stirnseite der Rutschrinne blieb erhalten. Der Verfasser hält aber diese Deutungsmöglichkeit weniger für wahrscheinlich als die erste.

Alter der pingoartigen Bildungen

Nun bleibt noch die Frage nach dem Alter dieser ovalen, pingoartigen Gebilde zu erörtern. Die Formen sind sehr gut erhalten, was für ein junges Alter spricht, worauf die in der Einleitung genannten Forscher in der Geländediskussion besonders hingewiesen haben. Wären die Gebilde älter, so müßte die Solifluktion sie wieder beseitigt haben. A. PISSART (1955) berichtet in seiner Arbeit, daß R. und M. BOUILLENNE den Torf der Pingovertiefungen der Hautes Fagnes auf Grund von Pollenanalysen als präboreal datiert haben. Das bestärkte ihn in der Annahme, daß die Pingos dieses Gebietes im ausgehenden Würm entstanden seien. Diese Datierung würde auch für die pingoartigen Gebilde des Hohen Venns gut passen.

Der Verfasser hat aus einer Rinne an der tiefsten Stelle (vor dem Endwall) Moorproben entnommen, die im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, von Herrn Dr. A. W. REHAGEN unter der Leitung von Herrn Oberlandesgeologen Dr. U. REIN pollenanalytisch untersucht wurden, wofür dem Amt und den genannten Herren bestens gedankt sei. Bei der Probeentnahme wurde das Moor nicht ganz durchteuft, so daß wahrscheinlich ist, daß die unterste Moorlage noch älter ist, als die älteste der untersuchten Proben, die von A. W. REHAGEN um die Wende Präboreal/Boreal, also etwa 7000 v. Chr., datiert wurde. Bedenkt man, daß die unterste Moorlage noch etwas älter sein muß, so stimmt diese pollenanalytische Altersfestlegung gut mit der von R. und M. BOUILLENNE überein. Die beschriebenen periglazialen Bildungen dürften also auch im Hohen Venn in das Jungwürm zu stellen sein. Sie werden für älter als die jüngere Dryaszeit gehalten, da die Solimixtion von Lößlehm und Graulehm in diese Zeit gelegt wird. Diese Solimixtionsschicht überzieht die Wälle; somit ist sie jünger als die Wallformen.

Zitierte Literatur

- BÜTLER, H.: Die stratigraphische Gliederung der mitteldevonischen Serien im Gebiet von Kap Franklin am Kaiser Franz Josef Fjord in Zentral-Ostgrönland. - Medd. om Gronland 116, Nr. 7, København 1954.
 MAARLEVELD, G. C., & VAN DEN TOORN, J. C.: Pseudosölle in Noord-Nederland. - Tijdschr. Kon. Nederl. Aardrijksk. Gen. 72, Leiden 1955.

- MARÉCHAL, R.: L'étude des phénomènes périglaciaires en Belgique. - Biuletyn Peryglacjalny 4, Lodz 1956.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 2, S. 495-502, Krefeld 1958.
- PISSART, A.: L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes. - Ann. Soc. Géol. de Belgique 79, B 119-131, Liège 1955.
- WUNSTORF, W.: Geol. Karte 1 : 25 000, Blatt Röttgen-Eupen Nr. 3092. - Preuß. Geol. L. A., Berlin 1937. - - Erl. zur Geol. Karte 1 : 25 000, Bl. Röttgen u. Nideggen. - Reichsamt für Bodenforschung, Berlin 1943.
- Ergänzende Literatur
- BLACK, R. F., & BARKSDALE, W. L.: Oriented lakes of Northern Alaska. - Journ. of Geol. 57, pp. 105-118, Chicago 1949.
- CABOT, E. C.: The Northern Alaskan Coastal Plain interpreted from aerial photographs. - Geogr. Rev. 1947, pp. 630-648.
- CAILLEUX, A., & TAYLOR, G.: Cryopédologie. - Expéditions Polaires Françaises IV, Paris 1954.
- EDELMAN, C. H.: Périglaciaire verschijnselen in Nederland. - Natura, 1941, pp. 1-18.
- HAMMEN, T. VAN DER, & MAARLEVELD, G. C.: Genesis and dating of the periglacial deposits at the eastern fringe of the Veluwe. - Geol. en Mijnb., 1952, pp. 47-54.
- MARÉCHAL, R. D., & MAARLEVELD, G. C.: L'extension des phénomènes périglaciaires en Belgique et aux Pays-Bas. - Versl. Geol. Stichting, 1954.
- MULLER, S. W.: Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. - Strategic Engineering Study 62, 1945; Spätere Ausgabe bei Edwards Bros., Michigan.
- NIKIFOROFF, C.: The perpetually frozen subsoil of Siberia. - Soil Science, 1928, pp. 61-78.
- SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. - Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. 13, Wiesbaden 1955. - - Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydrationsvorgänge im Boden. - Eiszeitalter und Gegenwart 6, S. 170-184, Öhringen 1955.
- SCHOSTAKOWITSCH, W. B.: Die ewig gefrorenen Böden Sibiriens. - Ges.Erdk. 1927, S. 394 ff., Berlin 1927.
- SHARP, R. P.: Ground-ice mounds in tundra. - Geogr. Rev. 1942, pp. 417-423.
- STOLTENBERG, H.: Der Dauerfrostboden. - Geol. Rundschau 26, S. 412-423, Stuttgart 1935.
- SUMGIN, M. I.: Eternal groundfrost in the U.S.S.R. - 2nd ed. rev., Vladivostok 1947.
- TRICART, J.: Cours de Géomorphologie, 2^e partie. Géomorphologie climatique, fasc. I: le modelé des Pays froids, 1^o le modelé périglaciaire. - Centre de documentation universitaire, Tournier et Constans, 5 pl., Sorbonne, Paris.
- TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. - Geol. Rundschau 34, S. 545-694, Stuttgart 1944.
- WAARD, D. DE, & VAN LOON, W. E.: De glaciene morfologie van het Drents plateau. - Tijdschr. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. 65, pp. 612-616, 1948.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. - Stuttgart 1954. - - Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - Stuttgart 1955.

Manusk. eingeg. 16. 2. 1960.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Dr. E. Mückenhausen, Institut für Bodenkunde der Rhein. Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn, Nußallee 1.

Alte Strandlinien des Pleistozäns in Nordamerika und Europa ¹⁾

VON PAUL WOLDSTEDT, Bonn

Mit 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung. An der Atlantischen Ostküste der Vereinigten Staaten sind — abgesehen von dem Silver-Bluff-Strand, der in das klimatische Optimum der Postglazialzeit gestellt wird — drei höhere alte Strände vorhanden: der Pamlico-Strand in rund 8 m ü.d.M., der Wicomico-Strand in ± 30 m und der Okefenokee-Strand in rund 45 m ü.d.M. Die Strände sind nicht in allen Gebieten gleich gut entwickelt, liegen aber z. B. in Teilen von Georgia und Florida alle drei deutlich übereinander.

Mit dem Pamlico-Strand sind die marinen Pamlico- oder Cape-May-Schichten verknüpft. Diese setzen sich nach Norden im Gardiners-Ton von Long Island und den südlichen Neuengland-Staaten fort. Sie gehören in die Sangamon-Interglazialzeit und entsprechen den nordwesteuropäischen Eem-Schichten.

Das Alter der höheren Strände bedarf näherer Untersuchung. Am ehesten wird man bei dem Wicomico-Strand an ein Äquivalent des europäischen Tyrrhens denken. In der Höhe des Okefenokee-Strandes haben wir in Europa ebenfalls Äquivalente; wir wissen aber bisher nicht, ob sie in die Mindel/Riß- oder die Günz/Mindel-Interglazialzeit gehören.

Abstract. Apart from the Silver-Bluff-beach which is said to belong to the postglacial climatic optimum, there are on the Atlantic coast of USA at least three higher old beaches: the Pamlico beach in about 25 feet, the Wicomico beach in about 100 feet, and the Okefenokee beach in ± 150 feet.

Connected with the Pamlico beach is the marine Pamlico or Cap May formation. The Gardiners Clay of Long Island and the southern New England States seems to be the northern continuation. All these formations belong to the Sangamon Interglacial and are the equivalent of the European Eem deposits.

The age of the higher beaches (Wicomico, Okefenokee) is still uncertain. The Wicomico beach could be an equivalent of the Tyrrhenian I in Europe. Equivalents of the Okefenokee beach (about 45 m) have been found in Western Europe (e.g. in Portugal); but we don't know, whether they belong to the Günz/Mindel- or the Mindel/Riß-Interglacial.

I.

Die Frage der alten hochgelegenen interglazialen Strandlinien ("raised beaches") ist immer noch umstritten. Während viele Forscher ihre Existenz durchaus bejahen, stehen andere dieser Frage recht skeptisch gegenüber. Einigkeit herrscht dagegen über die Existenz der glazialeustatischen Schwankungen und auch über ihr ungefähres Ausmaß (ca. 100 bis 130 m in den verschiedenen Vereisungen). Wenn man aber diese glazial-eustatischen Schwankungen als bestehend anerkennt, dann muß man weiter anerkennen, daß jedenfalls im Tertiär die Gesamt-Wassermenge des Ozeans größer gewesen sein muß als jetzt (und in den jüngeren Interglazialzeiten). Denn damals existierten die Eisanhäufungen in Antarktika und Grönland noch nicht. Für beide Gebiete, besonders aber für Antarktika, ergibt sich nach neueren Messungen eine wesentlich größere Eismasse, als man sie bisher angenommen hatte. Nach früheren Berechnungen würde der Ozeanspiegel um etwa 55—60 m steigen (ohne isostatische Kompensation), wenn alles Eis der Erde abschmelzen würde. Heute wird man mit einem beträchtlich höheren Wert rechnen müssen (70—80 m?). In

¹⁾ Bei meinen vergleichenden Untersuchungen im Quartär der Vereinigten Staaten hatte ich mich der großzügigsten Unterstützung seitens der amerikanischen Quartärgeologen zu erfreuen. Ganz besonderen Dank schulde ich H. E. WRIGHT, Minneapolis, und G. M. RICHMOND, Denver, die meine Reise in den USA hauptsächlich organisierten. Aber auch zahlreichen anderen Geologen, die mich in ihren Gebieten oft tagelang führten und die ich gar nicht alle nennen kann, habe ich herzlich zu danken. Die Fulbright-Commission gab mir ein Stipendium für die Überfahrt nach den USA, die Deutsche Forschungsgemeinschaft und das Auswärtige Amt (Kultur-Abteilung) Zuschüsse für die Reisekosten im Lande. Auch hierfür möchte ich meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

dieser Höhenlage ist in manchen Gebieten die sog. Sizilische Strandfläche entwickelt. Man könnte daran denken, daß zu ihrer Zeit kaum Eis in Antarktika und Grönland vorhanden gewesen sei. Doch ist das nicht sehr wahrscheinlich, da die Bildung der Eiskalotten in Grönland und Antarktika sicher schon früher eingesetzt hat, am ehesten wohl im Pliozän, und in den Interglazialzeiten wohl nicht ganz wieder zurückgegangen ist. Auf jeden Fall muß man aber mit einer früheren größeren Wassermenge des Ozeans rechnen und dann — annähernd gleiche Konfiguration der Kontinente vorausgesetzt — auch mit höheren Strandlinien.

II.

In Europa ist als Strandlinie der Letzten Interglazialzeit, zum mindesten ihres letzten Abschnittes, das sog. Monastir II ("Late Monastirian" von F. ZEUNER 1945, S. 233) entwickelt. Es findet sich normalerweise in etwa 5—8 m ü.d.M. und ist in Teilen der Atlantischen Küste von Frankreich, Portugal und Marokko (hier „Ouljen“ genannt; vgl. M. GIGOUT 1949) entwickelt. In denselben Gebieten tritt teilweise auch eine etwas höhere Strandlinie auf (in ca. 15 m Höhe), die allgemein ebenfalls in die Letzte Interglazialzeit gestellt wird. Es ist das Monastir I ("Main Monastirian" von F. ZEUNER 1945). Die marinen Bildungen, die mit diesen alten Stränden verknüpft sind, gehören zum Eem-Meer. Die Fossilien, wie sie z. B. in Nordwest-Frankreich (Sangatte, Menchecourt usw.) auftreten (*Purpura lapillus*, *Nassa reticulata*, *Ostrea edulis* usw.) sind die eines interglazialen Meeres, allerdings wohl nicht von dessen wärmstem Abschnitt; denn dieser ist durch die „lusitanischen Formen“ (*Tapes aureus*, var. *eemiensis*, *Gastrana fragilis*, *Lucina divaricata* usw.) gekennzeichnet, die bis in die Ostsee hineingehen. Die lusitanischen Formen sind auch im nordniederländischen Senkungsgebiete (Zuider See usw.) gefunden worden, merkwürdigerweise aber weder von der englischen noch von der französischen Küste bekannt geworden. Von einigen Forschern wird das Vorkommen von Selsey Bill östlich Portsmouth hierher gestellt. —

An der atlantischen Küste von Nordamerika²⁾ findet sich in weiter Verbreitung eine Strandfläche, die bis etwa 20—30 Fuß, d. h. bis 6—9 m ü.d.M., heraufgeht. Sie wird als Pamlico-Fläche bezeichnet und endet landwärts an dem sog. Suffolk-Scarp (vgl. R. F. FLINT 1940), der über weite Gebiete hin zu verfolgen ist. Die Verbreitung dieser Strandfläche an der ganzen Atlantischen und an der Golfküste (hier Pensacola-Terrasse genannt) ist von P. MACCLINTOCK & H. G. RICHARDS (1936) auf einem Kärtchen dargestellt worden.

Zu diesem Pamlico-Strand gehören marine Ablagerungen, die sich in weiter Verbreitung zwischen dem Suffolk-Scarp und der jetzigen Küste finden. Sie werden im Hauptteil des atlantischen Küstenbereiches als Pamlico-Schichten bezeichnet (vgl. FLINT 1957, S. 363) und bestehen aus marinen Tonen, Feinsanden und Sanden. In New Jersey sind es die sog. „Cape-May-Schichten“, die von MACCLINTOCK & RICHARDS (1936) beschrieben worden sind. Sie bestehen vorwiegend aus Sand und Kies, denen aber hin und wieder Feinsand und Ton eingelagert sind. In den Ablagerungen ist eine marine Fauna enthalten, die auf ein dem heutigen ähnliches, vielleicht um ein Geringes wärmeres Klima hinweist. Außer *Venus mercenaria* und *Ostrea virginica*, die nach MACCLINTOCK & RICHARDS mehr für brackisches Wasser sprechen, werden echte marine Formen wie *Mangilia cerina* (KURTZ & STIMPSON), *Eulima intermedia* CANTRAINE, *Cardita borealis* (CONRAD), *Astarte castanea* (SAY), *Divaricella quadrisulcata* (d'ORBIGNY) und *Corbula contracta* SAY angegeben. Allgemein werden diese Schichten in die letzte echte Interglazialzeit, d. h. in das Sangamon, gestellt.

²⁾ Beim Studium der atlantischen Küstenterrassen wurde ich besonders durch Paul MACCLINTOCK, Princeton, sowie John T. HACK und Charles H. DENNY, Washington D.C. (U.S. Geol. Survey), unterstützt.

Es entsteht die Frage, wie weit sich diese letzterglazialen, offenbar dem europäischen Eem-Meer entsprechenden Schichten nach Norden verfolgen lassen. Auf Long-Island (vgl. bes. M. L. FULLER 1914) ist als wichtigstes Schichtenglied des Pleistozäns der sog. Gardiners-Ton vorhanden. Es handelt sich um einen 10—50 m mächtigen dunklen marinen Ton mit Linsen von Sand und feinem Kies. Er enthält eine Fauna, die in ihren klimatischen Ansprüchen etwa der gegenwärtig dort lebenden Molluskenfauna entspricht. *Ostrea virginica*, *Venus mercenaria*, *Purpura lapillus*, *Mytilus edulis*, *Nassa obsoleta*, *Cyprina islandica* werden u. a. angegeben. Der Gardiners-Ton wurde von FULLER in das Yarmouth-Interglazial gestellt. Nach neueren Untersuchungen gehört er aber in die Sangamon-Interglazialzeit. Über dem Gardiners-Ton liegt der Jacob-Sand, eine tonig-feinsandige Ablagerung mit einer marinen Molluskenfauna, die, nur wenig von der des Gardiners-Tones verschieden, vielleicht einen etwas nördlicheren Charakter zeigt. Charakteristisch ist nach MACCLINTOCK & RICHARDS (1936) die ausgestorbene *Neptunea stonoi* (PILSBRY). Den Jacob-Sand, der völlig konkordant auf dem Gardiners-Ton liegt, wird man daher in einen späteren, etwas kühleren Abschnitt derselben Interglazialzeit zu stellen haben. Daß ein Teil des Gardiners-Tons bereits im Yarmouth-Interglazial abgelagert sei, wie MACCLINTOCK & RICHARDS für möglich halten, ist nicht sehr wahrscheinlich. Im übrigen weisen die genannten Autoren immer wieder auf die Ähnlichkeit der Faunen in den Cape-May-Schichten und dem Gardiners-Ton (+ Jacob-Sand) und ihre Zugehörigkeit zur Sangamon-Interglazialzeit hin. An ihr dürfte auch nicht zu zweifeln sein.

Nach einer Untersuchung von L. WEISS (1954, S. 148) soll der Jacob-Sand wesentlich jünger als der Gardiners-Ton und bereits glazialen Alters sein. Es erscheint aber zweifelhaft, ob in allen Fällen mit der Bezeichnung „Jacob-Sand“ das Gleiche gemeint ist.

Eine ähnliche Schichtenfolge wie auf Long Island ist für die Gegend von Cap Cod aufgestellt worden (vgl. u. a. WOODWORTH & WIGGLESWORTH 1934). Auch hier erscheint als leitender Horizont der Gardiners-Ton mit dem Jacob-Sand. Nach einer neuen Untersuchung der Ton-Horizonte des Cap-Cod-Gebietes und des südlichen Massachusetts kommt E. HYYPÄ (1955) zu dem Ergebnis, daß hier keine interglazialen, sondern interstadiale Bildungen vorlägen, und zwar aus der Wisconsin-Eiszeit. Von dem älteren Gardiners-Interstadial ist nach HYYPÄ das jüngere und wärmere Taunton-Interstadial zu unterscheiden, in dem das Meer in zwei Niveaus (ca. 50 m und ca. 25 m über dem jetzigen) gestanden habe.

Den interstadialen Charakter der Tone folgert HYYPÄ vor allem aus den Pollendiagrammen, die er für zahlreiche Horizonte aufgestellt hat. Die Diagramme zeigen aber ein merkwürdig wenig bewegtes Bild. In den meisten Fällen ist wohl ein Überwiegen der Nadelbäume (*Pinus*, *Picea*) festzustellen. Daneben aber sind, meist durchgehend, wärme liebende Elemente (*Quercus*, *Corylus-Ostrya*, *Alnus*) vorhanden, ja vielfach, wenn auch weniger durchgehend, noch *Fagus*, *Castanea*, *Carya* und *Nyssa*. Es liegen offenbar keine normalen Pollendiagramme vor, wie wir sie von kontinentalen Bildungen kennen, sondern marine, in denen wir eine echte Übereinanderfolge der verschiedenen Vegetationsabschnitte nur in besonders günstig gelagerten Fällen erwarten können. In den vorliegenden Profilen haben wir anscheinend das Ergebnis von mannigfachen Küsten-Strömungen vor uns, die zu einer wenig aussagefähigen Mischung führten.

Nach der Molluskenfauna wird man, wie oben ausgeführt wurde, den Gardiners-Ton als interglazial ansehen müssen. Wenn die Pollendiagramme ein Vorwiegen von Nadelbäumen ergeben, so braucht deshalb der Wald dieses Gebietes nicht vorwiegend Nadelwald gewesen sein. In diesem Gebiet wird heute die Küstenzone von den Ausläufern des Labrador-Stromes bestrichen, die sich hier mit solchen des Golfstromes mischen. Das wird in der Letzten Interglazialzeit nicht viel anders gewesen sein, und dadurch wird die starke Zufuhr von Nadelwaldpollen leicht erklärlich.

Der von HYYPÄ vom Gardiners-Ton abgetrennte Taunton-Ton, der im übrigen durch keine echte Grundmoräne von dem ersteren geschieden ist, zeigt Pollendiagramme mit wesentlich stärkerer Entwicklung der Laubbäume (*Castanea* bis über 20%, *Nyssa* bis 5%, *Corylus-Ostrya* bis 40%). Es ist schwer verständlich, wie eine solche Vegetation in einem Interstadial vorhanden gewesen sein sollte. Hinzu kommt, daß die angenommenen Ozeanspiegel mit interstadialen Bedingungen nicht in Einklang zu bringen sind. Die von HYYPÄ angenommenen Interstadiale würden in das spätere Mittelwisconsin (bis Beginn des Spätwisconsins) zu stellen sein. In dieser Zeit müssen wir einen sehr tiefen Ozeanspiegel annehmen. Er kann natürlich in einer Interstadialzeit etwas aufgehöhht gewesen sein, aber schwerlich bis zu einem Niveau, das 25 bis 50 m über dem gegenwärtigen lag; auch nicht, wenn wir annehmen, daß in diesem Gebiet ein isostatischer postglazialer Anstieg des Festlandes erfolgt sei. Dieser könnte, wenn er überhaupt in dieser Zone stattgefunden hätte, nur ganz gering gewesen sein. So muß diesen Tonen ein interglaziales Alter zugesprochen werden, wie dies die älteren Autoren auch getan haben. —

Gehen wir nun wieder weiter nach Süden, so ist nach einigen Autoren (u. a. C. W. COOKE 1931, 1958; G. G. PARKER u. a. 1955) an Teilen der atlantischen Küste Nordamerikas auch in 42 Fuß noch eine Strandfläche entwickelt („Talbot-Strandfläche“). Ob sie etwa dem Monastir I Europas (bei etwa 15 m) entsprechen könnte, muß offen bleiben.

Auf jeden Fall kann man zu folgender Parallelisierung kommen: die Pamlico-Fläche der amerikanischen Ostküste entspricht dem Monastir II in Europa; die Pamlico-(Cape-May-)Schichten (mit ihrer Fortsetzung nach Norden, d. h. dem Gardiners-Ton und dem Jacob-Sand) entsprechen den europäischen Eem-Schichten.

In Europa sind die Eemablagerungen mit einem ganz bestimmten Pollendiagramm verknüpft, das zuerst von JESSEN & MILTERS (1928) beschrieben worden ist. Dieses Pollendiagramm konnte in zahlreichen kontinentalen interglazialen Bildungen wiedergefunden werden, so daß hier ein weitverbreiteter Leithorizont vorhanden ist. Er ließ sich auch im Alpenvorland nachweisen, wo z. B. das von Helga REICH (1953) aufgestellte Pollendiagramm von Großweil-Ohlstadt deutlich die Hauptabschnitte der Letzten Interglazialzeit erkennen läßt. Spektrum 6a (vgl. die Umzeichnung des Diagramms in WOLDSTEDT 1958, S. 187) zeigt das *Quercus*-Maximum (alle Laubbäume sind stark herabgedrückt durch *Picea* und *Pinus*, teilweise auch durch *Alnus*), 6b dann das Hasel-Maximum, schließlich 6c das Linden-Maximum der EMW-Zeit. Dann folgt die *Carpinus*-Zeit, schließlich die *Picea-Abies*-Zeit.

Es sollte vielleicht möglich sein, in einer verlandeten Bucht des amerikanischen Pamlico-Meereres ein Pollendiagramm der Letzten Interglazialzeit Amerikas zu gewinnen, wie dies in Europa bei verlandenden Buchten des Eem-Meereres möglich war (vgl. bes. H. L. HECK 1932 und G. VON DER BRELIE 1954). Wenn man dieses Diagramm dann in kontinentalen Interglazialbildungen wiederfinden würde, könnte man auch in Nordamerika zu einem ähnlichen Leithorizont kommen wie in Europa. Bisher sind merkwürdig wenig Interglazialbildungen des Sangamons gefunden worden. Nach europäischen Verhältnissen zu urteilen, sollten sie viel zahlreicher sein, besonders in den alten Endmoränengebieten der Illinoian-Vereisung.

Man sollte — das sei hier beiläufig bemerkt — auch für die Quartär-Stratigraphie der Alpen mehr von den eemzeitlichen Interglazial-Vorkommen ausgehen als nur von der Morphologie. Die Frage: Was ist Riß? Was ist Würm? würde dann in vielen Fällen einfacher zu lösen sein. Ganz zweifellos hat PENCK mit „Würm“ alles gemeint, was nach der letzten echten Interglazialzeit liegt. Diese letzte echte Interglazialzeit ist die Eem-Interglazialzeit, zu der offenbar nicht nur die meisten Schieferkohlen, sondern auch zahlreiche sonstige Interglazialvorkommen der Alpen gehören.

III.

Wie oben gezeigt wurde, kann eine Parallelisierung der Pamlico-Fläche mit dem europäischen Monastir II („Ouljen“) und eine Gleichstellung der Cape-May- oder Pamlico-Schichten mit den Eem-Schichten mit gutem Recht vertreten werden. Fraglich bleibt, wie auch schon gesagt wurde, die Existenz der Talbot-Fläche an der amerikanischen Atlantik-Küste, die vielleicht dem Monastir I entsprechen könnte. Es wird von C. W. COOKE weiter eine in etwa 70 Fuß ü.d.M. gelegene Fläche angegeben („Penholoway“), die nach dem Genannten auch in die Sangamon-Interglazialzeit gehören soll. Andere Forscher bezweifeln die Existenz dieser Fläche, die aber von W. A. PRICE (1956) und J. A. DOERING (1960), ebenso wie die Talbot-Fläche, anerkannt wird.

Ein ausgeprägter alter Strand („Wicomico“) ist dann wieder bei etwa 90—100 Fuß vorhanden (vgl. neben R. F. FLINT 1940 besonders F. Stearns MACNEIL 1950). Er endet an dem als „Surry Scarp“ bezeichneten Kliff, das von Virginia bis nach Florida verfolgt werden kann (siehe Abb. 1). Daß es sich hier um ein altes marines Kliff handelt, wird von allen Forschern angenommen. Es konnte aber bisher die klare Verbindung zu einem interglazialen, durch marine Fossilien charakterisierten Sediment, wie sie bei der Pamlico-Fläche möglich war, nicht gefunden werden. So ist eine klare stratigraphische

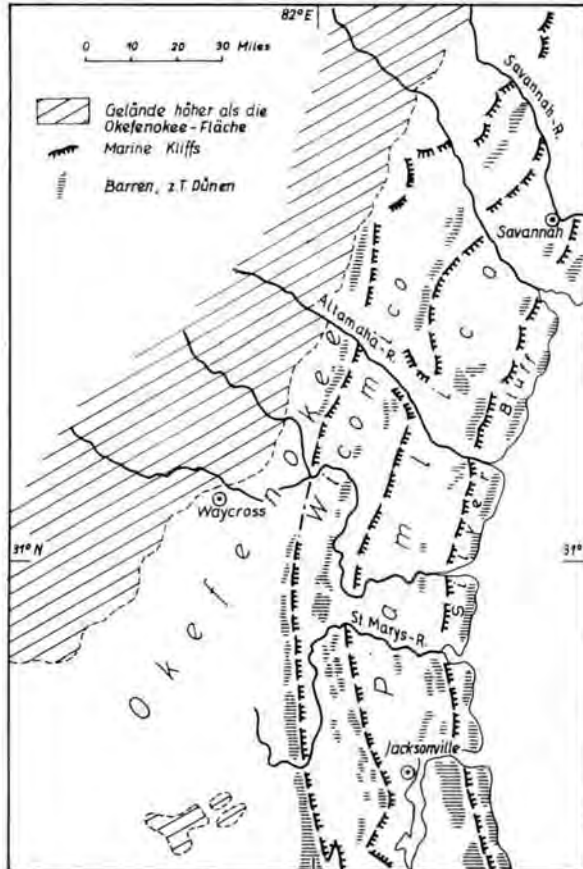


Abb. 1. Schematische Darstellung der interglazialen Strandflächen an der Atlantischen Küste von Georgia und Florida (hauptsächlich nach F. St. MACNEIL 1950). Okefenokee-Strand in etwa 46 m, Wicomico in etwa 30 m, Pamlico in etwa 8 m, Silver Bluff in 2-2½ m. Weitere Erläuterungen im Text.

Einordnung des Wicomico-Strandes bisher nicht möglich. Es liegt nahe, ihn mit der Tyrren-Fläche Europas in 28—32 m ü.d.M. zu parallelisieren und in das Mindel/Riß- oder Holstein-Interglazial, d. h. in das nordamerikanische Yarmouth, zu stellen.

Eine wohl ausgebildete Strandfläche ist nach F. St. MACNEIL (1950) im Bereich der Staaten Georgia und Florida dann weiter in einer Höhe von 150 Fuß, d. h. etwa 46 m ü.d.M., vorhanden. Die von MACNEIL als Okefenokee bezeichnete Strandfläche zeigt nur selten Kliffs, die in das höher gelegene Gelände eingeschnitten sind, ist aber durch typische Küstenformen charakterisiert. Nach Süden hin entwickelt sich eine ausgeprägte Barre, als „Trail Ridge“ bekannt, die vom damaligen Festlande eine breite Lagune, das Gebiet des heutigen Okefenokee-Swamps, abtrennte (Abb. 1). Einzelne Inseln im Okefenokee-See, das damals den größten Teil von Florida bedeckte, sind nach MACNEIL noch deutlich zu erkennen, so z. B. der Lake-Wales-Rücken. Die innere Küstenlinie des Okefenokee-Sees läßt sich mit einiger Sicherheit bis gegen Alabama hin verfolgen. Auch bei dieser Strandfläche konnte eine sichere Verbindung mit marinen, durch Fossilien belegten Bildungen bisher nicht gefunden werden. Manche Forscher wollen deshalb den marinen Charakter der alten Strandlinie nicht anerkennen. Dem gegenüber stehen die ausgeprägten morphologischen Küstenformen, die von MACNEIL überzeugend dargelegt wurden. Außerdem finden sich nach MACNEIL an der Außenseite des Trail Ridge Schwermineral-Anhäufungen, die auf marine Herkunft hinweisen.

Es entsteht nun die Frage, wohin diese Strandfläche zu stellen ist. Als Mindestalter dürfte die Yarmouth-Interglazialzeit in Frage kommen. Man könnte aber auch an die vorhergehende denken. Dann hätte man es mit einer jüngeren Milazzo-Fläche der Cromer-Interglazialzeit zu tun, wie sie z. B. von der atlantischen Küste Portugals (BREUIL & ZBYSEWSKI 1942) und von der libanesischen Küste (H. FLEISCH 1956) angegeben werden. Ob man dementsprechend die Okefenokee-Fläche in das amerikanische Aftonian stellen könnte, bleibt völlig offen. Es wäre immerhin erstaunlich — wenn auch durchaus nicht unmöglich — wenn sich die morphologischen Formen so lange hätten halten können.

Von C. W. COOKE werden noch Terrassen in 215 Fuß („Coharie“, ca. 69 m) und in 270 Fuß („Brandywine“, ca. 87 m; später von ihm „Hazelhurst“ genannt) angenommen. Doch steht er mit dieser Auffassung ziemlich allein (vgl. hierzu u. a. John T. HACK 1955).

Tab. 1
Marine Terrassen an der Atlantischen Küste der Vereinigten Staaten
(nach C. W. COOKE, R. F. FLINT, F. St. MACNEIL u. a.)

Terrasse	Ungef. Höhe ü.d.M.		Vermutliches Alter
	Fuß	Meter	
Silver-Bluff	5—8	2—2½	Postglaz. Klima-Opt. oder Spät-Sangamon ?
Princess-Anne	15	4½	
Pamlico	25	8	Sangamon (Eem)
Talbot	42	13	Sangamon ?
Penholoway	70	21	Yarmouth ?
Wicomico	100	30	Yarmouth ? (Holstein ?)
Okefenokee	150	46	Yarmouth oder Aftonian ?
<i>Coharie</i>	215	66	<i>Aftonian ?</i>
<i>Hazelhurst</i>	270	82	<i>Präglazial ?</i>

Die sicher nachgewiesenen interglazialen Hochstände sind **halbfett** herausgehoben worden. Die *kursiv* angegebenen Strandlinien werden von den meisten Forschern nicht anerkannt.

Nach C. K. WENTWORTH (1930) ist in Teilen von Virginia in etwa 15 Fuß (4,5 m) ü.d.M. die sog. Princess-Anne-Terrasse entwickelt, die auch W. A. PRICE (1956) anerkennt. Ob ihr weitere Verbreitung zukommt, ist unbekannt, ebenso ihr Alter.

Schließlich wird von einer Reihe von Forschern noch eine jüngste Terrasse angegeben, die Silver-Bluff-Terrasse, die in 5—8 Fuß, d. h. in 2—3 m ü.d.M. liegen und dem postglazialen Klima-Optimum angehören soll (Abb. 1).

Aufgrund mehrerer Anzeichen, besonders einer ziemlich kräftigen Verwitterung, stellt W. A. PRICE (1956, S. 160) die Silver-Bluff-Terrasse in das ausgehende Sangamon.

Wollte man alle die genannten Terrassen für reell halten, so käme man zu der in Tab. 1 dargestellten Auffassung. Es muß aber nochmals hervorgehoben werden, daß eine wirklich sichere Einordnung bisher nur für den Pamlico-Strand möglich ist. Die Einordnung des Wicomico- und des Okfenokee-Strandes ist zum mindesten wahrscheinlich.

Schriften-Nachweis

- BRELIE, G. v. D.: Transgression und Moorbildung im letzten Interglazial. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 23, S. 111-118, Hamburg 1954.
- BREUIL, H. & ZBYSHEWSKI, G.: Contribution à l'étude des industries paléolithiques du Portugal. - Com. Serv. geol. Portugal 23, 369 S., Lissabon 1942.
- COOKE, C. W.: Seven coastal terraces in the Southeastern States. - Journ. Washington Acad. Sci. 21, S. 503-513, Washington D.C. 1931. - - Pleistocene shore lines in Maryland. - Bull. geol. Soc. Amer. 69, S. 1187-1190, 1958.
- DOERING, J. A.: Quaternary surface formations of southern part of Atlantic Coastal Plain. - J. Geol. 68, S. 182-202, Chicgo 1960.
- FLEISCH, H.: Dépôts préhistoriques de la Côte Libanèse etc. - Quaternaria 3, S.101-132, Rom 1956.
- FLINT, R. F.: Pleistocene features of the Atlantic Coastal Plain. - Amer. J. Sci. 238, S. 757-787, New Haven 1940. - - Glacial and Pleistocene Geology. - 553 S. New York 1957.
- FULLER, M. L.: The Geology of Long Island. - U.S. Geol. Survey Profess. Paper 82, Washington 1914.
- GIGOUT, M.: Définition d'un étage ouljien. - C. r. Acad. Sci. Paris 229, S. 551, Paris 1949.
- HACK, J. T.: Geology of the Brandywine Area and Origin of the Upland of Southern Maryland. - U.S. Geol. Survey Prof. Paper 267A, 42 S., Washington 1955.
- HECK, H.-L.: Die Eem- und ihre begleitenden Junginterglazial-Ablagerungen bei Oldenbüttel in Holstein. - Abh. preuß. geol. Landesanst., N.F. 140, Berlin 1932.
- HYYPÄ, E.: On the Pleistocene geology of southeastern New England. - Acta Geographica 14, S. 155-225, Helsinki 1955.
- JESSEN, K., & MILTHERS, V.: Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland and North Western Germany. - Danmarks geol. Unders. II. R. 48, Kopenhagen 1928.
- MACCLINTOCK, P.: Marine topography of the Cape May Formation. - J. Geol. 51, S. 458-472, Chicago 1943.
- MACCLINTOCK, P., & RICHARDS, H. G.: Correlation of Late Pleistocene marine and glacial deposits of New Jersey and New York. - Bull. geol. Soc. Amer. 47, S. 289-338, New York 1936.
- MACNEIL, F.: Pleistocene Shore Lines in Florida and Georgia. - U.S. Geol. Survey Prof. Paper 221-F., S. 95-107, 7 Taf., Washington 1950.
- PARKER, G. G. u. a.: Water resources of south eastern Florida. - U.S. Geol. Survey, Water Supply Paper 1255, 965 S., Washington D.C. 1955.
- PRICE, W. Armstrong: Environment and history in identification of Shoreline Types. - Quaternaria 3, S. 151-166, Rom 1956.
- REICH, Helga: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbühl im Bayrischen Alpenvorland. - Flora 140, S. 386-443, Jena 1953.
- WEISS, L.: Foraminifera and Origin of the Gardiners Clay (Pleistocene), Eastern Long Island, New York. - U.S. Geol. Survey Prof. Paper 254-G., S. 143-163, 2 Taf., Washington D.C. 1954.

- WENTWORTH, C. K.: Sand and Gravel Resources of Coastal Plain province of Virginia. - Virginia Geol. Survey Bull. 32, 1930 (zit. nach W. A. PRICE 1956).
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, 2. Aufl., Bd. II, 438 S., Stuttgart 1958.
- WOODWORTH, J. B., & WIGGLESWORTH, E.: Geography and Geology of the region including Cape Cod etc. - Harvard College, Mem. Mus. compar. Zoology 52, 338 S., Cambridge 1934.
- ZEUNER, F.: The Pleistocene Period. - 322 S., London (Ray Soc.) 1945 (2. Aufl. London 1959).

Mskr. eingeg. 12. 3. 1960

Ansch. d. Verf.: Prof. Dr. Paul Woldstedt, Bonn a. Rh., Argelanderstr. 118.

Zur Deutung eines neuentdeckten interglazialen Seeton-Vorkommens im Berchtesgadener Land

VON HANS PICHLER, Zürich

Mit 1 Abbildung

Zusammenfassung. Es wird die Ansicht von GANSS (1953), die Höhenlage eines von ihm aufgefundenen Seeton-Vorkommens in 870 m NN setze eine gewaltige (350 m mächtige) interglaziale Zuschüttung des Berchtesgadener Talkessels voraus, diskutiert. Die Vorstellung von GANSS schließt — ableitbar aus der interglazialen Morphologie — zwangsläufig ähnliche gewaltige Verschüttungen des benachbarten Salzach-Tales und des Reichenhaller Beckens ein. Das Fehlen von Resten solcher mächtiger Schotterdecken muß gegen die GANSS'sche Deutung sprechen.

Das lokale Seeton-Vorkommen ist als Ablagerung eines kleinen Karsees innerhalb des früheren Karraumes der „Resten“ zu deuten.

Summary. The discussion deals with the opinion of GANSS (1953) according to which the altitude of a lacustrine-clay deposit found by him, 870 metres above sea-level, is proof for an enormous interglacial filling-up (350 metres in thickness) of the Berchtesgaden basin (Berchtesgaden Alps, Upper Bavaria). This view of GANSS necessarily includes — in accordance with interglacial morphology — similar immense accumulations in the neighbouring Salzach valley and in the Reichenhall basin. The fact, however, that there are no remainders of such enormous gravel beds, is contrary to the GANSS interpretation.

The local lacustrine-clay occurrence is to be considered as a deposit of a small cirque lake within the former cirque expanse of the "Resten".

Im Gebiet nördlich des Göll-Stockes im Berchtesgadener Land wurde im Sommer 1953 durch O. GANSS, München, ein fossilführendes Seeton-Vorkommen aufgefunden, dessen Deutung (GANSS 1953) eine Diskussion rechtfertigt.

Das in Rede stehende lokale Vorkommen ist an der Einmündung des Lackmühl-Baches (Abb. 1) in den Laros-Bach (Blatt Hoher Göll (850) der Topographischen Karte von Bayern 1 : 25 000) in 870 m NN gelegen. Es befindet sich noch innerhalb des großen Karraumes nördlich des Göll-Massives, der im Osten durch den Kamm des Roßfeld-Gebietes (Eckersattel 1414 m NN, Hennen-Köpfl 1552 m NN), im Norden durch den der Achtforst-Wälder (Pkt. 1347) und des Kainzen-Kopfes (Pkt. 1075) abgeschlossen wird, nach Nordwesten jedoch offen ist. In dieser Richtung findet der Laros-Bach seinen Abfluß: Er durchbricht kurz nach seinem Zusammenfluß mit dem Lackmühl-Bach in einer talauswärts stark abfallenden Schlucht den Bergriegel Pkt. 971 (Obersalzberg-Gebiet) — Kainzen-Kopf (Pkt. 1075) — der aus nahezu saiger stehenden, vom Obersalzberg in SW—NE-Richtung heranreichenden, grobgebankten Oberjura-Kalken (Oberalmer Schichten) aufgebaut wird — und mündet ca. 2,5 km von dem Seeton-Vorkommen entfernt in 512 m NN bei der Laroswacht in die Berchtesgadener Ache.

Der am rechten (nördlichen) Ufer des Laros-Baches anstehende Seeton hat nach GANSS (1953, S. 341) eine in ost-westlicher Richtung aufgeschlossene horizontale Ausdehnung von etwa 20 m in der Länge und ca. 7 m in der Breite. Die Profilhöhe ist mit etwa 5 m anzunehmen. Das Vorkommen wird an seinen Enden von zwei großen allochthonen Hallstätter Kalkblöcken umrahmt; das Liegende ist nicht aufgeschlossen. Der Seeton zeigt durch das Fehlen von thixotropem Verhalten Anzeichen einer leichten Diagenese und ist schwach verfaltet; beide Erscheinungen sind auf die durch den Eisdruck der würmeiszeitlichen Gletschermassen verursachte Deformation des Seetons zurückzuführen.

Der ohne regelmäßigen Rhythmus geschichtete, weiche, graue tonige Mergel enthält in wechselnder Verteilung Blattreste, Holz- und Wurzelstücke, Schalenreste von Schnecken (*Coretus* sp.), kleine dünnchalige Muscheln (?*Sphaerium* sp.) und Insektenreste (GANSS 1953, S. 344). Nach den Bestimmungen von SCHMEIDL (in GANSS 1953, S. 344) liegen sowohl Reste von Laub- als auch von Nadelhölzern vor.

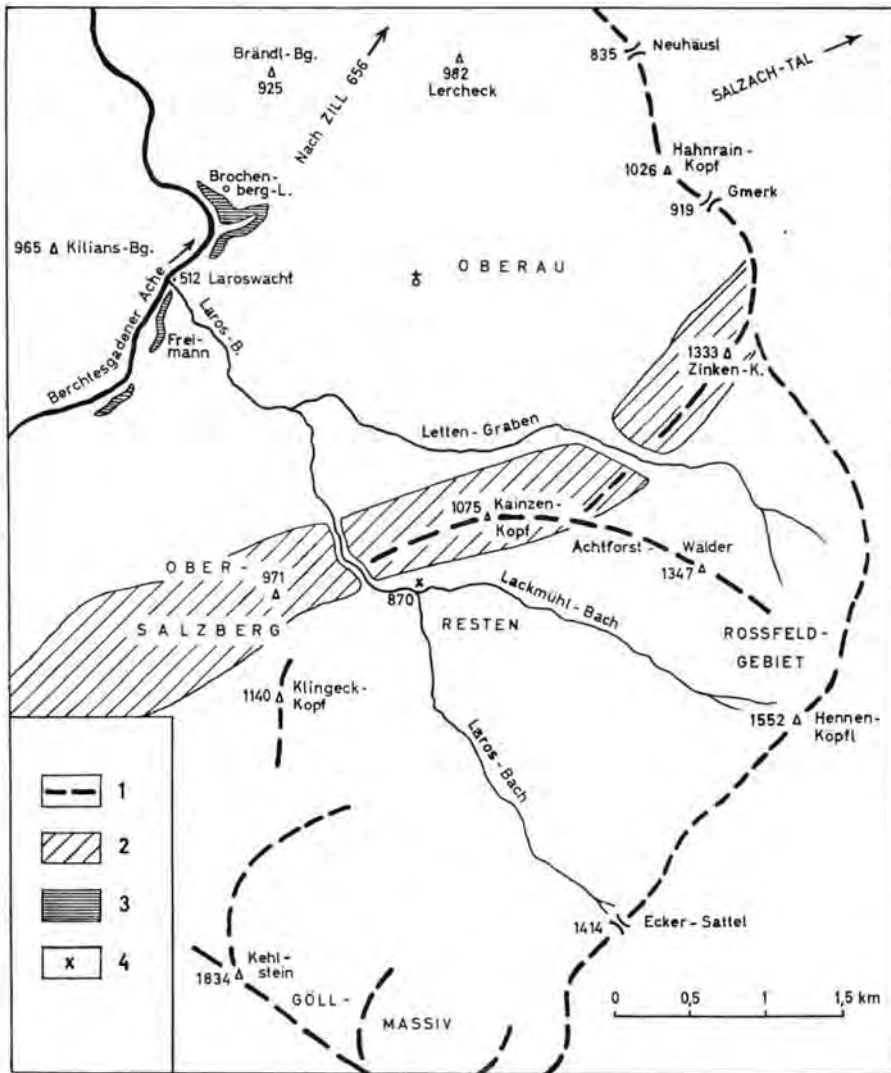


Abb. 1. Das Seeton-Vorkommen und seine weitere Umgebung. 1 = Kamm-Verlauf; 2 = Aufwölbungszone aus Oberjura-Kalken (Oberalmer Schichten); 3 = Interglaziale Terrassenschotter im Tal der Berchtesgadener Ache; 4 = Lage des interglazialen Seeton-Vorkommens.

Nach GANSS (1953, S. 343) ist dieses Seeton-Vorkommen „vermutlich“ in das Riß/Würm-Interglazial zu stellen. Nach SCHMEIDL (in GANSS 1953, S. 344) würden „die Pflanzenreste dafür sprechen, daß die Sedimente in der Wärmezeit des Interglazials gebildet wurden“. Eine postglaziale Bildung des Seetones ist nicht anzunehmen, da dieser hangaufwärts von unverfestigtem, reichlich Dachsteinkalk- und Hallstätter Kalk-Blöcke führendem würmeiszeitlichen Geschiebemergel überlagert wird. Eine Interstadial-Bildung der letzten Eiszeit kommt nach SCHMEIDL (in GANSS 1953, S. 344) ebenfalls nicht in Betracht, da „wärmeliebende Arten sogar in Form von Großresten vorhanden sind“.

Bezüglich der Alterseinstufung dieses Seetones ist GANSS zuzustimmen. Die diluvial-geologischen Schlüsse dagegen, die GANSS (1953, S. 343, 345) aus diesem lokalen Vor-

kommen für den gesamten Berchtesgadener Talkessel ableitet, sollen im Folgenden auf ihre Haltbarkeit hin untersucht werden. Ich knüpfe an folgende Stelle an (GANSS 1953, S. 345): „Die Höhenlage des Seetons bei 870 m NN setzt eine gewaltige Zuschüttung des Tales der Berchtesgadener Ache voraus. Am Ende der Riß-Eiszeit muß die Talsohle an der Mündung des Laros-Baches mindestens das heutige Niveau (etwa 520 m NN) gehabt haben, da am unmittelbar südlich angrenzenden Talhang der Berchtesgadener Ache (zwischen der Larosbach-Mündung und Freimann) verfestigte Schotter anstehen, die von KÜHNEL (1929, S. 495) als Riß/Würm-Interglazial gedeutet wurden. Die Zuschüttung des Riß/Würm-Interglazials endete mit dieser Seeton-Ablagerung, die die Akkumulationsphase beschloß. Ihre Obergrenze liegt bei etwa 870 m NN. Noch vor der letzten Eiszeit muß das Berchtesgadener Tal zum größten Teil wieder ausgeräumt gewesen sein, da der Würm-Gletscher diese gewaltige Ausräumung wohl kaum bewältigt hätte.“

Die Annahme einer 350 m mächtigen Zuschüttung des Tales der Berchtesgadener Ache — und die gleich darauf erfolgte Ausräumung dieser Schotter — während einer Interglazialzeit ist schwer vorstellbar, da man solch gewaltige Schottermassen unmöglich der Tätigkeit aufschotternder Flüsse allein zuschreiben kann. GANSS müßte dazu noch stärkere tektonische Schollenbewegungen glaubhaft machen, für die freilich bis heute kein Beobachtungshinweis vorliegt.

Die GANSS'sche Annahme wird aber vor allem dann unhaltbar, wenn wir die riß/würm-interglaziale Morphologie des Berchtesgadener Landes rekonstruieren. Daß der Berchtesgadener Talkessel zu jener Interglazialzeit morphologisch von dem heutigen nicht wesentlich verschieden gewesen sein muß, beweist die Höhenlage der Riß/Würm-Interglazialablagerungen: so finden wir im Tal der Berchtesgadener Ache um die Larosbach-Mündung und bei Brochenberg-Lehen (Abb. 1) verfestigte Terrassenschotter (KÜHNEL 1929, S. 491/492, 495; PICHLER 1955, 1960) — die nach GANSS (1953, S. 345) zeitlich vor dem Seeton abgelagert wurden — nur 10—15 m über dem heutigen Flußbett anstehend. Dieselben Terrassenschotter bauen um Berchtesgaden und Schönau — von nur wenigen Metern Würm-Grundmoräne bzw. spätglazialen Schottern überlagert — die Struber und Schönauer Ebene auf. So haben wir auch allen Grund anzunehmen — und die Bedeckung durch nur 10—20 m Würmmoräne beweist dies ja — daß die niedrigen Paßhöhen zwischen den Barmsteinen und dem Hahnrain-Kopf (Zill 656,7 m NN und Neuhäusl 835 m NN) in ungefähr diesen Höhenlagen schon im Riß/Würm-Interglazial bestanden haben. In diesem Zusammenhang sei auch auf den zum Reichenhaller Becken führenden Paß Hallthurm (694 m NN) hingewiesen. Alle diese Pässe liegen — zum Teil beträchtlich — unter der Höhe des interglazialen Seeton-Vorkommens (870 m NN). Folgen wir der Deutung von GANSS, so müßten wir neben einer Zuschüttung des gesamten Berchtesgadener Talkessels auch eine ähnliche gewaltige Verschüttung für das benachbarte Salzach-Tal und das Reichenhaller Becken annehmen. Freilich sind aus den beiden letztgenannten Tälern bis heute keine Reste solcher gewaltiger Schottermassen bekannt geworden, wie denn auch im Berchtesgadener Tal bisher nichts von ihnen aufgefunden wurde.

Eine näherliegende und der interglazialen Morphologie gerechter werdende Vorstellung ergibt sich mit der Deutung des Seeton-Vorkommens als Ablagerung eines kleinen Karsees innerhalb des früheren Karraumes der „Resten“. Dieser ist mit Ausnahme der durch den Laros-Bach geschaffenen NW-Öffnung auf allen Seiten von Höhen umgeben und erfüllt so bis auf jene Öffnung die für die Bildung eines Seetons notwendige Voraussetzung, nämlich ein auf allen Seiten geschlossenes Becken. Denken wir uns den aus Oberalmer Schichten bestehenden Bergzug Obersalzberg—Kainzenkopf im Riß/Würm-Interglazial noch nicht so tief durch den Laros-Bach zerschnitten wie heute, so erhalten wir einen auf allen Seiten abgeschlossenen Karraum, in dem sich auf dem Grunde eines kleinen Karsees unser Seeton absetzen konnte. Laub- und Nadelwald wird in jener Wärmezeit des Interglazials den kleinen Karsee umstanden haben, während sich im See

selbst eine limnische Fauna entwickeln konnte. In der nachfolgenden Würm-Eiszeit wurde der Seeton von Moränenablagerungen überdeckt; erst im Spät- und Postglazial hat der Laros-Bach nach der Durchschneidung des Felsriegels Obersalzberg—Kainzenkopf jenes interglaziale Sediment wieder freigelegt.

Angeführte Literatur

- GANSS, O.: Ein fossilführendes Interglazial in den Berchtesgadener Alpen. - *Geologica Bavarica* 19, S. 340-345, 2 Textabb., München 1953.
- KÜHNEL, J.: Geologie des Berchtesgadener Salzberges. - *N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. 61 B*, S. 447-559, Taf. 17-22, 6 Textabb., Stuttgart 1929.
- PICHLER, H.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. - *Beih. Geol. Jb.*, im Druck, Hannover 1960. (Dipl.-Arb. Institut f. Palaeontol. u. histor. Geol. d. Univ. München, München 1955).

Ms. eingeg. 5. 2. 1960.

Anschrift des Verf.: Dr. Hans Pichler, Paläontologisches Institut und Museum der Universität, Zürich 6, Künstlergasse 16.

Zur Gliederung, Bildung und Altersstellung des Kalksteinschutts am Trauf der westlichen Schwäbischen Alb ¹⁾

VON DIETER WEIPPERT, Oberbrüden, Krs. Backnang

Mit 3 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Nach der Größe der Gesteinsstücke und dem Gehalt an Feinbestandteilen sind die Schuttmassen am Trauf der westlichen Alb drei verschiedenen Schuttarten zuzuordnen: dem „Schutt der Scherbenhalden“, dem „grobstückigen Kalkschutt“ und dem „feinsplittigeren Kalkschutt“. Die beiden letzteren wurden während der Würmeiszeit gebildet und transportiert, während die Scherbenhalden hauptsächlich postglazial entstanden sind. Aus dem Profil- und Aufbau, aus der Verbreitung und dem Tiefgang der vorhandenen Taschenböden ergibt sich, daß der „feinsplittige Kalkschutt“ nur während ausgesprochener Kaltzeiten (Hochglaziale) und stellenweise (besonders am Fuße des Albtraufs) *in situ* aus ursprünglich grobstückigem Kalkschutt gebildet wurde.

Summary. The steep slope to the NW of the Schwäbische Alb, the Albtrauf, is covered with thick layers consisting of limestone pebbles and cobbles. Because of the difference in grain size and in the percentage of loam, sand and silt mixed in, we can distinguish several different types of rubble: the pieces of the mountain scree, the „coarse rubble“ and the „fine rubble“. The „coarse rubble“ and the „fine rubble“ came into being during the Würm-glaciation. At the same time, they were transported by solifluction and spread all over the Albtrauf. The mountain scree is supposed to have been formed only in the postglacial area. The formation of the „fine rubble“ did not appear before the time, where the ice reached its greatest extent. At some places, the „fine rubble“ arose *in situ* from formerly „coarse rubble“. This has been proved by many profiles and by the extent and depth of the cryoturbated in-situ formations found there.

Obwohl die Schwäbische Alb seit über 100 Jahren Gegenstand ausführlicher geologischer Forschung ist, sind deren jüngste Sedimente, die quartären Schuttmassen, nur wenig bekannt. Dies ist vor allem durch das Fehlen guter Aufschlüsse bedingt. Da der Bau der Bodensee-Fernwasserleitung zahlreiche neue Aufschlüsse und Profile lieferte, konnte nun der Versuch unternommen werden, die Schuttmassen am Albtrauf zu gliedern und zu datieren.

Herrn Prof. Dr. E. SEIBOLD, Kiel und Herrn Dr. G. EINSELE, Tübingen danke ich für Ihre Unterstützung und die Überlassung der Grabenprofile, den Herren des Geologischen Landesamtes in Stuttgart und meinen Studienkollegen für vielerlei Hilfe und Anregung.

Gliederung der Schuttmassen

Da der Begriff „Schutt“ im allgemeinen sehr weit gefaßt wird, muß hier zunächst eine Definition gegeben werden: Als Schutt bezeichne ich alle eckigen bis gerundeten Gesteinsbruchstücke über 2 mm Durchmesser, welche durch physikalische und chemische Verwitterung aus dem anstehenden Gestein entstanden sind und durch die Wirkung der Schwerkraft allein (Steinschlag) oder durch einen fließenden Bodenbrei transportiert wurden. Die Gesteinsbruchstücke mit 2 bis 0,02 mm Durchmesser (Kalksand) und die in die Schuttmassen eingemengten Mergel, Lehme und Tone werden zusammen als **Zwischenmittel** bezeichnet.

Schon bei einer Übersichtsbegehung fällt auf, daß die Schuttmassen am Albtrauf aus verschiedenen Schuttarten zusammengesetzt sind. Es lassen sich dabei drei Haupttypen unterscheiden:

1. Schutt der Scherbenhalden
2. Grobstückiger Kalkschutt
3. Feinsplittiger Kalkschutt.

¹⁾Auszug aus einer 1959 angenommenen Dissertation (Mskr.) der math.-nat. Fakultät der Universität in Tübingen mit dem Titel: „Der Kalksteinschutt am Trauf der westlichen Schwäbischen Alb“

1. Die Scherbenhalden (Schutthalden) werden aus eckigen Gesteinsbruchstücken aller Größen aufgebaut, welche im allgemeinen frei von einem Zwischenmittel sind. Sie tragen auch nur selten eine humose Bodenschicht, da deren Ausbildung durch die dauernde Anlieferung weiterer Gesteinsstücke verhindert wird. Diese Scherbenhalden findet man unter allen größeren Felsen des Albtraufs. Sie reichen je nach der Hangneigung und der Größe der Gesteinsstücke wenige Dekameter bis ca. 100 m die Hänge hinab.

2. Der grobstückige Kalkschutt bildet die Hauptmasse des Schutts am Albtrauf. Er setzt sich aus zentimeter- bis dezimetergroßen, eckigen Gesteinsbruchstücken zusammen. Das Zwischenmittel besteht hauptsächlich aus Kalksand und Mergeln, seltener aus Lehmen und Tonen. Öfters enthält dieser grobstückige Kalkschutt dezimetermächtige Partien, deren Zwischenmittel ausgewaschen wurde.

3. Der feinsplitterige Kalkschutt tritt nur in bestimmten Horizonten zwischen dem grobstückigen Kalkschutt auf und unterscheidet sich von diesem durch die geringere Größe der Gesteinsbruchstücke (meist nur zentimetergroß) und die etwas andere Sortierung des — überwiegend mergeligen — Zwischenmittels (vgl. Tab. 1). Teilweise besteht das Zwischenmittel auch aus äolisch zugeführtem Material.

	2—0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	0,02— 0,002	<0,002 mm ϕ
grobstückiger Kalkschutt	15	6	26	26	36 Gew. %
feinsplitteriger Kalkschutt	20	4	34	34	18

Tab. 1. Kornverteilung der Zwischenmittel bei grobstückigem und feinsplitterigem Kalkschutt (Proben aus einem Profil bei Tuttlingen.)

Grobstückiger und feinsplitteriger Kalkschutt sind nur in natürlichen und künstlichen Anrissen erschlossen, da sie normalerweise von einem 30 bis 80 cm mächtigen Boden überdeckt werden. Beide Schuttarten bedecken die ganzen Hänge des Albtraufs und reichen häufig bis ins Albvorland und bis auf die Sohle der in die Albtafel eingeschnittenen Täler.

Da am Aufbau des Albtraufs Kalke der geschichteten Fazies und Massenkalk (Schwammkalk) beteiligt sind, läßt sich die oben gegebene Einteilung der Schuttmassen noch verfeinern: Bei den Scherbenhalden aus Massenkalk findet man Blöcke bis zur Größe eines kleinen Hauses, während die Kalke der geschichteten Fazies selten Stücke mit mehr als 20 cm Kantenlänge liefern. Beim grobstückigen und feinsplitterigen Kalkschutt treten diese Größenunterschiede nicht besonders hervor, dagegen sind hier Unterschiede in der Form und Sortierung der Gesteinsbruchstücke aus verschiedenem Material vorhanden. Massenkalk lieferten hauptsächlich gut sortierte, feinere (2 bis 5 cm Durchmesser), eckige Gesteinsbruchstücke; Kalke der geschichteten Fazies dagegen schlecht sortierte, gröbere (5—20 cm Durchmesser) eckige Gesteinsbruchstücke. Die Gesteinsstücke aus Massenkalk sind meist würfelig bis quaderig geformt, die aus Kalken der geschichteten Fazies ent-

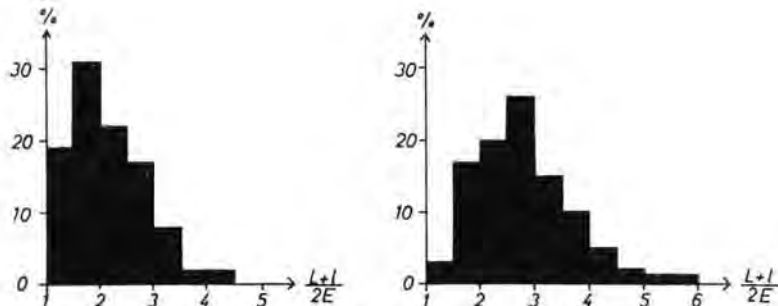


Abb. 1. Form der Gesteinsstücke (Abplattungsindex nach CHILLEUX: L =größte Länge, I =größte Breite, E =größte Dicke). - a) Massenkalk des Weißjura β , b) Kalke des geschichteten Weißjura β .

standenen Stücke überwiegend scherbzig, plattig. In Abb. 1 sind diese Formunterschiede mit Hilfe des Abplattungsindex' nach CAILLEUX (1952) dargestellt.

Bei einem Vergleich verschiedener Schuttprofile muß besonders auf diese — materialbedingte — unterschiedliche Ausbildung der Gesteinsbruchstücke geachtet werden, da sonst bei einer klimatologischen Auswertung der Profile (vgl. S. 28 ff.) erhebliche Fehler entstehen. Auch sind deshalb die Begriffe „grobstückiger“ und „feinsplittiger“ Kalkschutt nur relativ zu verstehen, da z. B. ein aus Massenkalk entstandener grobstückiger Kalkschutt im Durchschnitt kleinere Gesteinsbruchstücke enthalten kann als ein feinsplittiger Kalkschutt, der aus Kalken der geschichteten Fazies gebildet worden ist.

Zur Unterscheidung Schutt/Schotter

Die Schuttmassen am Albrauf wurden durch die Wirkung der Schwerkraft allein (Bildung von Schutthalde) oder durch einen fließenden Bodenbrei (Solifluktion) verfrachtet. Wo die Schuttmassen in die Nähe von Bächen und Flüssen gelangten oder direkt deren Täler erreichten, wurden sie von fließendem Wasser weitertransportiert. Während des fluviatilen Transports erfolgte eine Abrundung der vorher zumeist eckigen Gesteinsbruchstücke; gleichzeitig wurde die Zusammensetzung und Sortierung des Zwischenmittels verändert. Nach einem genügend weiten fluviatilen Transport lassen sich die entstandenen Schotter gut von Solifluktionsschutt unterscheiden. Dagegen wird diese Unterscheidung oft sehr schwierig, wenn es sich um Material handelt, das 1. nur über kurze Strecken fluviatil transportiert wurde oder 2. aus verwitterten Ablagerungen stammt.

1. *Geringer fluviatiler Transport.* Als Beispiel hierzu seien die Niederterrassen der Albtäler angeführt. Sie bestehen aus Material, welches über wenige km fluviatil transportiert und bald wieder abgelagert wurde. Diese Niederterrassen, die heute 3 bis 12 m über dem Bachniveau liegen, reichen weit in die Albtäler hinein und sind durch Kiesgruben gut erschlossen. Daß in den Albtälern eine Unterscheidung zwischen den Schottern der Niederterrassen und dem — nicht fluviatil transportierten — Schutt möglich ist, zeigen die Darstellungen der Rundungsverhältnisse (nach CAILLEUX 1952) bei frischen Schottern und frischem Solifluktionsschutt (Abb. 2 a und 2 b) und der Vergleich von Siebanalysen desselben Materials (Tab. 2): Die Niederterrassen enthalten stärker gerundete Gesteinsbruchstücke und einen geringeren Anteil an feinem Material als die — durch Solifluktion transportierten — Schuttmassen.

	>10	10—2	2—0,1	<0,1 mm ϕ
Sedimente der Niederterrassen (5 Proben)	73	12	7	8 Gew. %
Solifluktionsschutt (20 Proben)	70	8	5	17

Tab. 2. Kornverteilung in den Sedimenten der Niederterrassen und im Solifluktionsschutt (Mittelwerte).

Allerdings handelt es sich bei den untersuchten Sedimenten der Niederterrassen um Material, das bereits über 1 bis 2 km fluviatil transportiert wurde. Bei einem geringeren Transportweg sind die oben angeführten Unterscheidungsmöglichkeiten meist nicht mehr brauchbar, und eine Trennung Schutt/Schotter ist oft unmöglich.

2. *Verwitterte Ablagerungen.* Wirkt die chemische Verwitterung längere Zeit auf die Schuttmassen ein (Ausbildung eines Bodenhorizonts), so werden die zuvor eckigen Gesteinsbruchstücke allmählich gerundet. In Abb. 2 (a bis c) sind die Ergebnisse von Rundungsmessungen an Niederterrassen-Schottern und an frischem und verwittertem Solifluktionsschutt einander gegenübergestellt. Die Zurundung der Gesteinsbruchstücke aus dem Verwitterungsbereich ist aus der Abbildung gut ersichtlich. Die vermessen angewitterten Stücke stammen aus dem Boden, der sich während des Spätglazials und im

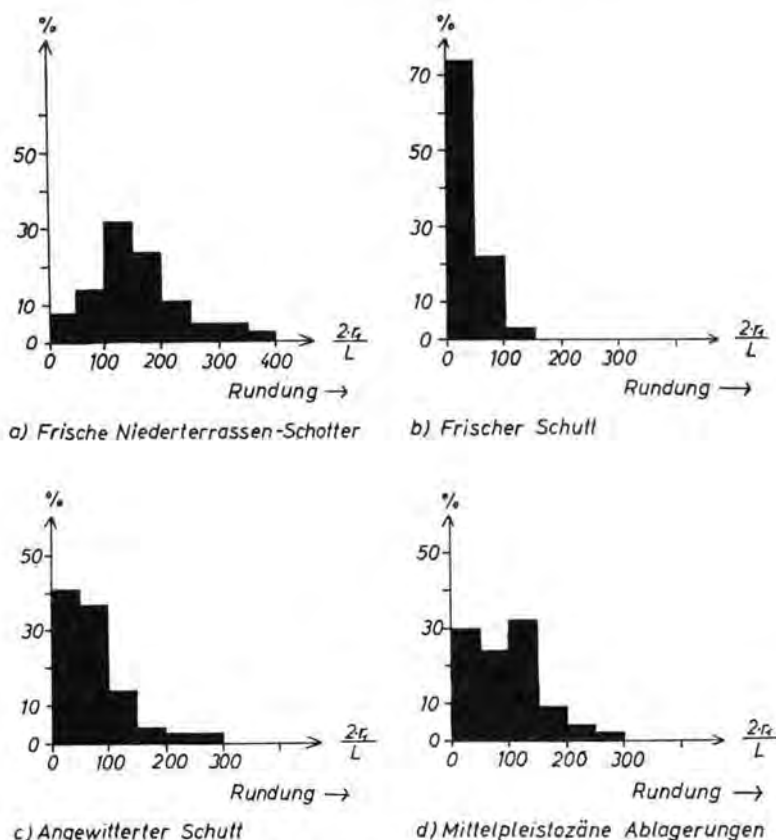


Abb. 2. Abrundung der Gesteinsstücke durch Transport und Verwitterung (Rundungsindex nach CAILLEUX: r_1 = kleinster Krümmungsradius, L = größte Länge).

Holozän entwickelte. Die Stücke waren also der chemischen Verwitterung nicht sehr lange ausgesetzt und sind deshalb im Rundungsdiagramm noch als Schutt zu erkennen.

Anders sind die Verhältnisse bei sehr alten Schuttlagen, die bereits während eines oder mehrerer Interglaziale und -stadiale der chemischen Verwitterung zugänglich waren. Dies soll an einer Probe aus vermutlich mittelpleistozänen Ablagerungen gezeigt werden: Nach dem Rundungsdiagramm (Abb. 2 d) könnte es sich bei diesen Ablagerungen sowohl um wenig verfrachtete Schotter als auch um stark verwitterten Schutt oder eine Mischung von beiden handeln. Auch versagt hier die Methode des Vergleichs von Siebanalysen, da die Ablagerungen in ihrer ganzen Mächtigkeit von der Verwitterung erfaßt wurden und die ursprünglichen Verhältnisse daher nicht mehr gegeben sind. Einen Hinweis auf die Natur dieser Ablagerungen gab aber der Zustand der Oberflächen der Gesteinsstücke. Während sich die Oberflächen bei stark verwittertem Schutt trotz einer dicken Verwitterungsrinde (mm-Beträge) beim Darüberstreichen mit dem Finger meist rau anfühlen, zeigten die Stücke aus den untersuchten Ablagerungen eine dünne Verwitterungsrinde ($1/10$ mm-Beträge) und eine relativ glatte Oberfläche, wie sie Schottern eigen sind. Daß es sich bei dem bearbeiteten Material wahrscheinlich um wenig verfrachtete Schotter handelt, kann auch aus der Lage des damaligen Albtraufs geschlossen werden. Ebenso wie bei diesem Beispiel ist es bei alten Höhenschottern und fraglichen Schuttvorkommen im Albvorland nur an Hand der Lage, der Verbreitung und des Zustandes der Gesteinsstücke

möglich, eine — vielleicht richtige — Entscheidung zu treffen. Messende Methoden versagen vorläufig noch.

Bildung und Alter der Schuttmassen

1. Die Scherbenhalden, welche heute den obersten Teil der Hänge am Albtrauf bedecken, sind relativ jung und wohl alle erst während des Holozäns entstanden. Da aber keine brauchbaren Profile gefunden wurden, war eine genaue Datierung und eine Gliederung der Scherbenhalden nicht durchzuführen.

2. Der grobstückige und feinsplitterige Kalkschutt dagegen war durch Kiesgruben und besonders durch den Graben der Bodensee-Fernwasserleitung gut erschlossen. Weil von dem gesamten Graben ein durchgehendes Profil gewonnen werden konnte (aufgenommen von Studenten des geologischen Instituts in Tübingen), stützen sich die folgenden Angaben vor allem auf dieses Grabenprofil.

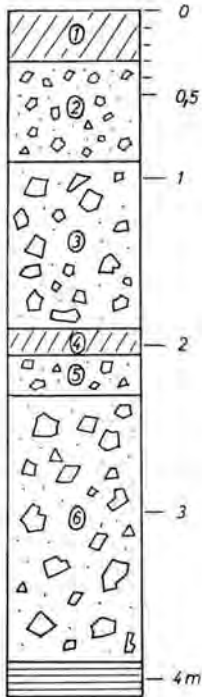


Abb. 3. Schuttprofil bei Spaichingen
(Graben der Bodensee-Fernwasserleitung).

1,4 = Verlehmungszonen

2,5 = feinsplitteriger Kalkschutt

3,6 = grobstückiger Kalkschutt

Unterlage (horizontal schraffiert): anstehender Dogger.

Die Lagerung des Schutts am Albtrauf ist besonders gut aus einem Profil bei Spaichingen zu ersehen (Abb. 3). Es enthält zwei, gleich ausgebildete Schuttfolgen: An der Basis liegt grobstückiger Kalkschutt (Schicht 6, bzw. 3). Darüber folgt eine Lage feinsplitterigen Kalkschutts (Schicht 5, bzw. 2), welche von einer Verlehmungszone (Schicht 4, bzw. 1) überdeckt wird. Daß diese Abfolgen nicht zufällig entstanden sind, beweist allein schon deren weite Verbreitung. Profile, welche zweimal eine Abfolge grober Schutt/feiner Schutt/Verlehmungszone enthalten, wurden zwar nur in geringer Zahl gefunden (bei Spaichingen, bei Tuttlingen und am Dreifürstenstein bei Mössingen), doch läßt sich eine derartige Abfolge, welche den Schichten 3 bis 1 in dem oben erwähnten Profil entspricht, in vielen Aufschlüssen am Fuße des Albtraufs nachweisen.

Die klimatologische Deutung der Schuttprofile wird durch die Arbeiten WOLDSTEDTS (1956, 1958) über den Temperaturverlauf und die Klimaschwankungen während einer Eiszeit ermöglicht (Tab. 3).

Zeit	Klima (relativ)	Wirkung	Vorgang
Warmzeit	warm, feucht sehr kalt, trocken	starke chem. Verwitterun	Bodenbildung
	Hochglazial	Dauerfrostboden (geringe sommerliche Aufbautiefe)	schwache Fließvorgänge; starke Lößeinwehung
Kaltzeit	Frühglazial mäßig kalt, feuchter	starke phys. Verwitterung große sommerliche Aufbautiefe	intensive Fließ- vorgänge

Tab. 3. Auswirkungen einer Kalt- und Warmzeit auf das immer eisfreie Gebiet
(in Anlehnung an WOLDSTEDT)

Die Bildung der Abfolge grober Schutt/feiner Schutt ist folgendermaßen zu erklären: Die intensiven Fließvorgänge während eines Frühglazials lieferten die mächtigen Lagen aus grobstückigem Kalkschutt. Während des folgenden Hochglazials herrschte im Auftaubereich stärkere Frostsprennung, welche den feinsplitterigen Kalkschutt entstehen ließ. Der Schutt, welcher unterhalb der sommerlichen Auftautiefe lag, wurde nicht verändert.

Infolge der schwachen Bodenbewegungen während des letzten Hochglazials (Mittelwürm-Maximum; vgl. S. 30) blieben die entstandenen Dauerfrostformen (Taschenböden und Eiskeile) am Fuße des Albraufs erhalten. Der Tiefgang dieser Formen — im Durchschnitt 1,5 m (WEIPPERT 1960) — gibt uns ein ungefähres Maß für die sommerliche Auftautiefe während der Zeit ihrer Entstehung. Nun sind die — vielfach aufgefundenen — Taschenböden eindeutig epigenetischer Entstehung. Das bedeutet, daß die Schuttmassen am Fuße des Albraufs während des letzten Hochglazials nicht mehr oder nur ganz unbedeutend bewegt wurden. Der feinsplitterige Kalkschutt (z. B. Schicht 2 auf Abb. 3) kann daher hier nur *in situ* aus ursprünglich grobstückigem Schutt entstanden sein! Diese Ansicht wird gestützt durch die Tatsache, daß die Mächtigkeit des feinsplitterigen Kalkschutts häufig etwa gleich dem Tiefgang der Taschenböden ist. Deshalb gibt in diesem Falle auch die Mächtigkeit des feinsplitterigen Kalkschutts allein ein ungefähres Maß für die sommerliche Auftautiefe zur Zeit seiner Bildung.

Für die untere Lage feinsplitterigen Kalkschutts (z. B. Schicht 5 auf Abb. 3) ist eine derartige Entstehung *in situ* zwar nicht zu beweisen, aber doch anzunehmen. Die geringe Mächtigkeit dieser Schicht ist wohl durch Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge während einer Warmzeit (Bildung der unteren Verlehmungszone) bedingt.

Es muß ausdrücklich betont werden, daß eine klimatologische Deutung dieser Art nur bei ungestörten Profilen möglich ist. Das sind am Albrauf jene Profile, die weit vom Schuttliefergebiet entfernt sind und an flachen Hängen (2 bis 5° Neigung) liegen. An steileren Hängen, in der Nähe des Schuttliefergebietes, fand auch während eines Hochglazials Schuttanlieferung und Transport durch Solifluktion statt. Deshalb wurden in den oberen Teilen der Hänge am Albrauf auch keine Taschenböden gefunden, und eine Abfolge grobstückiger/feinsplitteriger Kalkschutt ist nur an wenigen, günstigen Stellen erhalten (vgl. BLEICH & GROSCHOPF 1959). Der feinsplitterige Kalkschutt kann hier nicht *in situ* entstanden sein, und seine Mächtigkeit liefert folglich auch kein Maß für die sommerliche Auftautiefe während eines Hochglazials.

Das Alter der Schuttmassen. Bei den Untersuchungen zur Trennung von Schutt und Schottern ergab sich, daß die Schuttmassen am Albrauf direkt mit den Niederterrassen verzahnt sind. Diese Verzahnung beweist ein würmeiszeitliches Alter des Schutts. Leider war keine Verbindung zwischen einer solchen Verzahnungsstelle und einem Profil, welches eine zweifache Abfolge grober Schutt/feiner Schutt/Verlehmungszone enthält, erschlossen. Das Alter der unteren Verlehmungszone ist deshalb nicht ein-

deutig festzulegen. Da das Interstadial zu Beginn der Mittelwürmzeit, das „Göttweiger Interstadial“, wesentlich länger andauerte und mächtigere Bodenbildungen hervorgebracht hat als das jüngere „Paudorfer Interstadial“, werden die unteren Verlehmungszonen den Bildungen des „Göttweiger Interstadials“ gleichgesetzt.

Abfolge und Alter der beschriebenen Vorgänge sind in dem folgenden Schema zusammengestellt:

Alter		mutmaßlicher Vorgang
Postglazial		Bildung der obersten Verlehmungszone (heutiger Bodenhorizont).
Spätwürm		Geringer Schutt-Transport; Umlagerung der liegenden Schichten. Beginn der Bodenbildung.
	Maximum	Ausbildung von Taschenböden und Eiskeilen; Bildung von feinsplittigerem Kalkschutt; Zufuhr von äolisch transportiertem Material.
Mittelwürm	Vorstößphase Interstadial	Transport und Ablagerung von grobstückigem Kalkschutt; teilweise Umlagerung der liegenden Schichten. Bildung der unteren Verlehmungszone.
Frühwürm		Gegen Ende der Frühwürmzeit Bildung von feinsplittigerem Kalkschutt. Intensive Fließvorgänge; starker Transport und Ablagerung von grobstückigem Kalkschutt.

Obwohl das Liegende der Schuttmassen in vielen Aufschlüssen nicht aufgedeckt war, ist es unwahrscheinlich, daß auf den Hängen des Albtraufs auch noch Schutt aus der Riß-Eiszeit erhalten ist, denn 1. waren die Abtragungsvorgänge während des Riß/Würm-Interglazials ziemlich stark und 2. ist der Trauf der westlichen Schwäbischen Alb seit dem Riß/Würm-Interglazial um 0,5 bis 1 km zurückgewichen (K. BLEICH 1959).

Angeführte Schriften

- BLEICH, K.: Das Alter des Albtraufs. Diss. Tübingen 1959 (Ms.).
 BLEICH, K., & GROSCOFF, P.: Periglazialbildungen am Fuße der Schwäbischen Alb bei Bad Überkingen. - Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F. 41, S. 95-102, Stuttgart 1959.
 CAILLEUX, A.: Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. — Geol. Rdsch. 40, S. 11-19, Stuttgart 1952.
 WEIPPERT, D.: Über periglaziale Fließerden und Kryoturbationen in Württemberg. - Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ. 5, Freiburg 1960. Im Druck.
 WOLDSTEDT, P.: Über die Gliederung der Würmeiszeit und die Stellung der Lössen in ihr. - Eiszeitalter u. Gegenwart 7, S. 78-86, Öhringen 1956. - - Eine neue Kurve der Würmeiszeit. - Eiszeitalter u. Gegenwart 9, S. 151-154, Öhringen 1958.

Manusk. eingeg. 3. 2. 1960.

Anschrift des Verf.: Dr. Dieter Weippert, (14a) Oberbrüden, Krs. Badknang.

Mississippi und Rhein

Ein geologischer Vergleich

Von PAUL WOLDSTEDT, Bonn

Mit 3 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Mississippi und Rhein waren beide Haupt-Urstromtäler der pleistozänen Vereisungen. Beide haben ausgeprägte Deltas entwickelt, die in ständig sinkenden Räumen liegen.

Die über 1200 m mächtige pleistozäne Schichtenfolge im Mississippi-Delta setzt sich aus mehreren Zyklen zusammen, die jeweils mit einem sandigen Sockel beginnen und mit feinsandigen Deckschichten enden. Sie verzahnen sich nach außen hin mit marinen Bildungen. Die Zyklen entsprechen dem Übergang von einer Eiszeit zu einer Interglazialzeit. Was sich aber weiter flußaufwärts als Terrasse über den jetzigen Talboden erhebt, ist wie, am Rhein gezeigt werden kann, jeweils nur der eiszeitliche Sockel eines Aufschüttungs-Zyklus. So sind die eigentlichen Terrassen im Mittellauf des Mississippis, wie beim Rhein, glazialen und nicht interglazialen Alters.

Abstract. Mississippi and Rhine are both the main drainage systems of the Pleistocene glaciations. Both they have developed big deltas, which are situated in steadily subsiding areas. The mighty Pleistocene succession of the Mississippi Delta, more than 1200 m thick, consists of several cycles. Each begins with a sandy base and ends with silt and clay. They interfinger with marine Gulf-sediments. Each cycle corresponds to the time-span from a glacial maximum to an interglacial. But the terraces which further upstream rise over the alluvial plain of the Mississippi, correspond only to the sandy base of the deltaic accumulations. This can be shown in the Rhine mouth area. So the terraces above the mouth area are glacial, not interglacial, in age.

Während der ganzen pleistozänen Eiszeiten war der Mississippi der große Urstrom, der die Schmelzwässer des nordamerikanischen Inlandeises dem Weltmeer zuführte. In Europa spielte eine ähnliche Rolle der Rhein, und zwar nicht nur in den großen Vereisungen, sondern auch während der Letzten Eiszeit, wo ihm durch die Elbe, seinen damaligen größten Nebenfluß, die Schmelzwässer des nordeuropäischen Inlandeises zuflossen. Dazu kam noch ein Teil der Schmelzwässer der alpinen Vergletscherung. So zeigen beide Flüsse große Ähnlichkeiten. Beide haben ihre Hauptentwicklung im Pleistozän gehabt. Ganze Systeme von Terrassen sind als Zeugen dieser Geschichte noch vorhanden. Beide haben ein ausgeprägtes Delta entwickelt, das in einem ständig sinkenden Raume liegt. So ergeben sich weitgehende Parallelen in der Geschichte dieser beiden Flüsse, die im folgenden etwas näher ausgeführt werden sollen¹⁾.

Das untere Mississippi-Gebiet. Das riesige Gebiet zwischen den Rocky Mountains und den Alleghanies muß schon im Tertiär, zum mindesten im Jüngeren, zum Golf von Mexico hin entwässert haben. So wurden im Golfstrandgebiet im Laufe langer Zeiten riesige fluvial-deltaische Bildungen aufgehäuft. Sie sanken allmählich ein am Rande der mächtigen Golf-Geosynklinale, deren Bildung heute noch weiter geht. So liegen heute im Deltagebiet die ältesten Schichten unten und werden von den jüngeren bedeckt. Nach N aber heben sich die älteren Schichten heraus und liegen, je weiter von der Küste entfernt, umso höher über den jüngeren Bildungen. Wir haben somit die gleiche Erscheinung, wie wir sie vom Niederrhein her kennen (vgl. Abb. 18 in WOLDSTEDT 1958) und wie sie offenbar an vielen großen Deltas zu beobachten ist.

Eine „präglaziale“ Ablagerung, die weite Gebiete in Kentucky, Illinois und Missouri

¹⁾ Bei meinen vergleichenden Untersuchungen im Quartär Nordamerikas wurde ich im unteren Mississippi-Gebiet besonders von HAROLD N. FISK und seinen Mitarbeitern in Houston, Texas, im oberen Mississippi-Gebiet von JOHN C. FRYE, H. B. WILLMANN — beide in Urbana, Ill. — und von zahlreichen anderen amerikanischen Quartärgeologen unterstützt. Schon im Jahre 1928 hatte ich in diesem Gebiet größere Exkursionen mit MORRIS M. LEIGHTON, Urbana, ausgeführt. Allen Genannten, sowie vielen hier nicht Genannten sei mein herzlichster Dank für diese Hilfe ausgesprochen.

mit einer mittleren Mächtigkeit von ca. 15 m einnimmt, ist der sog. Lafayette-Gravel. Er ist nach P. E. POTTER (1955) aufzufassen als Bildung riesiger Schwemmkegel, die vom Mississippi, Cumberland-Ohio und Tennessee gemeinsam aufgeschüttet wurden. Das Material der Gerölle besteht aus Hornstein und Kieselschiefer („chert“), Sandstein, Quarz und Quarzit, die vermengt sind mit Sand, Silt und Ton. Die Ablagerung bildet einzelne Erosions-Niveaus, die als Lancaster-, Smithland-Fläche usw. bezeichnet werden. Die Bildung ist älter als die älteste Eisinvansion in dies Gebiet (Nebraskan) und muß identisch sein mit dem, was im Mississippi-Mündungsgebiet als Citronelle-Schichten bezeichnet wird (vgl. auch J. A. DOERING 1958).

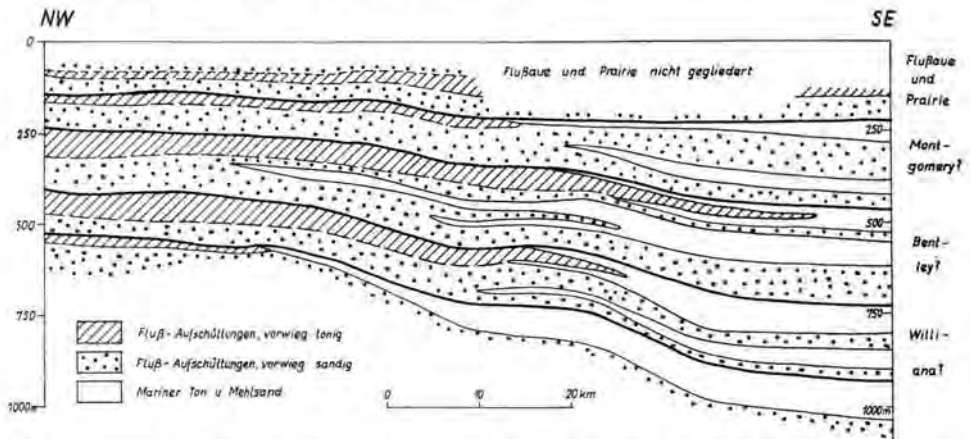


Abb. 1. Schematisches Profil durch das Mississippi-Delta zwischen St. John und Bay Marchand Field nach AKERS & HOLCK (1957). Weitere Erläuterung im Text.

Das gewaltige Mississippi-Delta hat nach Untersuchungen von R. J. RUSSELL (1940) und A. C. LAWSON (1942) eine Mächtigkeit von 10–12 000 m, die sich wahrscheinlich in sehr langer Zeit (seit Kreide oder Alttertiär?) bei ganz langsamer isostatischer Absenkung des Untergrundes angehäuft haben. Im Pleistozän wurde die Delta-Aufschüttung 4–5mal unterbrochen, bzw. weiter nach auswärts verlegt infolge des eiszeitlichen Absinkens des Meeresspiegels. Bei wieder ansteigendem Meeresspiegel kam es dann zu Transgressionen, die sich in die sandigen Deltabildungen einschalteten. Abb. 1 (nach AKERS & HOLCK 1957) gibt ein vereinfachtes Bild der Schichten am äußeren Ende des Mississippi-Deltas. Die marinen Schichten, die hier bereits über die kontinentalen Sande und Tone überwiegen, nehmen landeinwärts verhältnismäßig rasch ab, um allmählich ganz auszukeilen oder in nicht marine Tone und Mehlsande überzugehen.

Die Basis des Pleistozäns kann in dieser äußeren Region des Mississippi-Deltas nach AKERS & HOLCK bei etwa 4 200 Fuß, d. h. bei ca. 1300 m unter dem Meeresspiegel angenommen werden. Eine sichere Abgrenzung gegenüber dem Pleistozän ist hier allerdings nicht möglich.

Wo dagegen weiter nördlich die älteren Schichten unter den jüngeren herauftauchen, ergibt sich nach J. A. DOERING (1956) und anderen, daß als älteste pleistozäne die Citronelle-Schichten gelten können. Sie sind fluviatiler Entstehung und erreichen im Küstenrandgebiet eine Mächtigkeit bis zu 50 m. Die unteren 20 m sind vorwiegend kiesig; dann folgt eine ebenso mächtige sandige Abteilung, über der 5–10 m tonig-feinsandige Bildungen liegen. Es zeigt sich also genau derselbe Aufbau wie bei allen jüngeren, sicher pleistozänen Abteilungen: jeweils folgt über einem größeren Sockel eine feinere obere Abteilung. Nach DOERING (1956), FISK & McFARLAN (1955) und anderen sind die in Tab. 1 angegebenen Schichtpakete zu unterscheiden. Die Citronelle-Schichten

sind nach DOERING (1958) „präglazial“ (ob sie, wie SPRINGFIELD & LAMOREAUX (1957) annehmen, doch noch in das Pliozän gehören, muß offen bleiben). Jedes Schichtpaket entspricht nach den genannten Verfassern einem vollen Zyklus von einer Kalt- zu einer Warmzeit. Die von den Autoren angenommene Einordnung der verschiedenen Aufschüttungen ist aus der Tabelle zu ersehen.

Tabelle 1

Übersicht über die Aufschüttungen usw. im Mississippi-Mündungsgebiet nach J. A. DOERING (1956)²⁾ und FISK & McFARLAN (1955)

Bezeichnung		Gefälle		Alter
nach FISK & McFARLAN 1955	nach DOERING 1956	nach DOERING		nach DOERING u. FISK
		Fuß je Meile	Meter je km	
Mississippi-Talae		0,3	0,06	Recent
Prairie	Holloway-Prairie	1,0	0,2	Mid-Wisconsin
Montgomery	Eunice	1,5	0,3	Sangamon
Bentley	Oberlin	3,2	0,6	Yarmouth
Williana	Lissie	5	1,0	Aftonian
	Citronelle	15—20	3—4	Preglacial

Die einzelnen Schichtpakete zeigen im Küstengebiet ein ganz verschiedenes Gefälle nach Süden hin (vgl. Tab. 1), das mit dem Alter der Schichten zunimmt. Besonders kräftig ist der Unterschied im Gefälle zwischen den Citronelle- und den Williana-(Lissie-) Schichten, was jedenfalls auf einen größeren Altersunterschied hinweist.

Es entsteht nun die Frage, welches Alter diesen verschiedenen Aufschüttungen zukommt. H. N. FISK (1951) stellt die Prairie-Aufschüttung in eine „Peorian-Interglazialzeit“. Daß es eine solche in der nordamerikanischen Pleistozän-Stratigraphie gibt, wird von den meisten amerikanischen Quartärgeologen bezweifelt. Wohl scheint es ein länger dauerndes Wisconsin-Interstadial gegeben zu haben, das Sidney-Interstadial, das dem europäischen Götterweiger Interstadial entsprechen soll. Aber zweifellos war es kein echtes, warmes Interglazial, sondern ein Interstadial mit kühlerer Temperatur als in der Gegenwart. In welcher Höhe der Meeresspiegel in dieser Zeit lag, wissen wir nicht. Aber sicher lag er (beträchtlich?) unter dem gegenwärtigen.

Die älteren Aufschüttungen (Montgomery, Bentley usw.) werden dann (vgl. Tab. 1) in die älteren Interglazialzeiten gestellt. Daß ein interglaziales Alter für den jeweils jüngsten Teil der Aufschüttungen im Deltagebiet gilt, daran kann nicht gezweifelt werden. Es fragt sich aber, welches das genaue Alter der Aufschüttungsteile ist, die weiter nördlich als Terrassen aus der Mississippi-Talae auftauchen.

Über die Entwicklung und das Alter dieser Terrassen weiter mississippi-aufwärts gehen die Vorstellungen auseinander. Werden sie im Golfküstengebiet als interglazial angesehen, so sind im nördlichen Mississippi-Gebiet im wesentlichen nur glaziale Aufschüttungen bekannt, und zwar hauptsächlich nur solche aus den verschiedenen Stadien der Wisconsin-Eiszeit. Nur aus der Gegend von Natchez werden ältere Terrassenbildungen angegeben („Natchez-Formation“; CHAMBERLIN & SALISBURY 1906, S. 386, LEIGHTON & WILLMAN 1950, S. 614). Diese Natchez-Formation, die diskordant auf Lafayette-Kiesen liegt, zeigt neben aufgearbeitetem Lafayette-Material kristalline Gerölle, die aus dem nördlichen Vereisungsgebiet stammen. Da nach LEIGHTON & WILLMAN (1950) auf ihr noch mehrere Lösser liegen, muß die Natchez-Formation altpleistozänen Alters (Nebraskan?) sein. Zu erwarten sind eigentlich noch viel mehr solche Aufschüttungen aus den älteren Vereisungen. Denn Mississippi-Missouri und Ohio waren, wie schon eingangs gesagt wurde, immer, auch in den älteren Vereisungen, die „Urstromtäler“, in denen die

²⁾ In einer neuen Arbeit von DOERING (1958) wird eine andere Parallelisierung als hier angenommen.

Schmelzwässer während der äußeren Stadien abfließen. Bekannt ist darüber aber nur sehr wenig (vgl. hierzu auch A. C. TROWBRIDGE 1954). Offenbar liegt hier ein sehr komplizierter Ablauf vor mit zahlreichen Aufschüttungen, Einschneidungen usw., ein Ablauf, der noch weitgehend der Aufklärung bedarf. —

Auf jeden Fall kommen wir zu dem überraschenden Ergebnis, daß die Aufschüttungen im Mississippi-Mündungsgebiet als „interglazial“, im oberen Flußgebiet als „glazial“ aufgefaßt werden. Es kann aber dieselbe Aufschüttung nicht zugleich „glazial“ und „interglazial“ sein. Zur Klärung dieser Frage kann ein Vergleich mit dem Rhein dienen.

Mündungsgebiet des Rheines. Im Mündungsgebiet des Rheines betrachten wir zunächst nur die zwei jüngsten Aufschüttungen: die holozäne (d. h. die gegenwärtig-interglaziale) Flußauflage, und die letzteiszeitliche (glaziale) Niederterrasse. Das Verhältnis dieser beiden Aufschüttungen zueinander ist in Abb. 2 dargestellt.

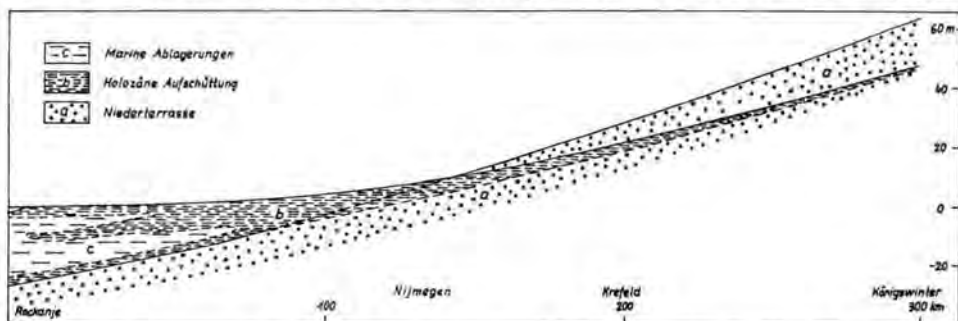


Abb. 2. Niederterrasse und Holozäne Aufschüttung im Niederrheingebiet zwischen Rockanje und Königswinter. Die Einschaltung der marinen Bildungen im Küstengebiet ist schematisch dargestellt.

Was zunächst die Niederterrasse angeht, so ist ihre Oberkante nach L. J. PONS (1954) eingezeichnet worden. An der Westküste bei Rockanje liegt sie bei etwa 24 m unter dem Meeresspiegel. Etwa an der deutsch-niederländischen Landesgrenze, in einer Höhe von rund 10—12 m ü.d.M., taucht die Niederterrasse unter dem Niveau der holozänen Aufschüttungen heraus. Weiter flußaufwärts ist die holozäne Flußauflage in die Niederterrasse eingeschnitten. Die Mächtigkeit der Niederterrasse beträgt im deutschen Niederrheingebiet 10—20 m. Zum Meere hin scheint sie allmählich abzunehmen; an der Küste liegt sie nach L. J. PONS bei 4—7 m. Möglicherweise nimmt die Mächtigkeit weiter nach außen hin noch mehr ab.

PONS berechnet den Meeresspiegel während des Würm-Maximums, indem er mit einem ständig abnehmenden Gefälle rechnet. Er kommt zu einem damaligen Meeresspiegel bei etwa 86 m unter dem gegenwärtigen. Das muß aber als Mindestzahl angenommen werden. Es ist nämlich nicht sicher, ob wirklich mit einem konstant abnehmenden Gefälle zu rechnen ist. Vielleicht herrschte im tiefsten Unterlauf des Niederterrasse-Rheines überhaupt keine Aufschüttung mehr, sondern Erosion. Dann hätten wir im tiefsten Teil sogar mit einem wieder zunehmenden Gefälle zu rechnen. 86 m unter dem gegenwärtigen Meeresspiegel wäre dann, wie schon gesagt wurde, eine Mindestzahl für den hocheiszeitlichen Meeresspiegel, für den wir wohl mindestens 100 m unter dem jetzigen annehmen können.

Die heutige Oberfläche der Niederterrasse ist aber nicht die hocheiszeitliche, die auf den tiefsten Stand des Meeresspiegels eingestellt war, sondern die spätest-eiszeitliche.

Wie W. AHRENS (1930) zuerst im Neuwieder Becken feststellte, läßt sich eine ältere Niederterrassestufe mit Auflage von Laachersee-Bims unterscheiden von einer jüngeren, die den Laachersee-Bims als Gerölle führt. Beide erreichen annähernd dasselbe Oberflächen-Niveau. Man muß also annehmen, daß auf die Aufschüttung der Älteren Niederterrasse, die nach FRECHEN & VAN DEN BOOM (1960) in mehreren Phasen während der

verschiedenen Würm-Stadiale vor sich ging, ein Einschneiden folgte, das wiederum von einer Aufschüttung abgelöst wurde. Diese jüngere Aufschüttung muß im wesentlichen in die Jüngere Tundrenzeit gestellt werden.

Im eigentlichen Niederrheingebiet ist nach A. STEGER (1954) die ganze dort meist etwa 6—10 m tief aufgeschlossene Niederterrasse durch Bimsführung ausgezeichnet. Sie müßte also der jüngeren Stufe des höher gelegenen Gebietes entsprechen, die flußabwärts dann die ältere Stufe überdecken würde. So stellt es auch H. W. QUITZOW (1956, S. 362) auf seinen Profilen dar. Daß auch die Aufschüttung der jüngeren Stufe spätestens um etwa 7500 v. Chr., d. h. in der Präborealzeit, abgeschlossen war, geht aus pollenanalytischen Untersuchungen hervor (vgl. z. B. H. NIETSCHE 1940).

Es kann so angenommen werden, daß abgesehen von späteren Hochflutbildungen, der Aufbau der Niederterrasse mit dem Ende der Letzten Eiszeit abgeschlossen war. Die Jüngere Niederterrasse mündete in das Weltmeer, dessen Spiegel damals von seiner tiefsten Lage bei ca. 100 m unter dem gegenwärtigen schon erheblich wieder angestiegen sein muß; er lag aber wohl immer noch tiefer als 24 m unter dem jetzigen, d. h. dem Niveau, in dem die Oberkante der Niederterrasse heute bei Rokanje an der gegenwärtigen Küste angetroffen wird.

Über der (Jüngeren) Niederterrasse liegt im Rheinmündungsgebiet in den Niederlanden eine stärkere Aufschüttung, die von der Letzten Eiszeit ohne wesentliche Unterbrechung, aber unter Einschaltung mariner Bildungen, bis zur Gegenwart geht. Genau dasselbe stellen wir im Mississippi-Mündungsgebiet fest. Es sind Sande und Tone kontinentaler und mariner Herkunft, ferner — im Niederrheingebiet — auch Torfbildungen.

Bewegen wir uns nun aber flußaufwärts, so sehen wir, daß die letzteiszeitliche Aufschüttung sich von der holozänen trennt. Der Sand- und Kiessockel, der der eiszeitlichen Aufschüttung seine Entstehung verdankt, hebt sich heraus und erscheint als Terrasse neben und über der in sie eingeschrittenen holozänen Aufschüttung. Diese nimmt ihrerseits an Mächtigkeit flußaufwärts ab bzw. über.

Ähnlich wie das Verhältnis der holozänen zur letzteiszeitlichen Aufschüttung haben wir uns die Dinge bei den älteren Terrassen zu denken. D. h. die warmzeitlichen (interglazialen) Aufschüttungen beschränken sich im wesentlichen auf das Mündungsgebiet, während das, was uns weiter oberhalb als Terrasse entgegentritt, die jeweiligen eiszeitlichen Sockel sind, die sich nach Süden, genau wie die Niederterrasse, herausheben. Wir betrachten im Folgenden ganz kurz diese einzelnen Aufschüttungen (vgl. hierzu u. a. H. W. QUITZOW 1956).

Da ist zunächst die sog. „Krefelder Mittelterrasse“ zu nennen. Sie steht im Alter zwischen der „Niederterrasse“ und der sog. „Jüngeren Mittelterrasse“. Über das Alter der „Krefelder Mittelterrasse“ ist zur Zeit eine besondere Untersuchung im Gange, der hier nicht vorgegriffen werden soll.

Es folgt dann die „Untere Mittelterrasse“, die weiter oberhalb auch vielfach als „Talwegterrasse“ bezeichnet wird. Für sie steht (vgl. besonders J. D. DE JONG 1956, U. REIN 1955, H. W. QUITZOW 1956) ein glaziales Alter fest, und zwar ist sie gleichaltrig mit dem 1. Hauptvorstoß („Drenthe“) der Saale-Vereisung (= Riss I).

Die nächstältere Aufschüttung ist die „Mittlere Mittelterrasse“ (gekennzeichnet durch starke Augitführung, die mit dem Eifel-Vulkanismus zusammenhängt). Ihr Alter ist dadurch näher festgelegt, daß sie einerseits auf deutschem Gebiet ein besonders starkes Gefälle zeigt, das offenbar auf einen verhältnismäßig tiefen Meeresspiegel eingestellt war, und andererseits älter sein muß als das Holstein-Interglazial („Mindel/Riß“). Denn dieses ist in der Krefelder Gegend über den Schottern der Mittleren Mittelterrasse angetroffen worden. Danach kann diese Aufschüttung spätestens in den Ausgang der Elster- oder Mindel-Eiszeit gestellt werden. Es folgt die „Obere Mittelter-

rasse“, die man dann nur in einen früheren Abschnitt der Mindel-Eiszeit stellen kann, schließlich die „Hauptterrasse“, für die ein Günz-Alter in Frage kommt, und zuletzt die „Oberterrasse“ oder „Ältere Hauptterrasse“, die vielleicht in die Brügggen- (=Donau-)Kaltzeit gehört.

Tabelle 2

Mittleres Gefälle der Rheinterrassen zwischen Andernach und Nimwegen (‰; abgerundet)			
Rhein-Talau	0,22 ⁰ / ₀₀	Ob. Mittelterrasse	0,7 ⁰ / ₀₀
Niederterrasse	0,33 ⁰ / ₀₀	Hauptterrasse	1,0 ⁰ / ₀₀
Unt. Mittelterrasse	0,4 ⁰ / ₀₀	Oberterrasse	1,2 ⁰ / ₀₀

Tab. 2 zeigt das durchschnittliche Gefälle der Rheinterrassen zwischen Andernach und Nimwegen. Die Werte sind für die meisten Terrassen nur unwesentlich größer als für die entsprechenden Mississippi-Terrassen. Williana- und Hauptterrasse zeigen das gleiche Gefälle von 1⁰/₀₀. Das Gefälle der Oberterrasse ist nur wenig größer als das der Hauptterrasse. Das steht im Gegensatz zu dem abnorm hohen Gefälle der Citronelle-Schichten. Auf der anderen Seite ist das Gefälle der Rhein-Talau (mit 0,22⁰/₀₀) mehrmals so groß wie das der Mississippi-Talau.

Jedenfalls, das muß festgehalten werden, haben wir im deutschen Niederrheingebiet zwischen Krefeld und Königswinter von der Unteren Mittelterrasse ab nach oben nur Aufschüttungen, die allgemein als glazialzeitlich aufgefaßt werden (vgl. hierzu auch K. H. KAISER 1958). Wohl sind einzelne warmzeitliche Ablagerungen gelegentlich im nördlichen deutschen Niederrheingebiet angetroffen worden. Weiter südlich aber fehlen alle solchen interglazialen Bildungen³).

Solche sind dagegen im holländischen Niederrheingebiet in Aufschlüssen und zahlreichen Bohrungen nachgewiesen. Auch bei den älteren Aufschüttungen muß das Verhältnis: warmzeitlich zu kaltzeitlich ähnlich gewesen sein wie bei der wärmzeitlichen Niederterrasse und der holozänen Aufschüttung. Im Mündungsbereich schaltet sich also jeweils zwischen die glazialzeitlichen Aufschüttungen — soweit nicht überhaupt glazialzeitliche Erosion herrschte — eine warmzeitliche ein. Sie geht aber offenbar durchweg nicht hoch herauf; sonst müßten wir sie ja weiter oberhalb zwischen den glazialzeitlichen Terrassen finden. Im einzelnen werden die warmzeitlichen Aufschüttungen sehr verschieden weit heraufreichen. Man kann nicht annehmen, daß sie zu allen Zeiten gleich weit gingen.

Im Mündungsgebiet des Rheines sind weiter — genau wie im Mississippi-Gebiet — die marinen interglazialen Bildungen beteiligt, d. h. die Absätze des Eem- und Holstein-Meeres, sowie die der Icenian-Transgression (vgl. hierzu A. BROUWER 1956).

F o l g e r u n g e n . Kehren wir zum Mississippi zurück, so werden wir dort die Dinge genau so deuten müssen, wie dies am Rhein geschehen ist. Fisk betont zwar mit Recht, daß die Schichtenfolge im eigentlichen Deltagebiet mit den einzelnen Sandsockeln, denen jeweils die Tonaufgabe folgt, Aufschüttungen darstellen, die von einer Kaltzeit bis in eine Warmzeit gehen. Was sich aber weiter oberhalb als Terrasse heraushebt, das ist der eiszeitliche Sandsockel, während die interglazialen feinsandig-tonigen Bildungen auf das Mündungsgebiet beschränkt bleiben.

Dementsprechend müssen die Terrassen im Mississippi-Tal oberhalb des Mündungsgebietes als eiszeitlich, nicht als interglazial aufgefaßt werden.

Wir müssen also — und das wird für zahlreiche, wenn nicht alle Flußsysteme gelten —

³) Warmzeitliche (interglaziale) Aufschüttungen scheinen erst weiter südlich wieder aufzutreten. Hierher gehören die Hangenbietenener und Mauerer Sande im Oberrheingebiet, ferner ein Teil der Mosbacher Sande im Mainzer Becken. Sie setzen sich noch etwas in das Mittelrheintal fort, sind aber dann nicht mehr zu erkennen. Auch von Kärlich sind warmzeitliche Säuger aus der dortigen Hauptterrasse angegeben worden. Doch ist der genaue Fundhorizont nicht bekannt (Basis oder Oberfläche der Hauptterrasse?).

mit zwei Arten von Aufschüttungen rechnen: einer glazialen, die für den größten Teil des Flußbereiches gilt, und einer interglazialen, die im Wesentlichen auf den Mündungsraum beschränkt bleibt. In diesem, gelegentlich anscheinend auch in einem etwas höheren Bereich, kommt es zu Interferenzen zwischen den beiden Aufschüttungen, wie ich dies früher bereits darzulegen versucht habe (WOLDSTEDT 1952b, vgl. auch A. BROUWER 1955).

Tabelle 3

Vergleich der Mississippi- und Rhein-Terrassen oberhalb der Mündungsgebiete

Mississippi	Rhein	Alter
Prairie (Holloway-Prairie)	Niederterrasse	Würm (Wisconsin)
Montgomery (Eunice)	Untere Mittelterrasse	Riß (Illinoian)
Bentley (Oberlin)	Obere Mittelterrasse	Mindel (Kansan)
Williamina (Lissie)	Hauptterrasse	Günz (Nebraskan)
Citronelle ?	Oberterrasse	Donau ? („Preglacial“)

Tab. 3 zeigt einen Vergleich der Mississippi- und Rhein-Terrassen. Es wird dabei davon ausgegangen, daß die Prairie-Terrasse des Mississippi der (Älteren) Niederterrasse des Rheines entspricht. Es wäre möglich, daß die Sicily-Island-Terrasse des Mississippi der Jüngeren Niederterrasse des Rheins entsprechen könnte; doch ist das nur eine Vermutung, die einer Nachprüfung bedarf. Die geologische Stellung der älteren Rheinterrassen ist, wie oben ausgeführt wurde, heute weitgehend geklärt (vgl. auch die Zusammenfassung bei WOLDSTEDT 1958, S. 56, 61, 438). Trifft die hier vorgenommene Gleichstellung der Terrassen zu, so würde sich ein entsprechendes Alter für die Mississippi-Terrassen ergeben. Unsicher bleibt dabei die Stellung der Citronelle-Schichten, die möglicherweise doch noch älter sind.

Wie eingangs schon ausgeführt wurde, münden beide großen Flüsse in ein in ständiger Senkung begriffenes Gebiet. So kommt es zu den bekannten Terrassen-Kreuzungen oberhalb des eigentlichen Deltagebietes: unterhalb liegen die ältesten Aufschüttungen zutiefst, oberhalb steigen sie als Terrassen am raschesten an (vgl. die Profile bei DOERING 1958, Abb. 8 und 9).

Die Frage, wie weit die Absenkung im Deltagebiet tektonisch, wie weit sie isostatisch — durch Belastung mit Sedimenten — bedingt ist, soll hier nicht untersucht werden. Es sei lediglich erwähnt, daß der Betrag der Absenkung im Rheinmündungsgebiet (mit bis 600 m im Quartär) etwa halb so groß ist wie im Mississippi-Delta (mit etwa 1300 m).

In Abb. 3 ist ein schematisches Profil gezeichnet worden, in dem die interglazialen Meeresterrassen, wie sie in Georgia, Florida und Alabama entwickelt sind, in Beziehung gesetzt werden zu den entsprechenden Flächen im Mississippi-Delta. Diese sind, wie wir

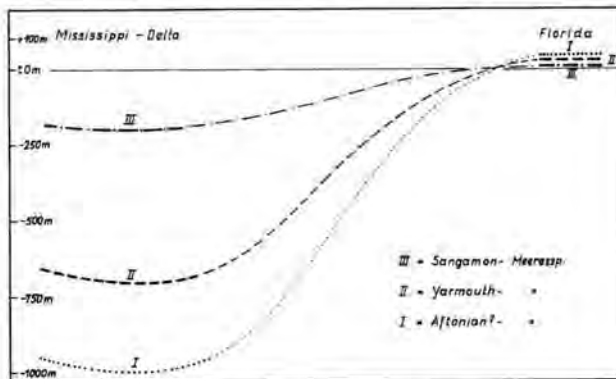


Abb. 3. Schematische Skizze, die Herabbiegung der interglazialen Meeresspiegel unter dem Mississippi-Delta verdeutlichend.

sahen, umso stärker abgesenkt, je älter sie sind. Nehmen wir für die Okefenokeefläche (vgl. WOLDSTEDT 1960) ein Aftonian-Alter an, so liegt die gleichaltrige interglaziale Fläche am äußersten Punkte des Mississippi-Deltas nach AKERS & HOLCK (1957, Taf. 1) in rund 1000 m unter dem Meeresspiegel. Die Wicomico-Fläche liegt in Florida und Alabama in rund 30 m ü.d.M., im Mississippi-Delta in rund 700 m unter d. M. usw. Im Prinzip haben wir also genau das gleiche Bild, wie ich es früher einmal für das Rhein-Delta gezeichnet habe (WOLDSTEDT 1952a).

Schriften-Nachweis

- AHRENS, W.: Die Trennung der „Niederterrasse“ am Mittel- und Niederrhein in einen diluvialen und einen alluvialen Teil auf Grund der Geröllführung. - Z. deutsch. geol. Ges. 82, S. 129-141, Berlin 1930.
- AKERS, W. H., & HOLCK, A. J. J.: Pleistocene beds near the edge of the continental shelf, Southeastern Louisiana. - Bull. geol. Soc. America 68, S. 983-992, 1957.
- BROUWER, A.: Thalassostatic Terraces and Pleistocene Chronology. - Leidse geol. Mededel. 20, S. 22-33, Leiden 1955. - Pleistocene Transgressions in the Rhine Delta. - Quaternaria 3, S. 83-90, Rom 1956.
- CHAMBERLIN, T. C., & SALISBURY, R. D.: Geology, Bd. III, New York 1906.
- DOERING, J. A.: Review of Quaternary surface formations of Gulf Coast region. - Bull. amer. Ass. Petr. Geol. 40, S. 1816-1862, Tulsa 1956. - Citronelle age problem. - Ibidem 42, S. 764-786, 1958.
- FISK, Harold N.: Loess and Quaternary Geology of the Lower Mississippi Valley. - J. Geol. 59, S. 333-356, Chicago 1951.
- FISK, H. N., & McFARLAN, E., Jr.: Late Quaternary Deltaic Deposits of the Mississippi River. - Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 62, S. 279-302, 1955.
- FRECHEN, Josef, & VAN DEN BOOM, Günter: Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4, Krefeld 1960 (im Druck).
- DE JONG, J. D.: Sedimentpetrographische Untersuchungen in Terrassenschottern im Gebiet zwischen Krefeld und Kleve. - Geol. en Mijnbouw (N.S.) 18, S. 389-394, 1956.
- KAISER, Karlheinz: Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. - Eisz. u. Geg. 9, S. 110-129, Öhringen 1958.
- LAWSON, A. C.: Mississippidelta - a study in isostasy. - Bull. geol. Soc. Amer. 53, S. 1231-1254, Washington 1942.
- LEIGHTON, M. M., & WILLMAN, H. B.: Itinerary of field conference. Late Cenozoic geology of Mississippi Valley, southeastern Iowa to central Louisiana. - Illinois Geol. Survey, Urbana 1949. - Loess formations of the Mississippi Valley. - J. Geol. 58, S. 559-623, Chicago 1950.
- NIETSCH, H.: Pollenanalytische Untersuchung auf der Niederterrasse bei Köln. - Z. deutsch. geol. Ges. 92, S. 350-364, Berlin 1940.
- PONS, L. J.: Het fluviatile Laagterras van Rijn en Maas. - Boor en Spade 7, S. 97-110, Utrecht 1954.
- POTTER, P. E.: Petrology and origin of the Lafayette gravel. - J. Geol. 63, S. 1-38, Chicago 1955.
- QUITZOW, H. W.: Die Terrassengliederung im niederrheinischen Tiefland. - Geol. en Mijnbouw (N.S.) 18, S. 357-373, 1956.
- REIN, Ulrich: Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland 1. - Eisz. u. Geg. 6, S. 16-24, Öhringen 1955.
- RUSSELL, R. J.: Quaternary history of Louisiana. - Bull. geol. Soc. Amer. 51, S. 1199-1234, 1940.
- STRINGFIELD, V. T., & LAMOREAUX, P. E.: Age of the Citronelle formation in Gulf Coastal Plain. - Bull. amer. Ass. Petrol. Geol. 41, S. 742-746, Tulsa 1957.
- STEEGER, Albert: Weitere Beobachtungen über das Vorkommen von Bimsstein in den jüngsten Rheinterrassen des unteren Niederrheins. - Geol. Jb. 69, S. 387-390, Hannover 1954.
- TROWBRIDGE, A. C.: Mississippi River and Gulf Coast terraces and sediments as related to Pleistocene history - a problem. - Bull. geol. Soc. Amer. 65, S. 793-812, 1954.
- WOLDSTEDT, Paul: Interglaziale Meereshochstände in Nordwest-Europa usw. - Eisz. u. Geg. 2, S. 5-12, Öhringen 1952 [1952a]. - Probleme der Terrassenbildung. - Ibidem, S. 36-44, Öhringen 1952 [1952b]. - Das Eiszeitalter, 2. Aufl., Bd. II, 438 S., Stuttgart (F. Enke) 1958. - Alte Strandlinien des Pleistozäns in Nordamerika und Europa. - Dieser Band, S. 12-19, 1960.

Mskr. eingeg. 15. 4. 1960

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Paul Woldstedt, Bonn, Argelanderstraße 118.

Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser¹⁾

VON GERD LÜTTIG, Hannover

Zusammenfassung. Es werden die Ergebnisse geologischer Kartierarbeiten im Holozän einzelner kleiner Ausschnitte des Flußgebietes der Weser mitgeteilt. Im Raum von Elze (Leine), Stolzenau (Weser) und Barenburg (Große Aue) (Abb. 1) ließ sich der holozäne Auelehm mindestens drei verschiedenen Sedimentationsperioden zuordnen. Die älteste Auelehm-Bildung beginnt in diesen Gebieten, den Gesetzmäßigkeiten der Flußterrassen-Bildung folgend, zu verschiedenen Zeiten und findet spätestens in der ersten Hälfte des Subatlantikum ihren Abschluß. Zwei jüngere Auelehme sind dagegen deutlich anthropogen und zeitlich um oder nach Beginn der Zeitrechnung, überwiegend nach Anfang des zweiten nachchristlichen Jahrtausends einzustufen.

Zweck dieser Mitteilung ist es, kartiertechnische Empfehlungen zum Ausdruck zu bringen. Erst wenn weitere Ausschnitte des Flußgebietes geologisch neu aufgenommen sind, wird man in der Lage sein, Ursachen und Bedeutung der mehrmaligen Auelehmsedimentation richtig zu verstehen.

Abstract. While making new geological maps of some parts of the Weser river area, the Holocene of this river and his affluents has been mapped. The flood loam („Hochflut- or Auelehm“) could be divided into at least three different formations. The sedimentation of the oldest flood loam begins in each area at different times, but usually it is at work in the second half of the Atlanticum, and ends at the beginning of the Subatlanticum. Two younger flood loams may, on the other side, be principally put into the time about 0 and after 1.000 A.D.

The author proposes new technical ideas for the geological mapping of the Holocene of river valleys. He thinks that only after having mapped some more parts of the Weser valley, it will become possible to get an idea about the cause and the significance of the repeated flood loam sedimentation.

A. Einleitung

Bei der Neuaufnahme geologischer Spezialkarten ist man, da die Karten für ingenieur-geologische, lagerstättenkundliche und hydrogeologische Zwecke in immer stärkerem Maße herangezogen werden, auch bei der Bearbeitung der Alluvionen unserer Flüsse um immer subtilere Unterscheidungen bemüht. Wenn man eine alte geologische Spezialkarte des Flußgebietes der Weser, auf der das Holozän des Flußtales noch mit einer einzigen Flächenfarbe oder Signatur dargestellt ist, mit einem neu aufgenommenen Blatt vergleicht, auf dem wenigstens die Petrographie der Talalluvionen genügend genau erfaßt ist, so wird man sich dieses Unterschiedes deutlich bewußt.

Die heutige Talauie ist ja niemals jenes einheitliche Gebilde, das sie nach Darstellung der alten Karten zu sein scheint. Jedes Luftbild zeigt schon, welche Menge von Altwasserarmen, Kiesinseln, Auskolkungen und ähnlichen bereits nach der Form unterscheidbaren Eigentümlichkeiten in einer Talauie stecken. Ein Streifzug durch Wiesen, Röhricht und Ufergestrüpp gibt einen Eindruck von der Vielgestaltigkeit des Talbodens, seiner Formenfülle im Kleinen, seiner Faziesvielfalt und -unterschiedlichkeit. Aber bereits die ersten zehn Handbohrungen, die der Kartierer in einem ihm geographisch neuen Gebiet abteuft, zeigen, daß auch der Inhalt außerordentlich stark variiert. Wollte er hier einen Schematismus walten lassen, wie ihn der Gedanke an die Wichtigkeit des Holozäns im stratigraphischen Sinne leicht mit sich bringt, so würde er seine Beobachtungsgabe absichtlich außer Funktion setzen müssen.

In den vergangenen Jahren sind vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung im Rahmen der Neuaufnahme einiger Blätter der Karte 1:25 000 auch kleine Teilgebiete des großen Areals der Alluvionen der Weser und ihrer Nebenflüsse kartiert worden. Bei der Aufnahme des Blattes Elze (Nr. 3824) zeigte sich im Jahre 1955/1956

¹⁾ Auszugsweise vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft und der Deutschen Quartärvereinigung vorgetragen am 6. 9. 1959 in Oldenburg i. Oldbg.

erstmalig eine Unterscheidbarkeit von Auelehmen. Als der Verfasser dann auf das nördliche Anschlußblatt Pattensen überging, dessen Aufnahme revidiert werden mußte, stellte sich heraus, daß die auf Blatt Elze angewandte Gliederung der Auelehme durchaus nicht von lokalem Charakter war. Deshalb richtete er bei der Neuaufnahme von Blatt Stolzenau (Nr. 3420), dessen Talgebiet dann von W. STRAUTZ kartiert wurde, das Augenmerk auf Möglichkeiten der Auelehmgliederung in diesem Gebiet, die W. STRAUTZ auch sehr bald bestätigte. Durch Bohr- und Aushubarbeiten für die Regulierung der Großen Aue wurde der Verfasser weiterhin auf einen Auelehm im Gebiet von Barenburg-Ströhen aufmerksam. Aus diesem Raum war bisher Auelehm überhaupt nicht bekannt. G. HORST wird mit dem Verfasser in absehbarer Zeit über die Einzelheiten der Flußgeschichte der Großen Aue gesondert berichten.

B. Beobachtungen im Raum Elze—Pattensen

Im Jahre 1956 herrschte im Gebiet der mittleren Leine ein außergewöhnlich starkes Sommerhochwasser. So sehr dieses Naturereignis die gerade im Gange befindlichen Aufnahmen im Nordtal bei Elze behinderte, so nützlich war es doch für die Gliederung der

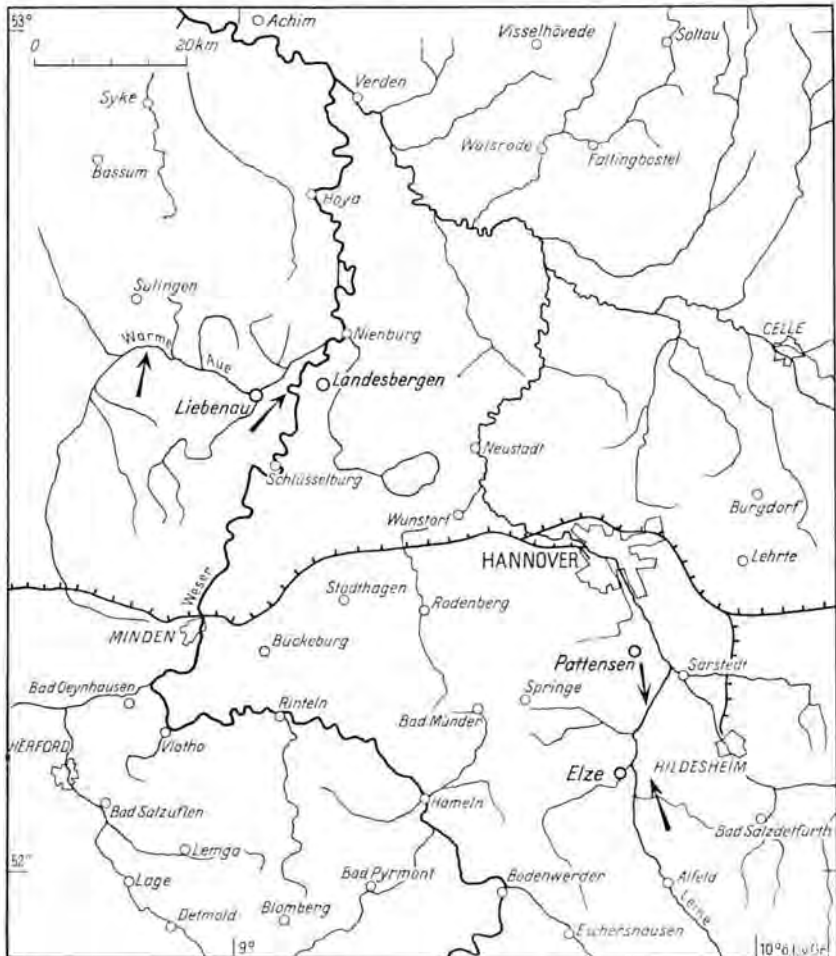


Abb. 1. Übersichtskarte, aus der die Lage der Arbeitsgebiete hervorgeht.

Leine-Alluvionen, den allmählichen Anstieg und das Zurückgehen des Hochwassers zu beobachten. Das Ausufer der Leine, die in trockenen Sommern sehr eng und tief in ihr Bett festgelegt zu sein scheint, wurde von einem Vollaufen alter Flußarme gefolgt. Merkwürdigerweise erfüllten sich jedoch nicht alle alten Arme sofort mit Wasser, sondern nur ein Teil derselben. Ging man der Sache auf den Grund, so stellte man fest, daß die später vollgelaufenen Arme zu einem System gehören, dessen Oberfläche bei Elze etwa 70—80 cm höher liegt als die Oberfläche der zuerst wassererfüllten Altwasserschlingen. Dort, wo zufällig alte Flußbetten beider Systeme aneinanderstoßen, streicht der Talboden des älteren Systems dadurch in die Luft aus, daß das jüngere Bett das alte unterschneidet.

Beide Systeme sind nun nicht nur in Rinnen ausgebildet, sondern auch flächenhaft zu verfolgen, wobei aber der Rinnencharakter bei dem jüngeren System überwiegt. Beide Systeme besitzen bei der Kartierung, d. h. — und das ist wichtig — auch im Bohrer unterscheidbare Sedimente. In den jüngeren Rinnen, die unter dem Begriff *Schulenburg-Niveau* (Kartiersymbol qh (3)), zu vereinen sind (LÜTTIG 1960a), liegt ein Auelehm, der rötlich hellbraun gefärbt ist. Seine Konsistenz ist locker, der Kalkgehalt relativ hoch. Es ist unverkennbar, daß dieses Sediment wesentlich von einer Lößumschwemmung herrührt.

Der ältere Auelehm (Kartiersymbol qh (2) = *Marienburg-Niveau*, LÜTTIG 1960a) ist hingegen hellgraubraun gefärbt, meist kalkfrei und entweder sandiger oder toniger als der qh (1)-Auelehm.

Beide Auelehme gehören einem besonderen Zyklus fluviatiler Sedimente an. Jeder Zyklus beginnt generell mit Kiesen, die allmählich in Sande übergehen; und die Sedimentation endet mit Hochflutlehmen. Selbstverständlich ist eine fazielle Vertretung der grobklastischen durch feinklastische Ablagerungen möglich, aber es ist unverkennbar, daß im liegenden Teil der qh (2)- und qh (3)-Ablagerungen die grobkörnigen Bildungen weit- aus häufiger sind als die feinklastischen.

Die Akkumulationen des Marienburg- und Schulenburg-Niveaus sind nun eingeschaltet in ältere, teils holozäne, teils präholozäne Ablagerungen. Das heißt, vor der Sedimentation beider Komplexe ist ein Zeitraum anzunehmen, währenddessen die Talauflage tiefergelegt wurde. Die Akkumulationszyklen des Marienburg- und Schulenburg-Niveaus stellen Unterbrechungen in einer seit dem Spätglazial allgemein vor sich gehenden Tiefenerosion dar. Die Oberfläche der Talauflage ist zwischen Ende der Akkumulation des Marienburg-Niveaus und Ende der Aufschüttung des Schulenburg-Niveaus bei Elze um ca. 70—80 cm tiefergelegt worden. Vor Beginn der Aufschüttung des Schulenburg-Komplexes wurden die Talsedimente in der Talmitte bis in maximal ca. 4 m unter der Oberfläche des Marienburg-Niveaus ausgeräumt.

Zu dieser Annahme kommt man deshalb, weil unter Auelehm der qh (3)-Stufe Kiese anstehen, die rinnenartig in ältere, d. h. auch qh (2)-Sedimente eingelassen sind.

In diesen Kiesen sind Ziegelsteingerölle nicht selten. Die Zusammensetzung der Kiese geht aus Abb. 2 hervor. Sie ist von der älteren (holozäner und jungpleistozäner) Kiese verschieden. Es ist wegen des Vorkommens von Ziegelsteingeröllen sicher, daß die Bildung des qh(3)-Kieses nach 1200 n. Chr. (Beginn der häufigen Verwendung von Ziegelsteinen, nicht nur im Sakralbau) — vermutlich nach 1400 n. Chr. — stattfand. Man wird die Sedimentation des qh(3)-Auelehms nach den bisher allgemein anerkannten siedlungsgeographischen Schlußfolgerungen in der Hauptsache mit den mittelalterlichen Rodungen in Zusammenhang bringen können. Die Bildung des qh(3)-Auelehms ist aber auch heute noch im Gange. Auch auf den älteren holozänen Stufen ist — auf der ältesten allerdings nur randlich und in engbegrenzten Gebieten — noch jetzt geringfügige Sedimentation von qh(3)-Auelehm möglich.

Die Sedimentation des Schulenburg-Komplexes begann nach den obenstehenden

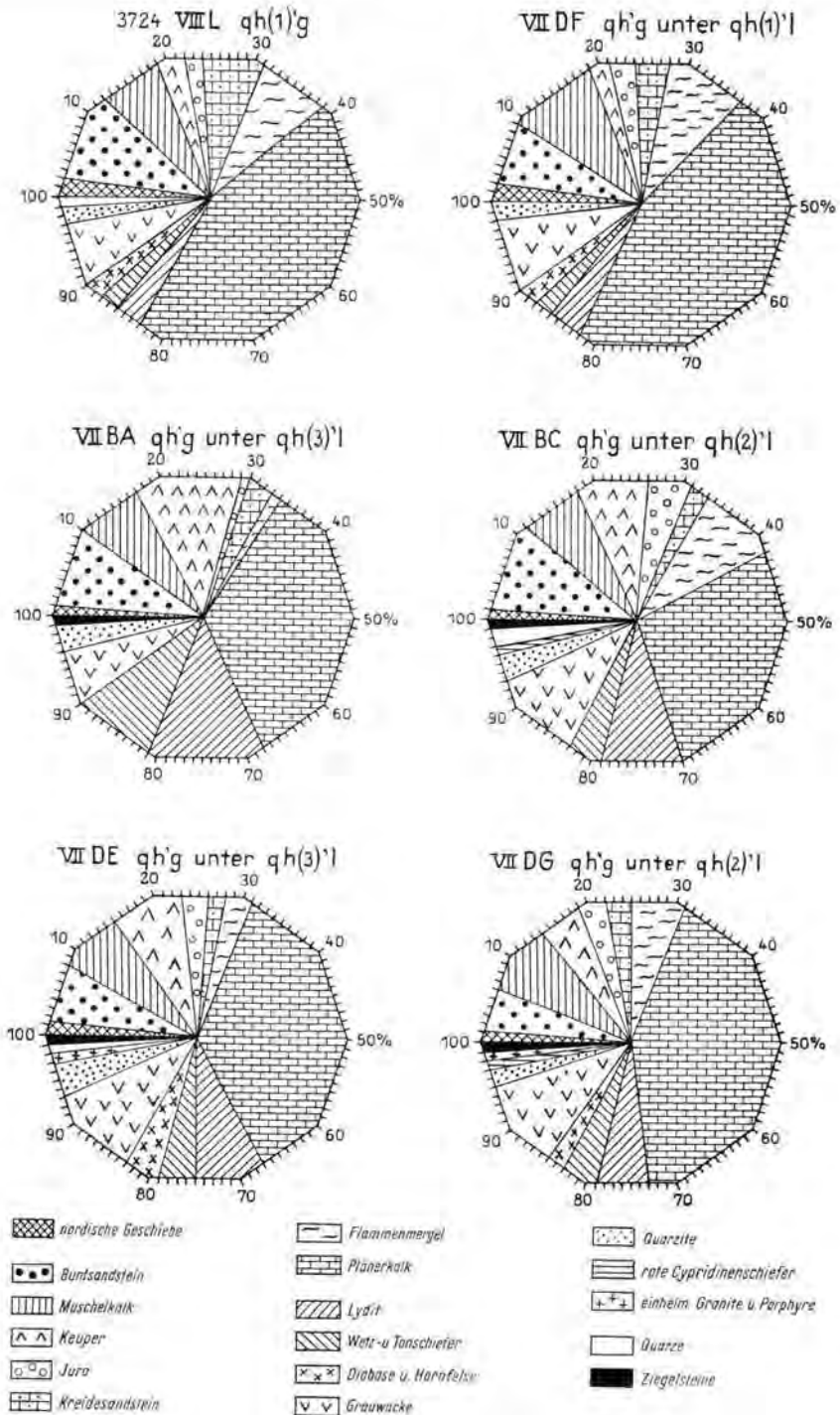


Abb. 2. Zusammensetzung von holozänen Kiesen im Raum von Elze, 3724 VIII L und VII DF = Kies des Elzer Komplexes. VII BC und VII DG = Kies des Marienburg-Komplexes. VII BA und VII DE = Kies des Schulenburger Komplexes.

Überlegungen wahrscheinlich um 1400 n. Chr. und dauert bis heute, wenngleich in wesentlich verminderter Intensität, an.

Nun zum Marienburg-Niveau (qh[2])! Sein Sedimentkörper ist z. T. ebenfalls eingelassen in noch holozäne Bildungen; die Akkumulationsperiode folgt auf einen Zeitraum mit (bei Elze) bis maximal 4 m in das voraufgegangene Holozän einschneidender Erosion. Zunächst wurden — wie auch beim Schulenburger Zyklus — vorwiegend Kiese abgelagert. Nach dem Hangenden nehmen Sande eine weite Verbreitung ein, und die Sedimentation schließt auch hier mit einem Auelehm ab. Dieser Auelehm enthält an seiner Basis humose Schluffe, die nach pollenanalytischer Untersuchung durch G. VON DER BRELIE, Krefeld, in die späte Eisenzeit bis ins frühe Mittelalter zu stellen sind. Wahrscheinlich ist die Einstufung in den jüngstmöglichen Abschnitt des obengenannten Zeitraumes die richtige, denn in den Kiesen der qh(2)-Stufe wurden — zwar nur an zwei Stellen (vgl. Diagramme in Abb. 2) — Ziegelsteingerölle gefunden. Die Bildung der qh(2)-Stufe dürfte deshalb im frühen Mittelalter abgeschlossen worden sein.

Bei Elze erhebt sich durchschnittlich 1,5 m über das Marienburg-Niveau eine ältere ebenfalls von Auelehm bedeckte Fläche, die Elzer Niveau = qh(1) genannt worden ist (LÜTTIG 1960a). Nördlich von Elze verliert diese holozäne Terrasse aus bereits an anderer Stelle (s. o.) erörterten Gründen rasch an Auenabstand, geht aber in der Gegend von Sarstedt wieder auf ein Niveau von 1—1,5 m über Talaue hinauf.

Zum Unterschied von den jungholozänen Niveaus ist das Elzer Niveau eine ausgesprochene Terrassenfläche. Rinnen und die sie begleitenden Uferwälle sind meist so stark verwischt, daß sie bei der Kartierung nicht mit der wünschenswerten Genauigkeit erfaßt werden konnten. Auch der Inhalt der qh(1)-Einheit ist etwas anders als der von qh(2) und (3).

Der Elzer Komplex beginnt mit Kiesen. Ihre Zusammensetzung ist etwas anders als die der Kiese von qh(2) und qh(3). Die Elzer Kiese enthalten mehr nordische Geschiebe, weniger Geschiebe des einheimischen Paläozoikums, mehr Plänerkalke, weniger Lydite, weniger Gerölle des Keupers als qh(2)'g und qh(3)'g. Es fällt insgesamt auf, daß gegen chemische Verwitterung widerständige Gerölltypen in stärkerem Maße in den jüngeren als in den qh(1)-Kiesen vorkommen. Man wird deshalb annehmen können, daß bei Sedimentation der Kiese a) noch mehr (kaltzeitliches) Niederterrassenmaterial aufzuarbeiten war, b) das Klima noch kühler, der Erosionsschutz durch die Vegetation noch geringer war als während der Bildung der jüngeren Kiese. Daraus resultiert, daß der Kies des Elzer Niveaus vor dem postglazialen Klimaoptimum abgelagert worden sein muß, eine Annahme, die mit den übrigen Beobachtungen sehr gut übereinstimmt. In bestimmten Gebieten lassen sich diese Kiese im Bohrer nicht von Erosionsresten des Niederterrassenkörpers unterscheiden. Beide Schotter sind aber stets stärker verlehmt als die qh(2)- und (3)-Kiese. Die zum Elzer Komplex gehörenden Sande sind im allgemeinen ebenfalls stärker verlehmt und von mehr rötlicher als hellbrauner Farbe. Der Auelehm selbst ist zäh tonig, stark vergleyt, trägt ausgesprochene und mächtige Bodenprofile (vergleyter brauner Aueboden bis verbraunter Gley), ist stets entkalkt und schwer zu durchbohren. Seine Farbe läßt sich am besten als rötlich mittelbraun bezeichnen (unter reduzierenden Bedingungen bräunlich blaugrau bis lederbraun). Seine Mächtigkeit beträgt bis zu 4 m. Er bildet ausgesprochene Sedimentdecken. Sein Verbreitungsgebiet wird — von später verbogenen Arealen abgesehen (vgl. LÜTTIG 1960a) — auch von schwersten Hochwässern nur am Rande überflutet.

Im Gebiet von Nordstemmen sind schwarzerdeähnliche Deckschichten der Niederterrasse in den Elzer Auelehm umgeschwemmt. Auf diesen Bodenhorizont wird noch näher eingegangen.

Nach Aussage mehrerer Pollenanalysen aus humosen Basisschichten und Einlagerungen in den qh(1)-Auelehm, die freundlicherweise von Herrn Dr. G. VON DER BRELIE, Krefeld, angefertigt wurden, hat die Bildung des Auelehms in der Pollenzone VI im Sinne von

FIRBAS (1949), dem älteren Abschnitt des „Atlantikums“, begonnen und bis in den Zeitraum der Pollenzone VIII (Subboreal) gedauert.

Um die Kenntnisse über die holozäne Flußgeschichte der Leine in diesem Raum abgerundet darzustellen, sollen noch einige kurze Ausführungen zur Niederterrasse gegeben werden. Ihr Auenabstand beträgt bei Elze etwa 2,5 bis 3,5 m. Eine Zweiteilung ist nicht zu beobachten. An der Basis finden sich grobe Kiese in einer Mächtigkeit von mehreren Metern. Diese Kiese gehen allmählich in rosafarbene Sande über, deren Korngröße infolge Beteiligung von Lößmaterial am Aufbau des Sedimentkörpers nach oben immer feiner wird. Der Niederterrassenkörper wird abgeschlossen von sandigem Lehm, der unterhalb der Bodenprofile rosa-mittelbraungrau gefärbt ist. Der Farbton dieses Hochflutlehms auf der Niederterrasse ist in Bohrungen unverkennbar und von eindringlicher Besonderheit.

In der Gegend von Nordstemmen, dort, wo der Niederterrassenkörper von jüngeren Abtragungsvorgängen verschont geblieben ist, trägt der Niederterrassen-Hochflutlehm den bereits oben erwähnten, bis zu 8 dm mächtigen fossilen Boden, der schwarzgrau gefärbt ist und in die Gruppe der Tschernoseme (degradiertes Tschernosem) zu stellen ist. Daß es sich um einen fossilen Boden handelt, wird aus folgendem deutlich:

a) Obwohl er auf benachbarte Sedimente, z. B. den Löß auf der Mittelterrasse, stellenweise auch auf Glaziärsedimente der Saaleeiszeit übergreift, findet er sich nie auf den holozänen Auelehmen, auch dann nicht, wie sie petrographisch dem Niederterrassenlehm gleichgeartet sind.

b) Der Boden zeigt deutlich Degradationserscheinungen.

c) Material dieses Bodens ist bei Nordstemmen stellenweise in die Auelehme umgeschwemmt, und zwar vor allem in den ältesten der drei Auelehme.

Daraus ist zu folgern, daß der fossile Boden älter ist als der älteste Auelehm (also älter als Pollenzone VI), jünger aber als der Decklehm der Niederterrasse.

Da der Niederterrassen-Decklehm in den Seitentälern in verschwemmten Löß übergeht, der nach Pollenanalysen und nach von H. O. GRAHLE untersuchten Molluskenfunden z. T. in das Spätglazial gestellt werden muß, ist die fossile schwarzerdeähnliche Bodenbildung in die Zeit zwischen Pollenzone III und VI (im Sinne von FIRBAS 1949) zu stellen. Da in dem durch Pollenzone IV repräsentierten Zeitraum, dem „Präboreal“, eine derartig intensive Bodenbildung noch nicht recht erklärbar ist, besitzt die Annahme, daß der fossile Boden im wesentlichen im „Boreal“ entstand, den größten Grad von Wahrscheinlichkeit.

Nach allen diesen Beobachtungen und Argumenten scheint nach Ansicht des Verfassers die Talgeschichte des Leinegebietes bei Elze-Nordstemmen seit der Weichsel-Vereisung etwa den folgenden Ablauf genommen zu haben:

1. Sedimentation der Basisschotter und der Sande der Niederterrasse in einem noch nicht näher definierten Abschnitt der Weichsel-Vereisung oder während eines früheren Zeitraumes, wahrscheinlich aber vor Ablagerung der Masse des Weichsel-Lösses.

2. Ablagerung des Niederterrassen-Decklehmes, petrofaziell — vor allem in den Seitentälern — vertreten durch Schwemmlöß, nach der Zeit stärkster Lößaufwehung, im wesentlichen im Spätglazial, aber auch noch zu Beginn des Holozäns.

3. Erosion, im wesentlichen Tiefenerosion im Haupttal, während dieser Zeit auf der Niederterrasse und deren Ufern Bildung eines schwarzerdeähnlichen Bodens. In der Talaue beginnende Schotterablagerung, etwa Boreal.

4. Aufschotterung der Kiese, später Sande des Elzer Niveaus, Boreal und Atlantikum, Pollenzone VI.

5. Vorwiegend Ablagerung feinklastischer Sedimente, zum Schluß vor allem von Auelehm (des Elzer Niveaus) ab Atlantikum, Pollenzone VI bis Subboreal (Pollenzone VIII).

6. Vorwiegend Erosion und Bodenbildung (braune Aue-Böden bis verbrauchte Gleye) auf dem Elzer Niveau und dessen Ufern während des Subboreals und Subatlantikums.

7. Akkumulation, vorwiegend von Kies und Sand, in später Eisenzeit und frühem Mittelalter übergehend in Auelehm-Ablagerung (Marienburg-Niveau).

8. Vorwiegend Erosion, schätzungsweise um 1200 bis 1400, Ablagerung nur von grobklastischen Talablagerungen.

9. Belegung der Auelehm-Akkumulation des Schulenburger Niveaus mit Maximum etwa um 1400 n. Chr. und danach.

C. Beobachtungen im Raum von Stolzenau—Liebenau (Weser)

Über die Ergebnisse der geologischen Erstaufnahme der Weseraue in diesem Gebiet hat W. STRAUTZ 1959 besonders berichtet. Es läßt sich hier die talgeschichtliche Entwicklung seit dem Beginn der Niederterrassen-Akkumulation wie folgt umreißen (teilweise in Anlehnung an einen internen Bericht des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung von W. STRAUTZ aus dem Jahre 1958):

1. Akkumulation von Kies und Sand zum Sedimentkörper der Niederterrasse.

Dieser Vorgang erfolgte ohne wesentliche Unterbrechung. STRAUTZ hat im mittleren Teil des Sedimentkörpers stellenweise feinerklastische Sedimente angetroffen; eine Zweiteilung des Terrassenkörpers würde jedoch den Verhältnissen Zwang antun. Im hangenden Teil schalten sich in zunehmendem Maße äolische Ablagerungen ein, aber es ist vorerst nicht klar, ob die fluviatile Phase durch eine äolische abgelöst wurde, ob beide Phasen durch einen längeren Zeitraum voneinander getrennt sind, oder ob zwei äolische — durch einen größeren Zeitraum getrennte — Phasen wirksam gewesen sind. Letztere Auffassung scheint dem Autor die wahrscheinlich richtige zu sein.

Das Alter des Niederterrassenkörpers läßt sich noch nicht genau angeben. Einige Beobachtungen sprechen dafür, daß die Sedimentation nicht — wie man bisher allgemein annahm — während des Höhepunktes der Weichsel-Eiszeit bereits abgeschlossen war, sondern bis zum Ende des Spätglazials weiterging.

2. Tiefenerosion zu Beginn des Holozäns, Herausmodellieren der morphologischen Niederterrasse.

3. Akkumulation von Kies und Sand in dem teils rinnenartig, teils flächenhaft erniedrigten Tal. Innerhalb des Kieses und Sandes findet man im ganzen Wesertal von der Porta bis Bremen zahlreiche Treibholzstämmen, überwiegend Eichen, untergeordnet Eschen, z. T. mit Wurzelballen. Dieses Treibholz scheint Auewäldern zu entstammen, die durch die Tätigkeit des Flusses dezimiert und deren Überbleibsel in den Kies eingebettet wurden. Da sich unter diesem Treibholz bisher nur Hölzer gefunden haben, die der Vegetation der Eichenmischwaldzeit angehören, kann der Kies nicht jünger sein als die Eichenmischwaldzeit. Man kann vorerst annehmen, daß die Ablagerung dieses qh(1)-Kieses etwa in den Pollenzonen IV bis VI stattfand.

4. Flächenhafte Auelehm-Akkumulation.

Über den qh(1)-Kies und Sand legt sich, durch allmählichen Übergang mit dem Kies und Sand verbunden, stellenweise nach Sedimentation fluviatil-limnischer Feinsande, ein rötlich-brauner, relativ toniger, zäher, kalkfreier Auelehm. Die Bodenprofile auf diesem Auelehm entsprechen dem Typ einer Braunen Vega. Qh(1)-Kies, -Sand und -Lehm lassen sich zu einem Zyklus verbinden. Die diesen Zyklus bedeckende Oberfläche nennen wir das Estorfer Niveau.

Da eindeutig auf die Basis dieses Niveaus zu beziehende Pollenanalysen noch nicht vorliegen, ist der Beginn der Sedimentation dieses Auelehms vorläufig nicht genau festlegbar. Die Sedimentation feinklastischer Sedimente in Rinnen beginnt bereits in der

Pollenzone V (nach von Dipl.-Landw. SCHNEEKLOTH, Hannover, angefertigten Pollenanalysen). Da das Estorfer Niveau nach STRAUTZ bereits in der frühen Eisenzeit besiedelt war, muß es bereits früher trocken gelegen haben. Als vorläufige Annahme kann man daher als Zeit für die Sedimentation des qh(1)-Auelehms die Pollenzonen V bis VII angeben.

5. Tiefenerosion im Haupttal.

Das Estorfer Niveau ist durch den Fluß alsbald wieder unterschritten und stellenweise ausgeräumt worden. Die Tiefe der Erosion kann nach den bisherigen Beobachtungen bis zu 5 m betragen haben. Der Zeitraum dieser Erosion läßt sich vorerst nur ungefähr angeben und dürfte etwa dem Beginn der Pollenzone IX entsprechen.

6. Fast gleichzeitig mit der Tiefenerosion oder bald darauf Kies-Ablagerung, nach oben in vorwiegende Sandablagerung übergehend. Der Kies enthält, wenngleich selten und nur im hangenden Teil Ziegelsteingerölle und andere, meist auf das frühe Mittelalter deutende „Kultur-Gerölle“. Dieser Kies erhält das Symbol qh(2)'g und wird mit dem hangenden Auelehm zu einem Zyklus zusammengefaßt. Die Oberfläche dieser Bildungen nenne ich das Markloher Niveau.

7. Sedimentation von Auelehm des Markloher Niveaus. Dieser Auelehm ist zum Unterschied vom Estorfer Niveau nur selten in Flächen, meist aber in Rinnen verbreitet, bzw. die Rinnen-Fazies ist stärker vertreten als die Flächenfazies.

Nach Beobachtungen von W. STRAUTZ (1959) bei der Grabung Wellie wurde Auelehm auf eisenzeitliche Siedlungen, die auf dem Estorfer Niveau angelegt waren, sedimentiert. Diese Siedlungen sind nach Scherbenfunden in die Zeit um 300 v. Chr. zu stellen. Bis zu diesem Zeitraum muß mithin in der betreffenden Gegend das Estorfer Niveau von größeren Hochwässern verschont geblieben sein. Den die Siedlungen bedeckenden Auelehm fasse ich als zum Markloher Niveau gehörig auf. Er transgrediert bei Landesbergen noch über die Ruinen der um 1300 zerstörten Lasseburg.

Die Höhendifferenz zwischen Estorfer und Markloher Niveau ist nicht bedeutend, jedenfalls geringer als die zwischen den vergleichbaren (nicht zeitgleichen!) Stufen im Leinegebiet. Sie mag im Mittel um 50 cm liegen; stellenweise ist aber ein gleitender Übergang festzustellen, und die Auelehme der beiden Niveaus sind dann nur petrographisch zu unterscheiden.

Beim Markloher Auelehm ist die vorherrschende Korngröße gröber als beim Estorfer, die Farbe geht stärker ins Graue. Zuweilen ist ein geringer Kalkgehalt festzustellen. Von intensiver Bodenbildung ist dieser Auelehm nicht betroffen; dies ist nicht verwunderlich, da bei sehr starken Hochwässern noch eine Überflutung des Markloher Niveaus stattfinden kann, die allerdings zu keiner wesentlichen erneuten Auelehmsedimentation führt.

8. Erneute Tiefenerosion.

Diese Erosionsphase läßt sich zeitlich noch nicht genau angeben. Sie muß etwa zwischen 1300 und 1600 n. Chr. liegen. Der Höchstbetrag der Tiefenerosion dürfte nach den Beobachtungen an der Staustufe Landesbergen um 4 m liegen.

9. Sedimentation vorwiegend von Kies und Sand.

Nach der unter 8. genannten Tiefenerosion, z. T. mit ihr, setzte erneut die Ablagerung von Kies und Sand ein. Im Gebiet von Thedinghausen fand der Verfasser 1953 in diesen Kiesen Faschinenreste; außerdem sind an anderen Stellen häufig Ziegelsteingerölle, Scherben und andere Gerätschaften gefunden worden, die ins späte Mittelalter zu stellen sind.

10. Ablagerung von Auelehm.

Der unter 9. genannte Kies und Sand geht nach oben — natürlich ist auch eine entsprechende seitliche Vertretung, wie sie auch bei den älteren Auelehmen vorkommen kann, möglich, allerdings niemals in stärkerem Ausmaß — in Auelehm über. Bei diesem, meist

noch deutliche Mengen Kalk enthaltenden, sandigen, humosen, meist hellbraunen Auelehm handelt es sich um das in zahlreichen Arbeiten bereits erwähnte Folgeprodukt der mittelalterlichen Rodung und der gegenwärtigen intensiven Ackerwirtschaft.

Die Oberfläche des unter 9. und 10. genannten Sedimentkörpers fasse ich unter der Bezeichnung *Stolzenauer Niveau* zusammen.

W. STRAUTZ unterschied bei der Kartierung auf Blatt Stolzenau neben dem $qh(3)1$, dem eigentlichen Auelehm des Stolzenauer Niveaus, zwei in den rezenten Rinnen der Weser liegende Auelehme, die aber m. E. mit $qh(3)1$ zusammengefaßt werden können. Damit wird zum Ausdruck gebracht, daß es sich bei der Sedimentation des Stolzenauer Auelehms um einen bis zur Gegenwart fortdauernden Vorgang handelt.

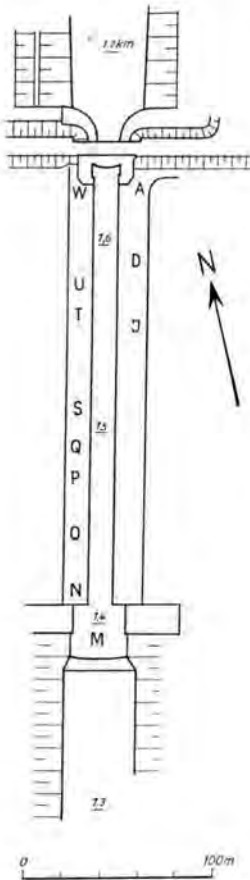


Abb. 3.
Lage der Profile in der Schleppzugschleuse
der Staustufe Landesbergen.

Nach dieser kurzen Beschreibung des Ablaufs der jungen Talgeschichte, wie er sich aufgrund der jüngsten Erkenntnisse rekonstruieren läßt, sei auf das Profil eingegangen, das beim Bau der Schleppzugschleuse Landesbergen aufgeschlossen war.

In einem anderen, die tieferen Schichten betreffenden Zusammenhang ist der Verfasser schon einmal auf dieses Profil eingegangen (LÜTTIG 1960b). Die Lage der Profile in der im Zusammenhang mit den Plänen der Mittelweser-Kanalisation errichteten Schleppzugschleuse geht aus der Skizze in Abb. 3 hervor.

Der in der Abb. 3 angegebene Stromkilometer 1,5 besitzt etwa die Rechts- und Hochwerte
 re 07746 h 26870
 (Blatt 3420, Stolzenau, 1 : 25 000).

Interessant ist die Nordostecke der Schleusenammer; dort war 1959 das folgende Profil A aufgeschlossen (vgl. LÜTTIG 1960b).

- rd. 1,5 m Auelehm des qh(2)-Komplexes
- rd. 1,8 m Auelehm-Sand-Wechselagerung
- rd. 3,5 m lichtockerfarbener, schrägschichteter ($\alpha=90^\circ$) Feinsand, wahrscheinlich Altwassersediment
 darunter Weserkies der Niederterrasse und Drenthe-Sedimente.

Der lichtockerfarbene Feinsand war in einzelnen Aufschlüssen nördlich der Schleppzugschleuse noch bis in eine Entfernung von ca. 300 m zu verfolgen, keilte aber nach Süden rasch aus. Demgegenüber ließ sich die Auelehm-Sand-Wechselagerung, die offensichtlich eine alte Flußrinne füllte, noch weiter im Süden beobachten. Am Punkte D (Abb. 3) wurden Proben für die pollenanalytische Untersuchung in folgendem Profil entnommen:

- 2,5 m rostgelber bis mittelgrauer - brauner Auelehm vom Markloher Typus
- 1,0 m stark humoser gebänderter Schluff (hieraus Proben d-e-f-g-h-i im Abstand von 20 cm; Probe d fällt mit der Basis des Schluffes zusammen), reichlich Vivianit enthaltend.

An der Oberfläche des Schluffes fand sich ein mit dem Beil bearbeiteter Eichenstamm.

Nach von Dr. G. HORST, Hannover, durchgeführten Pollenanalysen fand die Sedimentation des Schluffes in der durch die Pollenzone IX repräsentierten Zeit statt.

Südlich D war im Aufschlußteil J die Fortsetzung des Profiles D wie folgt zu beachten:

- 1,5 m rötlich gelbbrauner Auelehm des Markloher Niveaus
- 1,0 m rötlich ockerfarbener Mittelsand
- 1,0 m humoser Schluff
 darunter Weser-Grobkies der Niederterrasse und Drenthe-Glazialfluvialitil.

Der Südostteil des Aufschlusses ist für die vorliegende Fragestellung nicht von Interesse.

Im Südteil beim Punkt M waren

- 3,0 m rötlich graubrauner polyedrisch-prismatisch absondernder Auelehm des Markloher Komplexes
- 1,0 m lehmiger, holozäner Kies
- 4,0 m Niederterrassen-Mittelkies, darunter Drenthe-Glazialfluvialitil

zu beobachten. Die Mächtigkeit des Auelehms nahm — entsprechend dem Auskeilen der betreffenden Rinne — in nördlicher Richtung bis zum Punkte N auf 1 m rasch ab. Bei O war eine neue Rinne mit folgendem Niveau zu beobachten:

- 2,0 m Auelehm
- 2—3 m Auelehm-Sand-Wechselagerung mit zahlreichem Treibholz, rinnenförmig eingelagert in
- 3 m Weserkies.

Bei Q fanden sich an der Basis einer tiefen Rinne ca. 4,5 m unter Gelände mehrere lehmige Bänder in jüngerem Weserkies, in denen Faschinen lagen. Die Pfähle, mit denen die Faschinen befestigt waren, waren stark zugespitzt und angesengt. Ca. 1 m unter dieser Faschinenlage wurde eine Probe für die pollenanalytische Untersuchung entnommen, die nach G. HORST eine Datierung dieser Schicht in das ältere Subatlantikum (Zone IX) ergab.

Bei Punkt S war eine weitere Rinne zu beobachten; diese reichte 4 m in den Kies hinunter. Eine an der Basis entnommene Probe humosen Schluffes ist in die Pollenzone IX datiert worden.

Am Punkt T wurden folgende Schichten beobachtet:

- 2,0 m Auelehm-Sand-Wechselagerung
- 3,0 m Mittelsand (wie bei A), nach NNE transportiert, darin ca. 4 m unter Oberfläche ein großer Treibholzstamm.

Bei U war eine nur flache Rinne in den hellen Feinsanden im Hangenden des Weserkieses der Mittelterrasse ausgebildet, und folgendes Profil wurde notiert:

- | | |
|-------|---|
| 2,0 m | Auelehm, an der Basis mit Sand wechsellagernd |
| 2,5 m | Sand mit humosen, lehmigen Lagen, an der Basis darin Baumstämme, vor allem am Punkte W, mit Biberfraß und eine schneckenführende Lage, darunter Weserkies der Niederterrasse. |

Nach den Aufschlüssen an der Staustufe Landesbergen lassen sich demnach in Ergänzung der auf S. 45 gegebenen Übersicht die folgenden Phasen in der talgeschichtlichen Entwicklung feststellen:

- 1) Akkumulation der Niederterrasse: Weichsel-Vereisung (z. T. vielleicht noch später).
- 2) Tiefenerosion, Herausmodellierung der Niederterrasse, Beginn des Holozäns.
- 3) Grobklastische Akkumulation vorwiegend, Pollenzone IV bis V.
- 4) Flächenhafte Auelehm-Akkumulation, *E s t o r f e r K o m p l e x*, Pollenzone V bis VIII.
- 5) Tiefenerosion, Pollenzone VIII bis IX.
- 6) Akkumulation von vorwiegend Kies und Sand, Pollenzone VIII bis IX.
- 7) Ablagerung von Auelehm des *M a r k l o h e r K o m p l e x e s*, Pollenzone IX bis X.
- 8) Tiefenerosion, etwa Mittelalter.
- 9) Sedimentation vorwiegend von Sand und Kies, spätes Mittelalter.
- 10) Ablagerung von Auelehm des *S t o l z e n a u e r K o m p l e x e s*, frühe Neuzeit.

D. Auelehm im Flußgebiet der Großen Aue (westlich von Liebenau)

Im Unterlauf der Großen Aue, des südwestlich von Nienburg mündenden, die Moorgebiete bei Barenburg und Ströhen entwässernden linken Nebenflusses der Weser, war durch die bisherigen geologischen Aufnahmen Auelehm nicht nachgewiesen. Würde man der von MENSCHING (1951) an einigen Fällen bewiesenen Auffassung folgen, so dürfte die Aue, da Löß nur im obersten Laufstück von Nebenflüssen bei Lübbecke Wasser aus Lößgebieten einzieht, allenfalls in ihrem Oberlauf von auelehmähnlichen Sedimenten begleitet sein.

In der Tat fand sich nun bei Barenburg und Ströhen, d. h. bereits im unteren Teil des Mittellaufes, in mehreren Bohrungen, die im Auftrage der Neubaubteilung des Wasserwirtschaftsamtes Hannover, Außenstelle Sulingen, abgeteuft und dank dem Entgegenkommen dieser Behörde vom Verfasser bearbeitet werden konnten, Auelehm, allerdings in kleinen, linsenförmigen Verbreitungsgebieten (Größe durchschnittlich 250 m im Umkreis).

Dieser meist sehr stark eisenschüssige Auelehm lagert holozänen braunen Mittelsanden auf, die einem Akkumulationskörper angehören, der in den Niederterrassenkörper eingeschachtelt ist. An einigen Stellen, so nordöstlich von Hustedt und der Drellbrücke, wurde unter dem Auelehm Bruchwaldtorf gefunden, der nach pollenanalytischer Untersuchung durch Dr.-Ing. U. HORST (Bericht des N.L.f.B. Hannover vom 13. 2. 59) in das ältere Atlantikum zu stellen ist. Aus einer dem Auelehm selbst entnommenen Probe ließ sich ermitteln, daß die Auelehmsedimentation ebenfalls noch in das Atlantikum, und zwar in den jüngeren Abschnitt der Pollenzone VI im Sinne von FIRBAS (1949) gehört.

Über nähere Einzelheiten der Flußgeschichte der Gr. Aue werden U. HORST und der Verfasser in einer besonderen Publikation berichten.

E. Ergebnis

Die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen sind im beigefügten Schema der Abb. 4 dargestellt; der Betrachter wird gebeten, dieses Schema als erste Arbeitsunterlage zu betrachten.

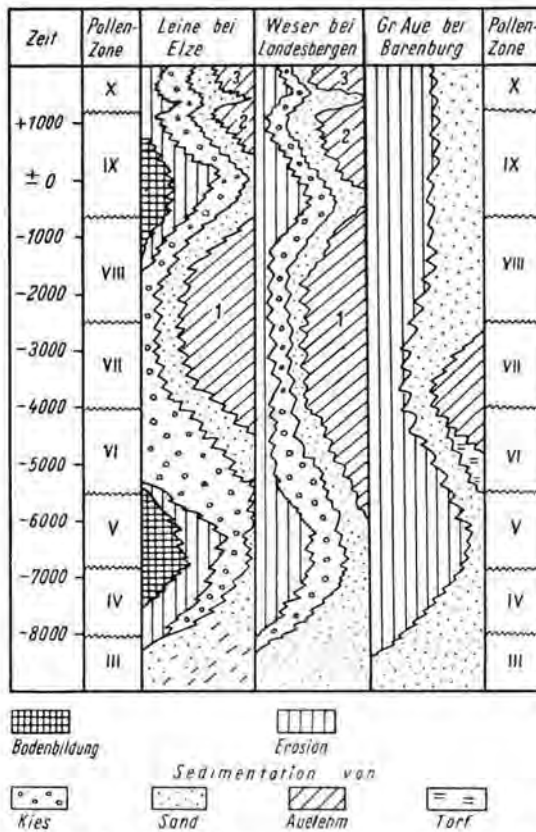


Abb. 4. Schema der spätglazialen und holozänen Talentwicklung an einigen Stellen des Flußgebietes der Weser.

Da die Arbeiten über die Auelehmgliederung noch in Fluß sind und die bisherigen Ergebnisse nur für einen sehr kleinen Teil des Flußgebietes gelten, hat der Verfasser es absichtlich unterlassen, auf die bisherigen zusammenfassenden Arbeiten einzugehen, da durch einen voreiligen Vergleich mit den Ergebnissen in anderen Gebieten nach seiner Ansicht mehr Schaden als Nutzen entstehen kann.

Schrifttum

- FIRBAS, Franz: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1. Allgemeine Waldgeschichte. Jena (Gustav Fischer) 1949.
- LÜTTIG, Gerd: Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raume Alfeld-Hameln-Elze. - Geol. Jb. 77, Hannover 1960 (1960a). - - Neue Interglazialvorkommen bei Liebenau a. d. Weser. - Geol. Jb. 77, Hannover 1960 (1960b).
- MENSCHING, Horst: Die Entstehung der Auelehmdecken in Nordwestdeutschland. - Proc. 3^d intern. Congr. Sedimentol.: 193-210, Groningen-Wageningen 1951.
- STRAUTZ, W.: Früheiszeitliche Siedlungsspuren in einem älteren Auelehm des Wesertales bei Wellie (Kreis Nienburg). - Die Kunde, Nieders. Landesverein f. Urgeschichte, Neue Folge, H. 1-2, Jg. 1959.

Manusk. eingeg. 2. 4. 1960.

Anschrift des Verf.: Dr. Gerd Lüttig, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstraße 1.

Vorschläge für eine geochronologische Gliederung des Holozäns in Europa

VON GERD LÜTTIG, Hannover

Mit 3 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Innerhalb des Holozäns sind die Grenzen der Untereinheiten dank der Fortschritte geochronologischer Methoden (Warven-Zählung, Dendrochronologie, C-14-Verfahren u. a.) bereits so genau festlegbar, daß es notwendig ist, eine Standardgliederung aufzustellen. Es wird vorgeschlagen, in einem engumgrenzten Bezugsraum auf biostratigraphischen Wege ermittelte Abschnittsgrenzen chronologisch zu fixieren (z. B. durch C 14), die lithostratigraphisch-biostratigraphischen Lokalgliederungen Europas auf demselben Wege chronologisch zu überprüfen und an das Bezugsschema anzuhängen. Als Gebiet für die Standardgliederung wird ein von der Nordsee zur Ostsee reichender Streifen der Jütischen Halbinsel vorgeschlagen, und zwar deshalb, weil man in diesem Gebiete den Zeitpunkt des Eintreffens biofazialer (waldgeschichtlicher) Abschnitte ermitteln und mit den Ereignissen im marinen Faziesbereich verknüpfen kann. Die Grenzen der Pollenzonen sollen hier auf chronologischem Wege festgelegt werden. Es erweist sich als notwendig, die Namen für die Unterabschnitte des Holozäns in Zukunft zweierlei Kategorien zuzuweisen:

- a) mit den Abschnitten der Standardgliederung zeitlich übereinstimmende Zeiträume,
- b) Untereinheiten des Holozäns, die auf der Basis lokaler litho- oder biostratigraphischer Unterscheidung stehen.

Für die Standardgliederung wird vorgeschlagen, die Grenzen wie folgt zu legen:

Beginn des Jungholozäns : Beginn Pollenzone des Subatlantikums

Beginn des Mittelholozäns : Beginn Pollenzone des Atlantikums

Beginn des Altholozäns : Beginn Pollenzone des Präboreals (jeweils im Bezugsraum).

Diese Einheiten werden unterteilt in mit neuen Termini zu belegenden Stufen; die Ausdrücke der BLYTT-SERNANDERSchen Theorie sind durch diese neue Stufen-Begriffe zu ersetzen.

Summary. Proposals for the time-stratigraphic subdivision of the Holocene in Europe. The progress in geochronology (varve-counting, dendrochronology, C 14-dating, etc.) makes an accurate delimitation of the sub-units of the Holocene possible. A standard division should be compiled. We propose to fix chronologically (e.g. by C 14) the boundaries of sections found through biostratigraphic methods, and to reexamine chronologically the local lithostratigraphic-biostratigraphic divisions of Europe and to add these to the reference scheme. For a standard subdivision, a part of southern Jutland is proposed because here, the dating of the beginning of each biostratigraphic (forest historical) section is possible. This scheme might then be linked with the events of the marine facies-region. The boundaries of the pollen zones should here be re-examined by chronological methods. The names of the sub-sections of the Holocene should in the future be applied as follows: a) to time-units coinciding in time with the sections of the standard-subdivision, b) to sub-units of the Holocene which are based on local litho- or biostratigraphic differences.

For the standard-subdivision, it is proposed to determine the boundaries as follows (each in the pollen diagrams of reference area):

Beginning of the Young Holocene - beginning of the pollen zone of the Sub-Atlanticum;

Beginning of the Middle Holocene - beginning of the pollen zone of the Atlanticum;

Beginning of the Old Holocene - beginning of the pollen zone of the Pre-Boreal.

New stage-notions should be substituted for the BLYTT-SERNANDER nomenclature.

1.

Es gibt kaum einen Abschnitt der Erdgeschichte, abgesehen vielleicht vom Präkambrium, in dem die Gliederung in stratigraphische Komplexe so wenig durch die feldmäßig erkennbare petrographische Verschiedenartigkeit seiner Gesteine profitiert, wie das Holozän. Lockergesteine sind fast alle seine Bildungen, im gleichen Faziesgebiet ähnlich in Textur, diagenetischem Zustand und Farbe, gering in der Mächtigkeit, stark in die Bodenbildung einbezogen. Emersionsperioden repräsentieren in manchen Gebieten große Teile

des Holozäns. Klare Einschnitte, die über größere Gebiete nachweisbar sind, sind zu vermissen. Dieses sind die Gründe, deretwegen klare stratigraphische Gliederungen für das Holozän fehlen oder nur für begrenzte Gebiete gelten. Diese Tatsache steht keinesfalls mit den wissenschaftlichen Notwendigkeiten im Einklang. Denn an datierbarem Inhalt findet sich in den Sedimenten des Holozäns die Fülle! Urgeschichtliche und frühgeschichtliche Funde, Ergebnisse der walddgeschichtlichen Forschung, Beobachtungen über die Entwicklung der Meere, Seen und Flüsse, Studien über die absolute Chronologie auf dem Wege über Warvenzählung, Dendrochronologie (= Biochronologie, E. H. DE GEER 1931) und C 14-Datierung haben sich in den letzten Jahren in geradezu beängstigendem Maße angehäuft.

Wir sind wegen der Vielzahl der wissenschaftlichen und praktischen Fragen, die an uns herangetragen werden, gezwungen, uns eine klare Vorstellung über die Abfolge erdgeschichtlicher Vorgänge und Ereignisse zu verschaffen. Dazu ist notwendig, mit stratigraphischen Begriffen zu operieren, die einleuchtend, sauber definiert und scharf umrissen sind. Der jetzige Zeitpunkt ist geeignet, ein allgemein verbindliches Schema aufzustellen. Warten wir länger damit, stürzt eine Flut von Daten über uns herein, die wir nicht zu ordnen vermögen.

2.

Für die Einteilung der Formationen und Abteilungen vor dem Holozän und nach dem Präkambrium sind die Prinzipien der Biostratigraphie in Anwendung. Die über das Holozän bekannten Altersdaten sind, dem jugendlichen Alter der betreffenden Bildungen entsprechend, wesentlich genauer als die verhältnismäßig groben Daten, die die Biostratigraphie für die älteren Formationen zu liefern vermag. Sie sind so genau, daß man die Ansicht vertreten könnte, daß das Holozän *chronologisch* gegliedert werden sollte. Man könnte z. B. daran denken, die Zahlen unserer Zeitrechnung in Anwendung zu bringen. Das ist aber aus verschiedenen Gründen nicht möglich. Die Stratigraphie hat vor allem die Belange der geologischen Kartographie zu berücksichtigen. Wir müssen daher bei unseren Einteilungsprinzipien auf das auf der Karte Darstellbare Rücksicht nehmen. Darstellbar aber sind im allgemeinen Bildungen verschiedener oder gleicher, aber durch erdgeschichtliche Ereignisse (z. B. Transgressionen, Regressionen, Talvertiefung usw.) voneinander abgesetzte Petro- oder Biofazies. Es ist auch möglich, durch eine Chronologie nach Jahrtausenden und Jahrhunderten die für die genetische Erklärung erdgeschichtlicher Vorgänge wesentlichen Punkte sowie die — stratigraphisch gesehen — eigentümlichen, voneinander unterscheidbaren Epochen herauszuschälen. Würden wir eine Trennung des Holozäns in die einzelnen Jahrtausende vornehmen und diese zu Unterabschnitten des Holozäns machen, so würden wir in stratigraphisch einheitlich zu bewertende Zeiträume, wie z. B. das „Atlantikum“, ganz unsinnige Grenzen legen. Die Stratigraphie hat Grenzen zwischen den Abschnitten der Erdgeschichte zu wählen, die sich durch geologische Vorgänge und Ereignisse auszeichnen, die in Aufbau, Verbreitung und Lagerung der geologischen Schichten zu erkennen sind.

Eine Chronologie im Sinne der Historik ist also nicht anwendbar. Das soll nicht heißen, daß die wie bisher üblichen bio- bis lithostratigraphischen Festlegungen nicht auf dem Wege über die Chronostratigraphie zeitlich genauer als bisher fixiert werden könnten.

Die Zeit ist jetzt reif, es auf einen Versuch ankommen zu lassen. Was wir suchen, ist eine Biostratigraphie oder Biofazies-Abfolge, die chronologisch überprüft ist. Das heißt, wir sollten auf biostratigraphischem Wege das Holozän gliedern und die Grenzen der Abschnitte für ein bestimmtes Gebiet, welches Bezugsfläche für andere Gebiete ist, chronologisch festlegen, danach überprüfen, ob die Grenzen derselben oder ähnlicher biostratigraphischer oder biofazieller Einheiten in anderen Gebieten in denselben Zeitpunkt fallen oder an verschiedenen chronologischen Punkten liegen.

Absichtlich wird in dieser Abhandlung unter Bezugnahme auf den Aufsatz von O. SERTZ (1958) der Ausdruck Chronostratigraphie vermieden, obwohl eine relativ klare Definition dieses Begriffes vorliegt. Nach Auffassung des genannten Autors sind aber die Methoden, deren man sich im Sinne von HEDBERG (1958) bei der Aufstellung sogenannter chronostratigraphischer Einheiten bedient, derart stark der Lithostratigraphie und Biostratigraphie entlehnt, daß man an der Berechtigung einer Chronostratigraphie zweifeln kann, jedenfalls soweit man sich der HEDBERGSchen Verfahren bedient. Trotz der von HEDBERG in brauchbarer Weise gegebenen Definition ist es m.E. besser, bis zur Klärung der chronostratigraphischen Methodik, vor allem in den älteren Formationen, von einer geochronologischen statt einer chronostratigraphischen Gliederung zu sprechen.

Aus den Darlegungen von HEDBERG (1958) wird, soweit sie das Präquartär betreffen, deutlich, daß sich die Chronostratigraphie vorläufig auf dem Umwege über Litho- und Biostratigraphie zu den erdgeschichtlich bedeutsamen Marken, — das sind die kurzzeitige Ereignisse abbildenden, weltweit feststellbaren Horizonte — vorzutasten gezwungen ist (diese Unzulänglichkeit ist es, die die Kritik durch O. SERTZ heraufbeschworen hat). Im Quartär hingegen, speziell im Holozän, besitzen wir dank den Arbeiten auf dem Gebiete der Warvenzählung, der Biochronologie (=Dendrochronologie) und der C¹⁴-Datierung eine größere Anzahl relativ genauer Zeitangaben, mit Hilfe welcher wir eine geochronologische Ordnung in Einheiten verschiedener Bio- und Lithofazies zu bringen vermögen. Diese exakten Daten in einem Archiv für Geochronologie des Holozäns zu sammeln, ist die erste Notwendigkeit, die der Verwirklichung harret. Es sollte m. E. möglich sein, ein Institut für die Durchführung dieser Aufgabe zu gewinnen, zumal da eine Reihe von Forschern (E. H. DE GEER 1954, 1955, 1957, H. GROSS 1957, 1958, 1959, und andere) bereits seit Jahren Ergebnisse geochronologischer Forschung sammelt

3.

Auch für das Holozän besteht die Notwendigkeit einer Gliederung in einzelne Abschnitte. Entsprechend den im Pleistozän geübten Verfahren sollten wir zwischen Alt-, Mittel- und Jungholozän unterscheiden. Eine einheitliche Regelung für den Gebrauch dieser Unterabteilungen steht noch aus.

Für das Pleistozän besteht bis heute noch keine einheitliche Festlegung der Grenzen der einzelnen Abschnitte (letzter Vorschlag bei P. WOLDSTEDT 1958). Dieses Beispiel lehrt, daß eine internationale Festlegung beizeiten vorgenommen werden sollte. In Abb. 1 ist eine Reihe von Gliederungsversuchen für das nordwest-, ost- und mitteleuropäische Holozän wiedergegeben. Aus dieser Aufstellung wird folgendes ersichtlich:

a) Als Beginn des Holozäns wird in den neueren Arbeiten meist der Beginn des Präboreal genannten Abschnittes der postglazialen Klima- und Vegetationsgeschichte gewählt. Das skandinavische Beispiel, das Holozän mit dem Jahre 0 der Warwenchronologie beginnen zu lassen, wird von den mitteleuropäischen Forschern gegenwärtig im allgemeinen nicht mehr befolgt, obwohl der Vorschlag, die Grenze Pleistozän/Holozän dem Jahre der Bipartition gleichzusetzen, welches in sehr großen Zügen dem Beginn der postglazialen Wärmezeit entsprechen dürfte, manches für sich hat.

Der Verfasser hat z. B. in einer unlängst erschienenen Arbeit über die Notwendigkeit nomenklatorischer Fixierungen in den Unterabschnitten des Pleistozäns glaziärer Fazies vorgeschlagen, die Grenze zwischen Glazial und Interglazial an den Zeitpunkt zu legen, an dem eine Eisrandentfernung/Zeit-Kurve des betreffenden Zeitabschnittes ihren Drehsinn ändert (LÜTTIG 1958). Geht man so in dem Zeitraum zwischen Weichselvereisung und „Postglazial“ Nordeuropas vor, so liegt dieser Punkt dem Jahre 0 der skandinavischen Geochronologie genähert, während der Beginn des „Präboreals“ sich mehr auf dem glazialen Ast der Vereisungskurve befindet.

b) Eine Trennung in Alt-, Mittel- und Jungholozän geht aus der Übersicht der Abb. 1 als praktische Maßnahme hervor.

c) Die Grenzen der Unterabteilungen sind im allgemeinen den Grenzen der Pollenzonen angelehnt.

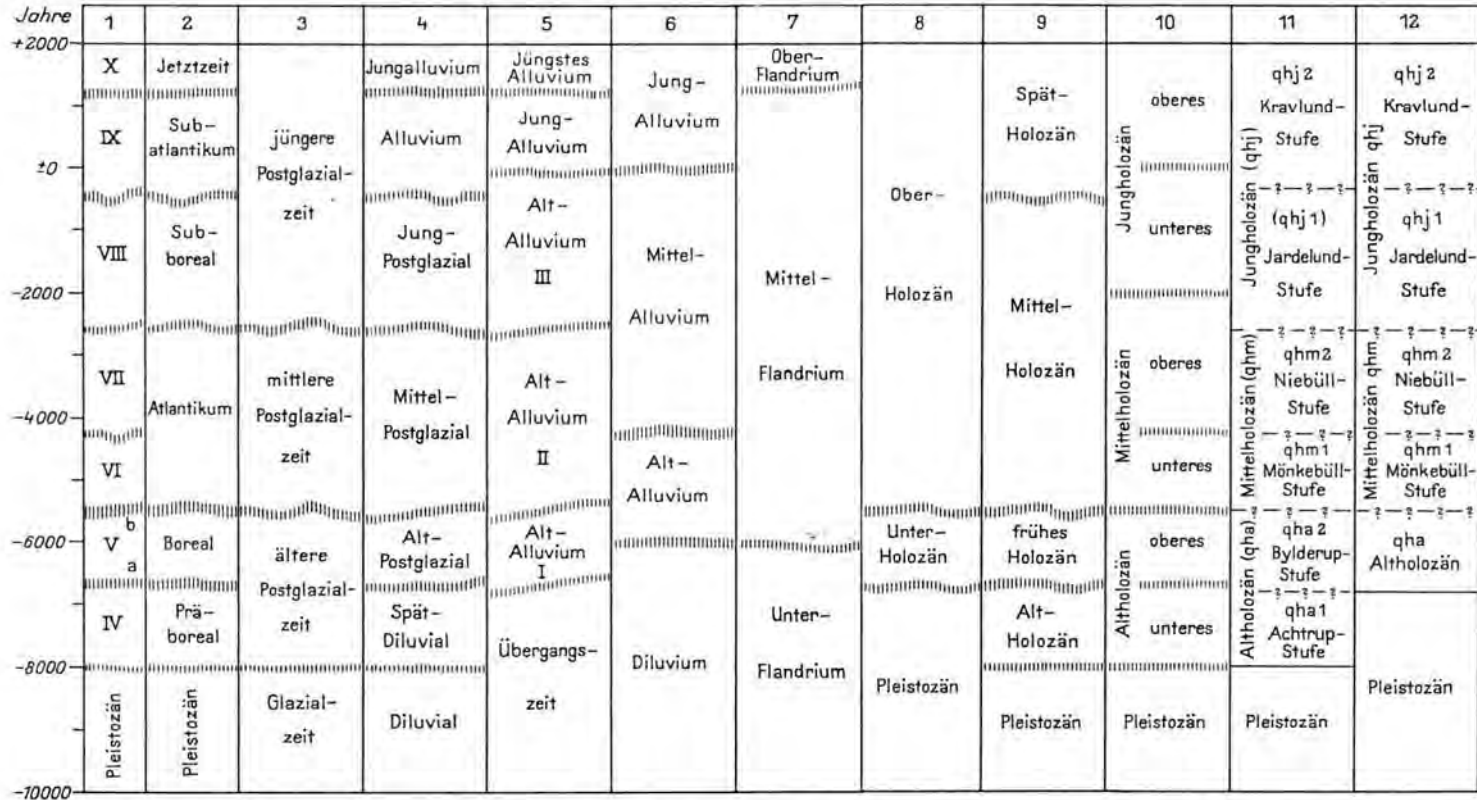


Abb. 1. Einige der Gliederungsversuche für das nordwest-, mittel- und osteuropäische Holozän. 1 = FIRBAS-Pollenzonen; 2 = BLYTT-SERNANDER-Phasen; 3 = WAHNSCHAFFE (1909); 4 = VON BÜLOW (1927b); 5 = VON BÜLOW (1930); 6 = DITTMER (1938, 1940); 7 = TAFFER (1940); 8 = TAVERNIER (1943); 9 = NEISTADT (1953); 10 = DECHEND (1956); 11 = Alternativ-Vorschlag A des Verfassers; 12 = Alternativ-Vorschlag B des Verfassers.

d) Die am meisten benutzte Grenze ist die Grenze zwischen „Boreal“ und „Atlantikum“, die man sich freilich nicht als klare Linie, sondern als verschwommene und in den einzelnen Gebieten an verschiedener Stelle liegende Grenzregion vorstellen muß.

In die Aufstellung der Abb. 1 sind zwei Alternativ-Vorschläge des Autors eingetragen, über die noch im einzelnen zu reden sein wird.

4.

Wir kommen nun zu den Möglichkeiten der Festlegung der Unterabteilungen und Stufen des Holozäns. Entsprechend dem im Präquartär geübten Vorgehen würde es sich empfehlen, die Gliederung nach biostratigraphischen Gesichtspunkten durchzuführen. Allein — und um es vorwegzunehmen — das Holozän ist zu kurz, als daß wir entwicklungsgeschichtliche Marken von stratigraphischer Bedeutung in ihm erwarten und entdecken könnten.

Es hat nicht an Versuchen gefehlt, die Gliederung auf paläozoologischer Basis vorzunehmen. Man denke an die Geschichte der Ostsee, an die Yoldia-Litorina-Limnaea-Mya-Zeitabfolge, man erinnere sich an die Molluskengliederung MENZELS (1911) und JOHANSSENS (1904) gleichlaufende Versuche.

Wie die Ostsee-Stratigraphie außerhalb ihres Anwendungsgebietes jede Bedeutung verliert, so ist auch die malakozoologische Gliederung nur in einem beschränkten Raume anwendbar. Wir haben es auch hier nicht mit einer echten Biostratigraphie zu tun, sondern mit einer Abfolge verschiedener Biofazies.

5.

Dasselbe gilt, wenngleich in geringerem Maße, für die Vegetationsgeschichte. Die paläobotanische Forschung ist bereits sehr früh über den Punkt hinausgelangt, an dem sie eine an zwei verschiedenen Punkten festgestellte Sukzession wie z. B. Birkenzeit - Kieferzeit - Haselzeit - Eschenzeit - Buchenzeit - Kieferzeit für zeitgleich hielt (vgl. ANDERSSON 1906). Schon in den zwanziger Jahren dieses Jahrhunderts erschienen die ersten Wald-Fazieskarten (Isopollenkarten) für denselben Zeitabschnitt (L. von POST 1924), und diese Karten sind in der Folgezeit wesentlich vervollständigt und verfeinert worden (z. B. FIRBAS 1935, BERTSCH 1949).

Trotz dieser Verbesserungen beinhalten aber alle diese Biofazieskarten einen Unsicherheitsfaktor. Wenn z. B. für einen bestimmten Zeitabschnitt, wie z. B. in Abb. 2, für das „Präboreal“ ein Kieferngebiet mit klarer Grenze gegen ein Birken-Kieferngebiet abgegrenzt ist, so muß man dabei bedenken, daß

a) der Beweis, daß die zur Grenzziehung herangezogenen Pollenspektren streng gleichalt sind, oft nicht erbracht werden kann,

b) der betreffende Zeitabschnitt, für den die Darstellung gelten soll, schätzungsweise 1500 Jahre umfaßt, mithin

c) die gezeichnete Grenze nicht eine für einen Augenblick des „Präboreals“ geltende Linie, sondern einen Mittelwert darstellt, um den herum die Grenze der Waldgebiete fluktuiert hat.

Man würde also nur dann exakt vorgehen, wenn man eine „Pollen-Fazies-Karte“ (z. B. für das Jahr 7500 v. Chr.) entwirft, und erst, wenn wir in der Lage sind, eine Reihe derartiger Karten aufzuzeichnen, werden wir über die Vegetationsgeschichte des Holozäns ein völlig klares Bild bekommen.

Abb. 2 stellt in einem Versuch zu einer solchen geochronologischen Pollen-Fazies-Karte die Zusammensetzung der Wälder um die Mitte der Pollenzone IV (im Sinne von FIRBAS, „Präboreal“) dar. In Anbetracht der Tatsache, daß die dieser Karte zugrundeliegenden Darstellungen sehr ungleichwertig sind und selbst auf oft ungenügenden Unterlagen aufbauen, kann Abb. 2 freilich nicht mehr als den Anspruch auf eine arbeitshypothetische Skizze erheben.

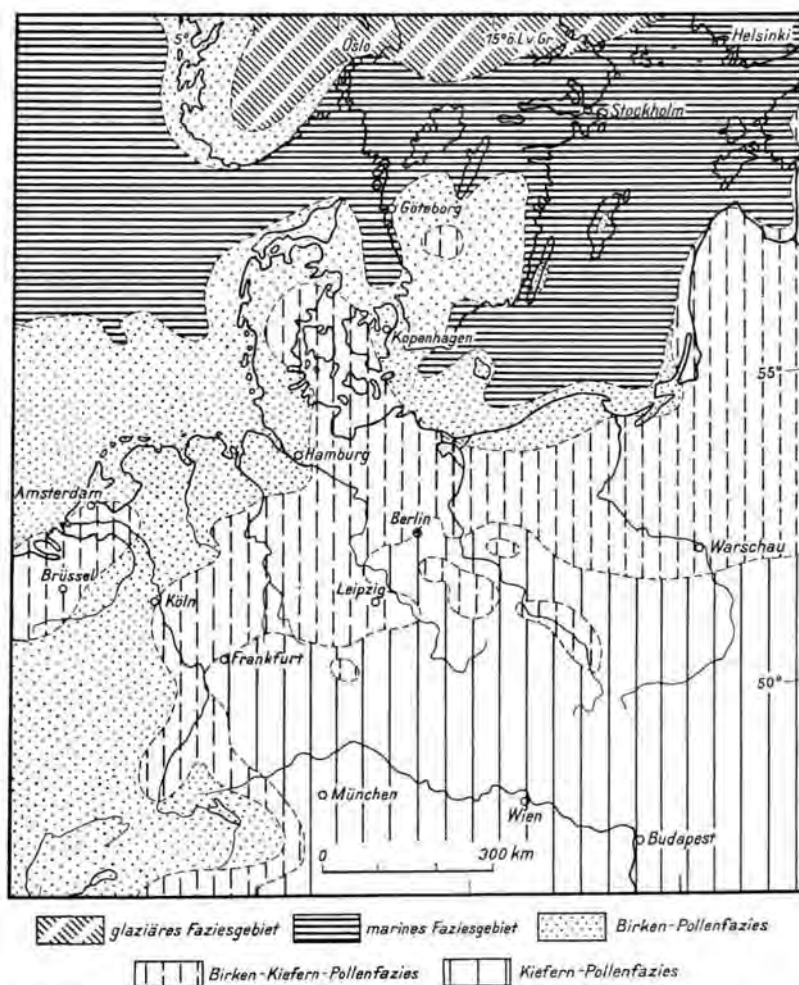


Abb. 2. Pollen-Fazieskarte für die Mitte der Pollenzone IV („Präboreal“) im Sinne von FIRBAS. Man erkennt, daß die „Birkenzeit“ bestimmter Gebiete ident ist mit der „Kiefernzeit“ anderer Areale. Entworfen unter Verwendung von Unterlagen von LUNDQVIST & GRANLUND (1957), SAURAMO (1941), RUDOLPH (1930), NILSSON (1935), FIRBAS (1935, 1949), WELTEN (1944), GROSCHOFF (1936), STARK & OVERBECK (1929b), BERTSCH (1949) und anderen.

Verschiedentlich hat man sich damit zu helfen versucht, daß man die — wie man meinte — rasch vor sich gehende Ausbreitung bestimmter Pflanzen, die sich in einem Maximum in den pollenstatistischen Kurven kundtut, als Zonen-Korrelator benutzte. Aber auch diese Pollenkurven-Maxima sind im streng chronologischen Sinne nicht gleichalt, ja sie können, wie das Beispiel der Hasel zeigt, ziemlich verschieden im Alter sein (vgl. FIRBAS 1935). Sinngemäß das gleiche gilt für die Beginne geschlossener Pollen-Kurven (z. B. der geschlossenen Buchen-Kurve).

Wir fassen die Darlegungen von Kapitel 5 zusammen: Die Vegetationsgeschichte ist zwar — sinnvoll angewandt — die für die Holozänstratigraphie wertvollste Stütze, eine Gleichaltrigkeit der einzelnen Wald-Fazies-Zonen ist jedoch nicht vorhanden oder bloß in großen Zügen gegeben. Auch die Vegetationsgeschichte ist daher eine Biofazies-Gliederung und streng geochronologisch gesehen nur bedingt brauchbar.

6.

Bei Uneingeweihten erweckt es oft den Anschein, als ob, wenn man anstelle der aufeinanderfolgenden Pollenzonen die Abschnitte der BLYTT-SERNANDERSchen Spät- und Postglazial-Gliederung aufreißt, alle die geochronologischen Schwierigkeiten, die wir unter Kapitel 5 erörtert haben, aus dem Wege geräumt wären. Mit anderen Worten: Man glaubt oft, daß es sich bei Begriffen wie Präboreal, Boreal, Atlantikum usf. um genau fixierte Zeitabschnitte handele. Dieser Schluß ist aber, da diese Ausdrücke Abschnitte einer von den genannten Forschern postulierten Klimageschichte betreffen, ebenso falsch, wie deren Vorstellungen über den Ablauf der Klimaentwicklung nach der Weichsel-Eiszeit überholt sind.

Es ist deshalb notwendig, die mit falschen Vorstellungen behafteten Begriffe Präboreal, Boreal, Atlantikum, Subboreal und Subatlantikum nicht mehr zu verwenden, auch nicht, wenn man sich darunter lediglich Zeitabschnitte des Holozäns vorstellt (wie das C. A. WEBER 1911, 1926; H. A. WEBER 1918; SANDEGREN 1921; GAMS 1927 und andere getan haben). Würde man das tun, so ginge man unlogisch vor; es würde doch auch niemand einen Ausdruck wie X-Eiszeit weiter verwenden, wenn sich herausstellte, daß während der Zeit X gar keine Vereisung bestand.

7.

FIRBAS (1936, 1949) hat die BLYTT-SERNANDER-Begriffe durch die Ausdrücke Vorwärmezeit, frühe Wärmezeit, mittlere Wärmezeit, späte Wärmezeit, Nachwärmezeit zu ersetzen versucht. Aus seiner „Waldgeschichte“ (1949, S. 92) geht hervor, daß es nicht leicht gefallen ist, „etwas Besseres“ an die Stelle der BLYTT-SERNANDER-Begriffe zu setzen. Auch FIRBAS kam (wie bereits HOOPS 1905) zu dem naheliegenden Schluß, daß dafür waldgeschichtliche Bezeichnungen nicht geeignet seien. Ich bin aber der Ansicht, daß auch die von FIRBAS vorgeschlagenen klimageschichtlichen Bezeichnungen, wengleich sie die Klimaentwicklung Mitteleuropas nach der Weichselvereisung gut widerspiegeln, nicht gut geeignet sind. Begriffe der Paläoklimatologie sind nun einmal für geologische Gliederungen ungünstig, weil in jedem Zeitraum der Erdgeschichte verschiedene Klimafazies bestanden und „kalt“ und „warm“ relative Bezeichnungen sind. Außerdem sind Ausdrücke wie „mittlere Wärmezeit“ sprachlich nicht glücklich gewählt, weshalb sie in das internationale Schrifttum auch keinen Eingang gefunden haben. Auch die FIRBASschen Bezeichnungen sind, da sie auf eine Klima-Fazies-Abfolge Bezug nehmen, nicht für die geochronologische Gliederung des Holozäns geeignet.

8.

Es bieten sich die Gliederungen der Ur- und Frühgeschichte an. Es bedarf nur weniger Worte, um deutlich zu machen, daß auch sie für den Gebrauch im geochronologischen Sinne nicht geeignet sind. Bedenken wir doch, daß heute, in einer Zeit also, in der die Berührungsmöglichkeiten zwischen einzelnen Kulturen nicht mehr wesentlich vergrößert werden können, nebeneinander Völker der Eisenzeit und des Neolithikums leben. Wie groß muß also die Zeit gewesen sein, die verfloß, als die Erfindung z. B. der Bronze sich vom Wohngebiet der Erfinder bis in den entferntesten Winkel unseres Kontinents praktisch bemerkbar machte (falls es ein derartiges Entstehungszentrum gegeben hat)! Man wird mir entgegen, daß die Ausbreitung eines neue Kulturen erwachsen lassenden Gerätetyps relativ rasch gegangen sei, und daß die Urgeschichte daher in der Lage sei, die Chronologie ihrer holozänen Kulturabfolgen sehr fein zu gliedern.

Ich entgegne diesen Einwänden folgendes:

1. Es gibt heute — wenn wir die Menschheit als eine besondere Einheit im System der Biofazies betrachten wollen — Biofazies-Gruppen unter uns, die im Besitz einer Reihe von Geräten, z. T. furchtbarer Wirkung, sind, während andere biofazielle Gruppen wohl

auch in 100 Jahren nicht in den Besitz dieser Geräte gelangen werden. Ich kann mir deshalb nicht vorstellen, daß ein positiver Erfahrungsaustausch zwischen den alten Kulturgruppen, z. B. des Neolithikums, schneller gegangen sein sollte als heute (denn nur, wenn das der Fall wäre, könnte man von einer raschen Ausbreitung neuer Kulturen reden).

2. Die Chronologie der vor- und frühgeschichtlichen Kulturen ist eine relative, keine absolute. Ich gebe GROSS (1959) völlig recht, wenn er im Hinblick auf die von MILOJEVIĆ (1949) veröffentlichten, eine große Genauigkeit vortäuschenden Zeittafeln für das Neolithikum schreibt: „Vor 500 v. Chr. sind die absoluten Daten der Vorgeschichte in Mitteleuropa eigentlich nur \pm gut gelungene Schätzungen“. Man hat gesagt, das Leitfossil des Holozäns sei der Mensch. Aber der Mensch ist ein unzuverlässiges Leitfossil. So liefert auch die Ur- und Vorgeschichte (wie die Vegetationsgeschichte) nur eine Abfolge von Biofazies; eine Entlehnung von Begriffen der Urgeschichte für die Geologie würde daher m. E. verhängnisvolle Folgen haben können.

9.

Es wäre ideal, könnte man die Gliederung des Holozäns auf gut markierte Ereignisse im marinen Faziesbereich, wie Transgressionen und Regressionen, basieren. Damit würde man dem in älteren Formationen geübten Brauch auch im Holozän folgen. Zweifellos sind marine Transgressionen die wichtigsten Leitmarken der Erdgeschichte. Aber man muß bedenken, daß eine Transgression, gemessen an der Kürze des Holozän genannten Zeitraumes, doch ein verhältnismäßig langsamer Vorgang ist. Die wichtigste Transgression innerhalb des Holozäns, die atlantische (= Corbula-Transgression, Litorina-Transgression), kommt an verschiedenen Orten des Nordsee- und Ostsee-Küstengebietes zu unterschiedlichen Zeiten an. Wir wissen von einer ganzen Reihe urgeschichtlicher und paläobotanischer Untersuchungen (vgl. z. B. C. A. WEBER 1904, W. WOLFF 1919, WAHNSCHAFFE & SCHUCHT 1921, WERTH & KLEMM 1936, TAPPER 1940, DITTMER 1952 und E. WERTH 1955), daß die von den Transgressionssedimenten bedeckten Ablagerungen oder alten Oberflächen im Ostseeraum altersmäßig über einen Zeitraum von mindestens 10—15 Jahrhunderten verteilt werden müssen.

Freilich muß bei dieser Feststellung bedacht werden, daß diese Zeitangaben auf Messungen mit beweglichen Skalen — denn das sind leider die walddgeschichtlichen und urgeschichtlichen Zeiteinteilungen — beruhen. Im Grunde ist doch fast alle bisherige Stratigraphie innerhalb des Holozäns von dem Bemühen gezeichnet, Zeiteinteilungen mit beweglichen, unsicheren Grenzen durch Bezugnahme auf ähnliche Zeitskalen abzustützen, d. h. der eine Wissensweg (z. B. die Vegetationsgeschichte) bezieht seine Altersangaben von einem anderen Sachgebiet (z. B. der Urgeschichte), das hinwiederum selbst nur eine relative „Stratigraphie“ besitzt und diese durch Angaben aus dem ersten Sachgebiet zu fixieren versucht.

Wir können aus den oben angeführten Gründen daher auch von der Stratigraphie des marinen Faziesraumes keine chronostratigraphisch exakten Einteilungsprinzipien erwarten. Man könnte zwar das Eintreffen der Atlantischen Transgression an einem bestimmten Ort als Zeitmarke benutzen, denn zweifellos ist dieser irgendwie mit dem postglazialen Klimaoptimum zusammenhängende Vorgang (HURRIG 1955) der wichtigste Einschnitt im marinen Holozän; aber der so fixierte Zeitpunkt wäre nur für den betreffenden Ort bedeutungsvoll und würde an anderen Orten mitten in die Sedimente des Litorina-(Corbula)-Meeres fallen, und außerdem wäre mit diesem Fixpunkt bereits das für die Geochronologie brauchbare Material aus dem marinen Faziesgebiet erschöpft.

10.

Auch die übrigen Faziesgebiete liefern nur für diese Räume selbst — dort meist auch nur in Teilgebieten — brauchbare Einteilungsprinzipien. Am ehesten ist von den fluvia-tilen Faziesgebieten die Überlieferung weithin sichtbarer Marken zu erwarten. Die Beobachtungen über jugendliche Flußterrassen im Zusammenhang mit der Auelehm-Stratigraphie (z. B. LÜTTIG 1960) reichen aber für weittragende Vergleiche noch nicht aus;

und die bisher festgestellten stratigraphischen Marken sind für die Untergliederung des Holozäns noch zu grob und selbst innerhalb eines einzelnen Flußgebietes nicht gleichartig.

11.

Die bisherige Holozänstratigraphie ist nach dem — aus Gründen der Druckraumbeschränkung in knapper Form — Geschilderten ein Versuch, die Zeitskalen verschiedener bio- oder petrofazieller Einteilungen gegeneinander abzustimmen. Alle Skalen sind — abgesehen von wenigen geochronologisch eindeutig festgelegten Marken (Bipartition, Rückzug von den Salpausselkä-Moränen) — schwankende Skalen. Alle bisherigen Gliederungen dürften deshalb nur als Lokalgliederungen verwendet werden.

12.

Will man Lokalgliederungen untereinander vergleichen, dann bedarf es dazu einer geochronologischen Standardgliederung. „Es ist erforderlich, daß die chronologische Stufenleiter, in die die Forschungsergebnisse einzutragen sind, eindeutig bestimmt und möglichst unveränderlich ist.“ (K. VON BÜLOW 1930). Nur ein derartiges fixes System ermöglicht es, eine klare und genaue Vorstellung über die erdschichtlichen Vorgänge des Holozäns zu gewinnen.

Unter den bisher üblichen, für die Gliederung des Holozäns benutzten Methoden nimmt die Pollenanalyse die weitaus führende Rolle ein. Sie wird auch dann ihre Bedeutung nicht verlieren, wenn — und das liegt im Bereich des Wahrscheinlichen — die zur Zeit noch mit Fehlerquellen behaftete Radiokarbonmethode mit geringem Aufwand betrieben werden kann.

Es wird deshalb vorgeschlagen, die geochronologische Standardgliederung auf der Vegetationsgeschichte aufzubauen. Die Beginne einiger Pollenzonen sollten in einem Bezugsareal geochronologisch fixiert und die so erhaltenen Zeitpunkte als Beginne der geochronologischen Unterabschnitte des Holozäns international festgelegt werden.

Der Vorschlag des Verfassers sieht im Einzelnen folgendermaßen aus:

1. Als Bezugsareal wähle man den in Abb. 3 dargestellten Gebietsstreifen der Jüti-schen Halbinsel. Dieses Gebiet erscheint aus folgenden Gründen besonders geeignet:

- a) es können hier die Ereignisse der marinen Fazies in Nordsee und Ostsee an die Standardgliederung angehängt werden,
- b) es sind genügend pollenanalytisch datierbare Ablagerungen vorhanden,
- c) der Raum ist reich an urgeschichtlichen Funden,
- d) es besteht Aussicht, neben C^{14} -Daten warvenchronologische und dendrochronologische Befunde zu sammeln,

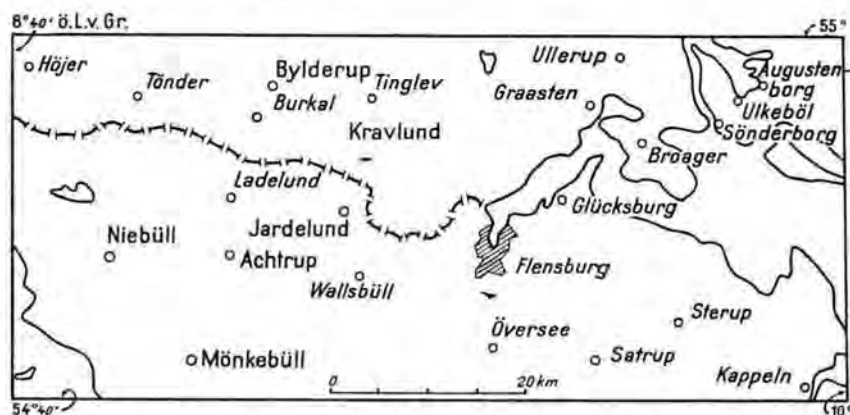


Abb. 3. Vorgeschlagene Bezugsfläche für die Standardgliederung des europäischen Holozäns.

e) die postglaziale Küstensenkung macht sich hier nur wenig bemerkbar.

2. In diesem Raum werden an mindestens 10 Punkten die Beginne der Pollenzonen (im Sinne von FIRBAS)

IX	als	Beginne	der	Kravlund-Stufe	(Jungholozän 2)
VIII	"	"	"	Jardelund-Stufe	(Jungholozän 1)
VII	"	"	"	Niebüll-Stufe	(Mittelholozän 2)
VI	"	"	"	Mönkebüll-Stufe	(Mittelholozän 1)
V	"	"	"	Bylderup-Stufe	(Altholozän 2)
IV	"	"	"	Achtrup-Stufe	(Altholozän 1)

geochronologisch festgelegt.

Bei der Wahl der Stufenbezeichnungen ist auf mnemotechnische Anhaltspunkte Rücksicht genommen worden (Achtrup-Stufe = Altholozän 1; Bylderup-Stufe = B folgt auf A; Mönkebüll-Stufe = Mittelholozän 1; Niebüll-Stufe = N folgt auf M; Jardelund-Stufe = Jungholozän 1, Kravlund-Stufe = K folgt auf J). Falls man sich bei einer Diskussion dieses Vorschlages nicht entscheiden kann, das Holozän mit der Pollenzone IV beginnen zu lassen, und stattdessen den Zeitpunkt der Bipartition als Anfang des Holozäns wählt, würde die Achtrup-Stufe wegfallen und die Bylderup-Stufe von der Bipartition bis zum Eintreffen der Pollenzone V im Bezugsareal wahren.

3. In Anlehnung an SCHMITZ (1953, 1955) werden für die Beginne der einzelnen Pollenzonen folgende Kriterien gewählt:

Beginn	IV	=	geochronologisch fixierter Rückzug von Salpausselkä III, Beginn des Finiglazials
Beginn	V	=	Schnittpunkt zwischen aufsteigender Pinus- und abfallender Betula-Kurve oder rationale Pollengrenze der Hasel, empirische Pollengrenze des Eichenmischwaldes
Beginn	VI	=	Schnittpunkt zwischen der aufsteigenden EMW-Kurve und der absteigenden Pinus-Kurve (oder rationale Pollengrenze der Erle)
Beginn	VII	=	Minimum der Corylus-Kurve nach deren zweitem Maximum (C 2)
Beginn	VIII	=	Minimum der Corylus-Kurve vor deren viertem Maximum (C 4, bei einem gedoppeltem C 3)
Beginn	IX	=	Beginn der geschlossenen Fagus-Kurve.

4. Die geochronologische Fixierung dieser Zeitpunkte soll über die Bildung eines Durchschnittswertes aus den 10 zuerst vorliegenden einwandfreien Datierungen geschehen. Als geochronologische Methoden sollen sowohl Radiokarbondatierungen als auch Warvenzählungen und Dendrochronologie zugelassen werden; es ist aber zu überlegen, ob man nicht die Bedingung stellen soll, daß mindestens eine von den zehn Datierungen nach einer anderen Methode als die übrigen neun gewonnen werden muß.

13.

Für die geologische Kartographie wird empfohlen, die folgenden Symbole für die sechs vorgeschlagenen Stufen zu verwenden:

qhj2	=	Kravlund-Stufe
qhj1	=	Jardelund-Stufe
qhm2	=	Niebüll-Stufe
qhm1	=	Mönkebüll-Stufe
qha2	=	Bylderup-Stufe oder qha = Bylderup-Stufe
qha1	=	Astrup-Stufe

(q = Quartär, h = Holozän).

Diese Symbol-Empfehlung nimmt auf einen bei den Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland in Erprobung befindlichen Entwurf bezug.

14.

Alle nicht auf die Standardgliederung bezogenen stratigraphischen Einteilungen des Holozäns müssen in Zukunft als Lokalgliederungen betrachtet und entsprechend behandelt werden. Auch bei der Wahl der Symbole für die Unterabschnitte des nach diesem System gegliederten Holozäns muß das zum Ausdruck kommen. Wenn also z. B. in einem Gebiet verschiedene marine Horizonte auskartiert werden können, dann müssen diese mit Lokalnamen belegt werden, und die Symbole für diese verschiedenen Bildungen müssen z. B. wie folgt lauten:

- qh (3) = dritte holozäne Serie
- qh (2) = zweite holozäne Serie
- qh (1) = erste holozäne Serie

Es muß damit zum Ausdruck kommen, daß eine Parallelisierung mit der Standardgliederung noch nicht geglückt ist. Wenn in Zukunft in einer wissenschaftlichen Publikation z. B. der Ausdruck „Mittelholozän“ verwendet wird, dann muß klar sein, daß damit der Zeitraum, der gemäß dem oben angeführten Vorschlag fixiert ist, gemeint ist und nicht an einen lokal ausscheidbaren mittleren Abschnitt des Holozäns gedacht wird.

15.

Die in Kapitel 12 vorgeschlagene Durchführung der Stufeneinteilung des Holozäns sollte durch eine geeignete geologische Kommission, wie die Stratigraphische Kommission des Internationalen Geologischen Kongresses oder einen aus dieser zusammengesetzten Arbeitskreis überwacht werden. Diesem sollte zugleich die Aufgabe gestellt werden, ein geeignetes Institut mit dem Sammeln aller geochronologischen Daten über das Holozän zu beauftragen.

Die vom Verfasser unterbreiteten Vorschläge sind freilich nur dann realisierbar, wenn bei den zur geochronologischen Fixierung benutzten Methoden jegliche Fehlerquelle ausgeschaltet ist. Der Verfasser glaubt, daß es im Augenblick eine Überforderung wäre, wollte man von der Radiokarbonmethode für den vorliegenden Zweck auf Anhebung stichhaltige Unterlagen erwarten. Es wird aber zweifellos nur eine Frage der Zeit sein, daß der Stratigraph für den genannten Zweck brauchbare Unterlagen bekommt. Es ist aber gerade aus diesem Grunde notwendig, die Anwendung geochronologischer Bestimmungen für die stratigraphische Gliederung von vornherein durch eine m. E. brauchbare Arbeitsvorschrift zu ermöglichen.

Schriften-Nachweis

- ANDERSSON, Gunnar: Die Entwicklungsgeschichte der skandinavischen Flora. - *Wiss. Ergebn. intern. botan. Kongr. Wien 1905*, 5: 45-97, 30 Fig., Jena 1906.
- BERTSCH, Karl: Geschichte des deutschen Waldes. 2. Aufl., 108 S., 94 Abb., Jena 1949.
- BÜLOW, Kurd von: Vorschlag zu einer Reform der Postglazial-Nomenklatur. - *Cbl. Min. usw. 1927 B*: 311-314, Stuttgart 1927. - - Das Alluvium. Berlin (Borntraeger) 1930 [1930a]. - - Gedanken zur postdiluvialen Klimageschichte in Mitteleuropa. - *Geol. Rdsch.* 21: 97-109, 1 Abb., Berlin 1930 [1930b].
- DITTMER, Ernst: Schichtenaufbau und Entwicklungsgeschichte des dithmarscher Alluviums. - *Westküste* 1: 105-150, Heide 1938. - - Die nacheiszeitliche Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. - *Meyniana* 1: 138-168, 7 Abb., Neumünster 1952.
- FIRBAS, Franz: Die Vegetationsentwicklung des mitteleuropäischen Spätglazials. - *Nachr. Ges. Wiss. Gött. (VI) NF.* 1, 4: 19-24, Göttingen 1935. - - Stand und Darstellung der spät- und nacheiszeitlichen Waldgeschichte Deutschlands. - *Forsch. und Fortschr.* 12: 399-400, Berlin 1936. - - Vegetationsentwicklung und Klimawandel in der mitteleuropäischen Spät- und Nacheiszeit. - *Naturwiss.* 27: 81-108, 1 Tab., 8 Fig., Berlin 1939. - - Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1. Allgemeine Waldgeschichte. Jena (Gustav Fischer) 1949.

- GAMS, Helmut: Die Ergebnisse der pollenanalytischen Forschung in bezug auf die Geschichte der Vegetation und des Klimas von Europa. - Z. Gletscherkde. 15, 3, Leipzig 1927.
- GEER, Ebba Hult DE: Geokronologi og biokronologi. - Ymer 3, 4: 64, 4 Abb., Stockholm 1931. - - Skandinavien Geokronologi. - Geol. För. Förh. 76: 299-329, Stockholm 1954. - - Orographie et glaciation en Amérique du Nord et en Scandinavie. - Cahiers géol. 31: 305-320, Seyssel (Ain) 1955. - - Old and new datings of Swedish ice lakes and the thermals of Bölling and Alleröd. - Geol. Fören. Förh. 79: 93-100, Stockholm 1957.
- GROSCHOFF, Paul: Die postglaziale Entwicklung des Großen Plöner Sees in Ostholstein auf Grund pollenanalytischer Sedimentuntersuchungen. - Archiv f. Hydrobiol. 30: 1-84, 4 Abb., Taf. 1-5, Berlin 1936.
- GROSS, Hugo: Die Fortschritte der Radiokarbonmethode 1952-1956. - Eiszeitalter und Gegenwart 8: 141-180, Öhringen 1957. - - Die bisherigen Ergebnisse von C-14-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. - Eiszeitalter u. Gegenwart 9: 155-187, Öhringen 1958. - - Zur Frage der Zuverlässigkeit und Brauchbarkeit der Radiocarbon-(C14-)Methode in Vorgeschichtsforschung und Quartärgeologie. - Quartär 10/11: 27-44, Bonn 1959.
- HEDBERG, Hollis D.: Stratigraphic Classification and terminology. - Bull. amer. Ass. Petrol. Geol. 42: 1881-1896, Tulsa, Oklahoma, 1958.
- HOOPS, J.: Waldbäume und Kulturpflanzen im germanischen Altertum. Straßburg 1905.
- HURTIG, Theodor: Zur Frage der postdiluvialen Überflutung der südwestlichen Ostseeküste. - Peterm. geogr. Mitt. 99: 90-99, Gotha 1955.
- JOHANSEN, A.: Om den Fossile Kvartære mollusk-fauna i Danmark og dens relationer til Forandringer i Klimaet. - Kopenhagen 1904.
- LÜTTIG, Gerd: Eiszeit-Stadium-Phase-Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung. - Geol. Jb. 76: 235-260, Hannover 1958. - - Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raume Alfred-Elze-Hameln. - Geol. Jb. 77, S. 337-390, Hannover 1960.
- LUNDQVIST, G. & GRANLUND, Erik: De kvartära bildningarna. - In: MAGNUSON, Nils, LUNDQVIST, G., & GRANLUND, Erik: Sveriges Geologi, 3. Aufl., S. 290-511, Stockholm 1957.
- MENZEL, Hans: Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit. - Z. deutsch. geol. Ges. 62: 199-267, Berlin 1911.
- MILOJČIĆ, Vladimir: Chronologie der jüngeren Steinzeit in Mittel- und Südosteuropa. Berlin 1949.
- NEISTADT, M. I.: Paläogeographie der natürlichen Zonen des europäischen Rußlands in der Nach-eiszeit. - Izvestija Akademii Nauk SSSR, Ser. geograficeskaja, Nr. 1, 1953: 32-48, 5 Abb., Moskau 1953.
- NILSSON, Tage: Die pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schözens. Geol. Fören. Stockh. Förh. 57, 3: 385-562, 30 Abb., Taf. 6-11, Stockholm 1935.
- POST, Lennart von: Ur de sydsvenska skogarnas regionala historia under postarktisk tid. - Geol. Fören. Stockholm Förh. 46: 83-128, 9 Abb., Taf. 2-4, Stockholm 1924.
- RUDOLPH, Karl: Grundzüge der nacheiszeitlichen Waldgeschichte Mitteleuropas. - Beih. bot. Cbl. 47 (2), 1: 111-176, Dresden 1930.
- SANDEGREN, R.: Den Kwartärgeologiska Forskningen i Sverige under de senaste 25 åren. - Geol. För. Stockh. Förh. 43: 119-156, Stockholm 1921.
- SAURAMO, Matti: Die Geschichte der Wälder Finnlands. - Geol. Rdsch. 32: 579-594, 12 Abb., Stuttgart 1941.
- SCHMITZ, Heinz: Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. - Ber. deutsch. botan. Ges. 66: 151-166, Berlin 1953. - - Die pollenanalytische Gliederung des Postglazials im nordwestdeutschen Flachland. - Eisz. u. Gegenw. 6: 52-59, Öhringen 1955.
- SEITZ, Otto: Gibt es eine Chronostratigraphie? - Geol. Jb. 75: 647-650, Hannover 1958.
- STARK, P. & OVERBECK: Zur Waldgeschichte Schlesiens. - Planta 8: 341-363, 9 Abb., Berlin und Heidelberg 1929.
- TAPPER, Ernst: Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. - Geol. Meere u. Binnengew. 4: 113-244, Berlin 1940.
- TAVERNIER, R.: De Kvartaire afzettingen van België. - Natuurw. Tijdschr. 25: 121-137, Gent 1943.
- WAHNSCHAFFE, Felix: Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl., Stuttgart 1909.
- WAHNSCHAFFE, Felix, & F. SCHUCHT: Geologie und Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes. 4. Aufl., Stuttgart 1921.
- WEBER, Carl A.: Über Litorina- und Prälitorina-Bildungen der Kieler Förhde. - Botan. Jb. System etc. 35 (1904): 1-54, 3 Abb., Leipzig 1905. - - Was lehrt der Aufbau der Moore Norddeutschlands über den Wechsel des Klimas in postglazialer Zeit? - Z. deutsch. geol. Ges. 62: 143-162, Berlin 1911. - - Grenzhorizont und Klimaschwankungen. - Abh. nat. Ver. Bremen 26: 98-106, Bremen 1926.

- WEBER, Hellmuth A.: Über spät- und postglaziale lakustrine und fluviatile Ablagerungen in der Wyhraniederung bei Lobstädt und Borna und die Chronologie der Postglazialzeit Mitteleuropas. - Abh. nat. Ver. Bremen 24: 189-267, Bremen 1918.
- WERTH, Emil: Die Litorinasenkung und die steinzeitlichen Kulturen im Rahmen der isostatischen Meeresspiegelschwankungen des nordeuropäischen Postglazials. - Abh. math. nat. Kl. Akad. Wiss. Lit. Mainz, Jg. 1954, Nr. 8: 316-568, Wiesbaden 1955.
- WERTH, E. & M. KLEMM: Pollenanalytische Untersuchung einiger wichtiger Dünenprofile und submariner Torfe in Norddeutschland. - Beih. bot. Cbl. (B) 55: 95-158, 19 Abb. Taf. 3, 4; Dresden 1936.
- WOLDSTEDT, Paul: Das Eiszeitalter. Zweiter Band: Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter. 2. Auflage, Stuttgart (Enke) 1958.
- WOLFF, Wilhelm: Erdgeschichte und Bodenaufbau Schleswig-Holsteins unter Berücksichtigung des nordhannoverschen Nachbargebietes. 1. Aufl. Hamburg (Friedrichsen & Co.) 1919.

Manusk. eingeg. 27. 4. 1960.

Anschrift des Verf.: Dr. Gerd Lüttig, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstraße 1.

Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadial-Profil von Hörmating/Obb.

Von E. EBERS, München

Mit Beiträgen von R. DEHM, H. GROSS, E. SCHÖNHALS, A. SELMAIER, Hl. DE VRIES
und mit 7 Abbildungen im Text.

Zusammenfassung. Die Landschaft des „älteren Würm- oder Laufenschotter“ im Innvorlandgletscher-Gebiet in der Umgebung des Rosenheimer Beckens, des Stammbeckens des Gletschers, erbrachte im Jahre 1959 wichtige neue Erkenntnisse. Es waren eine Anzahl von Kiesgruben stark erweitert. Zunächst zeigte sich, daß das „Stephanskirchner Stadium“, ein angenommenes Rückzugsstadium des Inngletschers, bei Stephanskirchen selbst nicht besteht. An seiner Stelle ist jetzt in einer riesigen Kiesgrube nur älterer Würmschotter mit einer Grundmoränendecke zu sehen. Besonders wichtige neue Aufschlüsse über die Gliederung der Würmeiszeit gaben einige, mit Schotterkernen ausgestattete Drumlins des Gebietes. Ganz besonders war dies der Fall beim Drumlin Hörmating bei Tuntenhausen (nahe der Bahnstation Ostermünchen). Hier fanden sich, im und auf dem älteren Würmschotter, Verwitterungsrinden, von denen die untere, dunkelbraune, durch Radiokarbon-Messung zeitlich festgelegt werden konnte. Sie entspricht dem Göttweiger Interstadial. Es besteht Übereinstimmung mit dem von H. GROSS auf Grund der Daten von Oberfellabrunn und von Upton Warren geschätzten Datum von 44 000—42 000 v. h. für den Beginn der Verwitterung. Nachweislich ist somit die Laufenschwankung identisch mit dem Göttweiger Interstadial. Die obere, kreisfarbene Verwitterungsrinde, die unmittelbar unter der Grundmoräne liegt, dürfte dem Paudorfer Interstadial und dem „Innerwürmboden“ von E. KRAUS (1955) entsprechen. Die Zweiteilung des Laufenschotter wurde von der Verfasserin schon früher vermutet.

Abstract. Several new gravel pits have been opened near Rosenheim in the formerly glaciated foreland of the Alps in Bavaria. Some new observations could be made in the centre of the Inn-Piedmont Glaciation area. There has been no „Stephanskirchen Stage“ during the retreat of the Würm glacier. Instead of endmoraines, near Stephanskirchen, Laufen gravel deposits covered by boulder clay of Main Würm Glaciation are found. Some Inn drumlins, not so well shaped and streamlined as elsewhere, contain cores made up from different Laufen Interstadial deposits, especially from this same Laufen gravel. There is developed one outstanding „Middle Würm“ (WOLDSTEDT 1958) profile in a drumlin near Hörmating (Ostermünchen-station on the line Munich—Salzburg). In the southern end of this drumlin and in its Laufen gravel core is to be seen a lacustrine intercalation with a small peat layer very much compressed and dated Gro 45 300 ± 1000 years B.P. In the northern end of the Hörmating drumlin on the same level, there is a thoroughly weathered decalcified gravel zone developed, representing Göttweig Interstadial interval. The beginning of this Göttweig weathering can be fixed by now (44 000—42 000 years before today). Göttweig Interstadial is identic with Laufen Interstadial of A. PENCK. There is another weathered zone (Paudorf Interstadial?) on the top of the gravel layer and beneath the covering boulder clay, this latter belonging to Main Würm Glaciation.

Im Zentrum des voralpinen Inngletschergebietes (Abb. 1), in den Landkreisen Rosenheim und Aibling in Oberbayern, sind in den letzten Jahren sehr große neue Kiesgruben mit maschinellern Abbau entstanden. Sie ermöglichen neue Feststellungen, die zu Zeiten von C. TROLL's Inn-Chiemseegletscher-Aufnahme (1924) noch nicht zu machen waren. Diese Feststellungen betreffen das „Stephanskirchner Stadium“, die Art und Verbreitung der „älteren Würmschotter“ und das Innere der Drumlins. Dieses letztere vermag, wie sich nun zeigt, bedeutsame Aufschlüsse über die Gliederung der Würmeiszeit zu geben. In früheren Veröffentlichungen der Verfasserin (1931, 1937) wurde darauf hingewiesen, daß die Drumlins des Inngletschers auffallend unregelmäßig geformt, d. h. noch „unvollendet“ wären. Die Gründe hierfür werden heute klar.

Eine geplante heimatkundliche Beschreibung des Landkreises Rosenheim/Inn führte zunächst zu der Feststellung, daß auf beiden Seiten des Inns, in Höhen bis zu 500 m, die „älteren Würmschotter“ eine sehr viel größere Verbreitung besitzen, als man bisher annehmen konnte. Sie unterteufen weithin alle übrigen quartären Ablagerungen und sind

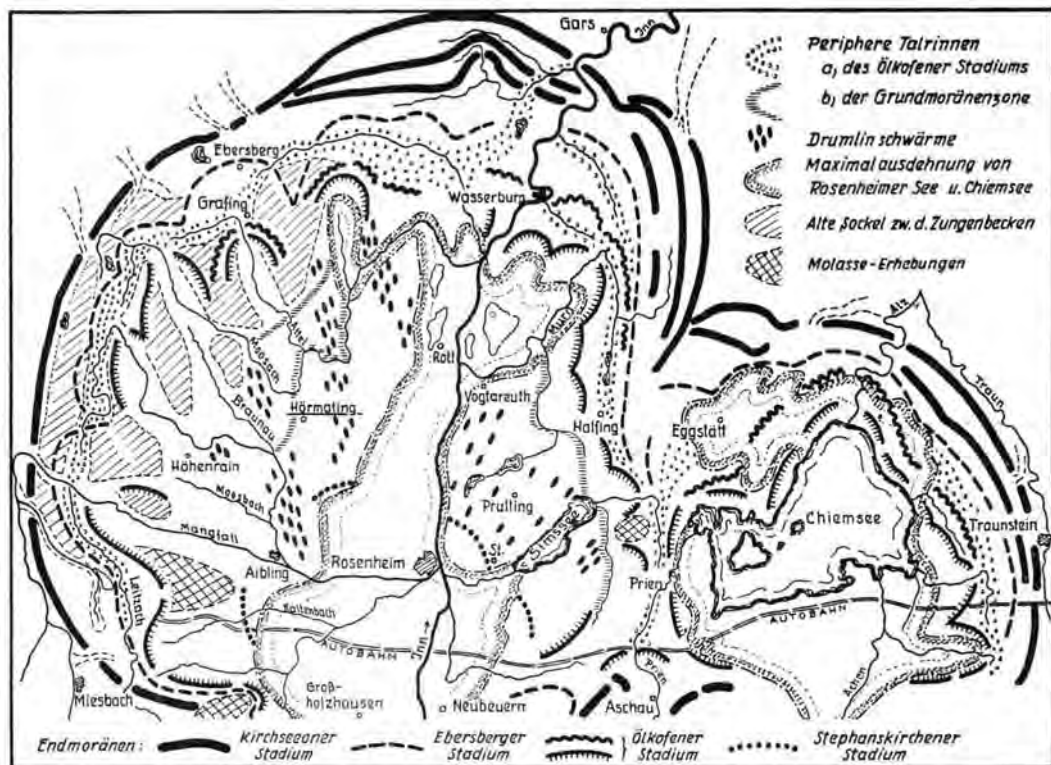


Abb. 1. Der Inn-Chiemseegletscher (nach C. TROLL 1924). St. = Stephanskirchen.

normalerweise mit Decken von einigen Metern Würm-Grundmoräne überlagert. Diese Schotter sind auch im Landkreis Wasserburg, weiter im Norden, noch vorhanden und reichen bis unter die großen Hauptwürm-Endmoränen, die den Kirchseeoner und Ebersberger Phasen angehören, hinein.

Diese weite Verbreitung der älteren Würmschotter bewies auch eine ausgedehnte Kiesgrube NO Rosenheim bei Haidholzen-Kragling, an der Ansatzstelle des sog. „Stephanskirchner Stadiums“. Sie erschließt die älteren Würmschotter in bedeutender Mächtigkeit und zeigt hangend eine braune, sandig-tonige Schicht, die vorwiegend kristallines Erratikum enthält, aber sich auch durch einzelne schönsten polierte und geschrammte kalkalpine Blöcke und Geschiebe als Grundmoräne ausweist.

An der Geländeoberfläche bei Stephanskirchen setzt schon die im Rosenheimer Stammbecken zu beiden Seiten des Inns weit verbreitete Drumlinisierung dieser Grundmoräne ein. An ihrer Oberfläche treten stromlinienförmige Kurven auf, die, hier noch unregelmäßig, einen kleinen Endmoränenwall vorzutauschen vermögen. So konnte hier früher, vor der Ausweitung der Kiesgrube, der Eindruck entstehen, daß ein dem „Ammersee-Stadium“ zuzurechnendes Rückzugsstadium, eben das Stephanskirchner, gegeben wäre. Jetzt lassen die ausgedehnten Aufschlüsse im älteren Würmschotter erkennen, daß an dieser Stelle keinerlei endmoränenartige Ablagerungen vorhanden sind. Auf diese Verhältnisse hat schon J. KNAUER im Jahre 1942 aufmerksam gemacht.

Auch in die Drumlins des Inngletschers dringen die älteren Würmschotter mit ein; oder vielmehr umgekehrt: die älteren Würmschotter wurden vom Hauptwürm in den Drumlinbau miteinbezogen und bildeten vielfach die Kerne der Drumlins (E. EBERS 1937). Derartige Schotterkerne in Drumlins sind schon lange bekannt. Die

Schotter, isolierte Reste, trugen nur im Voralpengebiet nicht immer dieselbe Bezeichnung, d. h. konnten zunächst nicht klar eingeordnet werden. Das ist auch darauf zurückzuführen, daß sie faziell verschiedenartige Bildungen umfassen. Gerade das ist aber charakteristisch für den Komplex der im Liegenden der Hauptwürm-Grundmoräne im nördlichen Alpenvorland immer wieder auftretenden älteren Schotter der Würmeiszeit. Schon 1955 konnte die Verfasserin hervorheben, daß die „älteren Würmschotter“, als Formation angesehen, im Liegenden fluviolakustrinen und im Hangenden fluvioglazialen Charakter tragen. Im Gebiet des Salzachgletschers, das an der nördlichen Alpenfront im O an das des Inn-Chiemseegletschers anschließt, rechnete E. BRÜCKNER (1886) jene älteren Würmschotter noch zu seinen „Niederterrassenschottern“. A. PENCK klassierte sie dort zunächst als interstadiale „Laufenschotter“. Es fiel ihm auf (A.i.E.I, S. 157), daß der Habitus dieser Schotter im Salzachgebiet ganz derselbe ist wie bei Rosenheim im Inngebiet; seine „interstadiale Laufenschwankung“ erfolgte in beiden Fällen genau an derselben Stelle des Gletschergebietes, nämlich „im Drumlingürtel zwischen den Jungmoränen und dem großen Stammbecken“. Die Verfasserin gab 1955 Gründe dafür an, warum diese Schotter, trotz späterer abweichender Meinung PENCKS, tatsächlich als Interstadialschotter von Würm angesehen werden sollten.

Morphologisch am schönsten in einen Drumlinbau eingeschlossen sind diese Schotter im Drumlin Höhenrain bei Rott am Inn, nördlich Rosenheim (Ed. EBERS 1931). Man sieht heute noch, wie schon vor Jahren, daß der ganze, wohlgeformte Drumlin zur einen Hälfte (das Liegende) aus Schotter (bis 490 m) und zur anderen (das Hangende) aus Geschiebebeton besteht. Übrigens liegt hier ein guter Beweis dafür vor, daß die Drumlins gleichzeitig sowohl durch Erosion wie auch durch Akkumulation entstehen. Dies war der Fall beim Vorstoß von Hauptwürm. Der Drumlin Höhenrain ist ein besonders gut entwickelter und deutlicher Fall, aber im Inngebiet zugleich eine Seltenheit. Er läßt Rückschlüsse auf zahlreiche andere Drumlins des Gebietes zu, die sehr viel weniger regelmäßig ausgebildet sind: der Grund hierfür ist, daß sie meist ältere, von Schmelzwässern und besonders vom strömenden Eise später bearbeitete, verschiedenartige Würmablagerungen in sich bergen. Sehr häufig sind es „ältere Würmschotter“, die, vor Hauptwürm, ältereiszeitliche Beckenlandschaften ausgefüllt hatten oder auch in Talrinnen verliefen, wie dies geoelektrische Untersuchungen von F. HALLENBACH im Schussental des Rheingletschers erwiesen haben.

Das Interstadialprofil von Hörmating

Wir müssen uns diese Verhältnisse vor Augen halten, um ein Profil würdigen zu können, das im vorigen Jahr im nördlichen Alpenvorland, in der klassischen Eiszeitlandschaft A. PENCK's festgestellt werden konnte. Vielgliederte Profile mit aufschlußreichen Schichtenfolgen sind in diesem Gebiet sehr selten erhalten und bei dem jetzigen Tempo und den Methoden des maschinellen Abbaus von Kiesvorkommen, wenn überhaupt, dann nur kurze Zeit sichtbar.

Es handelt sich bei diesem wichtigen Profil wieder um eine neuerdings stark erweiterte Grube in einem recht „unvollendeten“ Drumlin eines Drumlinkomplexes des Innvorlandgletschers. Er findet sich bei Hörmating, einem Weiler nahe dem Wallfahrtsort Tuntenhausen, etwa 2 km SW der Bahnstation Ostermünchen an der Strecke München—Rosenheim—Salzburg¹⁾. Der periphere Glonn-Attel-Talzug, an dessen Ostrande der Drumlinkomplex von Hörmating-Tuntenhausen liegt, war ein spätglaziales Schmelzwassertal

¹⁾ Es ist augenscheinlich dieselbe Grube, die 1958 (S. 156) von H. GROSS erwähnt wird. Die damals nach Groningen gegangene Torfprobe wurde von Hl. DE VRIES nicht berücksichtigt. Auch A. PENCK kannte die Grube schon. Er fand dort einen „interstadialen Schotter“. Mehr war seinerzeit noch nicht zu sagen.

auf der Innenseite des dreifachen Hauptwürm-Endmoränenkranzes des Gletschers. Ablagerungen aus dieser Periode sind stellenweise an den älteren Drumlinkomplex seitlich angelagert, haben aber mit dem Hörmatinger Profil nichts zu tun.

Die Schichtenfolge der Hörmatinger Kiesgrube

Die Hörmatinger Kiesgrube schneidet jetzt den Südteil eines drumlinähnlichen, langgestreckten Hügels sowohl in der Längs- wie in der Querrichtung an. Der Längsschnitt verläuft ungefähr in der Mittelachse, und der Querschnitt ist, beim von S nach N fortschreitenden Abbau auf der Westflanke des Hügels, etwa in dessen Mitte angelangt. Der ganze südwestliche Sektor des Drumlins ist also schon herausgeschnitten. Beide Abbauwände stehen ungefähr senkrecht aufeinander. Sie geben die folgenden stratigraphischen Aufschlüsse.

Der ganze Drumlinkomplex ist, wie beide Schnitte erkennen lassen, aus einem Kern von „älterem Würmschotter“ aufgebaut; dieser ist ganz und gar von einer bis zu 4 m mächtig werdenden Grundmoränendecke verhüllt. Hier liegt also im Prinzip derselbe Aufbau vor wie im Drumlin Höhenrain bei Rott am Inn. Im Hörmatinger Drumlin sind aber außerdem Einzelheiten zu sehen, wie sie in dieser Vollständigkeit im bayrischen Alpenvorland sonst noch nirgends aufgefunden wurden. Es handelt sich dabei um noch weitere Reste älterer Würmbildungen, die vom Drumlin-modellierenden Gletschervorstoß in die Drumlinform miteinbezogen wurden und dadurch — auch dies ein großer Ausnahmefall — vor späterer Zerstörung geschützt blieben.

Zunächst nun das in N-S-Richtung verlaufende, etwa 150 m lange Längsprofil. Dieses teilt sich in zwei sehr verschiedenartige Abschnitte. Im Nordabschnitt (Abb. 2, 3) zeigt sich der unter der Grundmoräne liegende, frische, lockere, kalkalpine, aber auch mit kristallinen Komponenten versehene, horizontal geschichtete ältere Würmschotter in zwei Etagen gegliedert. Vom Boden der Grube aus erhebt sich ein 8—10 m Dicke erreichendes Schotterpaket, im nachfolgenden „Basalschotter“ genannt. Es wird nach oben abgeschlossen durch eine 2—3 m mächtig werdende, dunkel-kaffeebraune, konkordant aus dem Schotter hervorgehende Verwitterungszone. Wenn auch mit Unterbrechungen, so läßt sie sich doch auf etwa 100 m Länge verfolgen. Sie ist vollkommen entkalkt, und nur einzelne Kristallin-, Flysch- und Molassegerölle, ebenfalls häufig in stark verwittertem Zustand, sind darin noch erhalten. Die Dolomite sind verascht. Über diesem eindrucksvollen, langhinziehenden Rest einer ehemaligen Verwitterungsrinde steht ein oberes, etwas lehmigeres Schotterpaket von bis zu 4 m Mächtigkeit an. Darüber folgt dann diskordant die Grundmoränendecke.

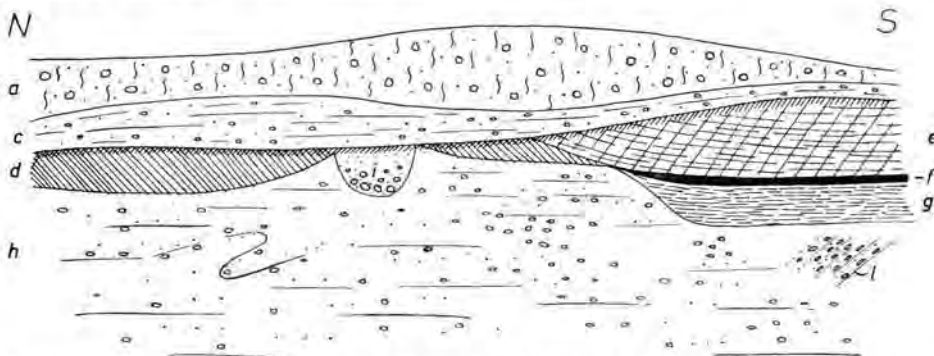


Abb. 2. Längsschnitt durch den Drumlin Hörmating (ca. 500 m ü.d.M.) a=Grundmoräne, c=hanges Schotterpaket, d=kaffeebraune Verwitterungsrinde (alte Landoberfläche), e=„Seeton“, f=Torfbänkchen, g=Seekreide, h=liegendes Schotterpaket (Basalschotter), i=Bacheinschnitt.



Abb. 3. Längsprofil des Drumlins Hörmating (Nordabschnitt).

Anders der Südabschnitt des Längsprofils (Abb. 2). Unter der Grundmoränen-
decke und der nur mehr 1 m dicken oberen Schotterbank steht hier ein ebenfalls verwitter-
tes, lakustres Profil über dem Basalschotter an, also wieder zwischen den beiden Schotter-
etagen. Insgesamt sind die Seesedimente ca. $4\frac{1}{2}$ m mächtig. Schon der Basalschotter läßt
hier Andeutungen von Deltaschichtung erkennen. Die Seesedimente selbst bestehen aus
knapp 4 m hangendem, teilweise gebändertem, grünlichem „Seeton“, der aber mehr einen
feinsandigen Habitus hat. Er ist ebenfalls kalkfrei und von braunen Lassen nach ver-
schiedenen Richtungen durchzogen. Diese tonig-schluffig-sandigen Seesedimente ziehen
zum Nordabschnitt des Längsprofils bis zum Kontakt mit der kaffeebraunen, im selben
Niveau befindlichen Verwitterungsschicht. Die hier schon fast lößartigen Seetone senken
sich an der Kontaktstelle wie eine flache Beckenfüllung in die kaffeebraune Schicht ein.
Seesediment und Verwitterungsrinde haben, wenn auch etwas verbogen, dieselbe Ober-
kante. Dabei transgredieren die „Seetone“ auf einige Meter Länge unmittelbar über die
unverwitterten Basalschotter. Denn der liegende, entscheidende Teil des lakustren Profils
reicht nicht ganz bis unter die kaffeebraune Verwitterungsschicht heran und verbleibt auch
im Niveau knapp unter deren Unterkante. Hierin liegt ein sehr wesentlicher Punkt für
die spätere Deutung des Profils. Denn nun folgt, unter dem hangenden „Seeton“ der
liegende Teil des Seeprofiles, der mit einem schmalen Torfbändchen beginnt, das nur etwa
5—20 cm dick ist. Wie sich bei genauerer Besichtigung herausstellt, ist diese geringe
Mächtigkeit auf eine sehr starke nachträgliche Kompression des Torfes zurückzuführen.
Unter dem Torfbändchen, im Hangenden der Basalschotter, liegt conchylienreiche grau-
weiße Seekreide.

Auch dieses ganze lakustre Profil liegt also, wie die Verwitterungsschicht, im Schot-
ter, u n t e r der Grundmoräne. Seine Oberkante geht in der Horizontalen in diejenige der
kaffeebraunen Verwitterungsschicht über; der verwitterte „Seeton“ ist also ein Teil der-

selben Verwitterungsrinde. Beide verwitterten an derselben Landoberfläche. Die Unterkante des Seenprofils reicht, wie schon gesagt, unter diejenige der kaffeebraunen Verwitterungsschicht hinunter.

Von dem basalen Schotter unter dem Seenprofil wäre noch hervorzuheben, daß er außerordentlich starke Pressung erkennen läßt, ebenso wie das Torfbändchen. Man gewann stellenweise den Eindruck, es geradezu mit Moräneneinlagen im Schotter zu tun zu haben, jedoch wurden gekritzle Geschiebe nicht gefunden. Es wurde schon erwähnt, daß über dem Seenprofil der hangende Schotter auf nur 1 m ausgedünnt ist. Dann folgt nach oben, auch in diesem Südabschnitt des Längsprofils, wieder die Grundmoränendecke mit einigen Metern Mächtigkeit.

Der Gesamteindruck ist also folgender: es liegt hier das Nordende eines flachen Seebeckens vor, das erst einmal verlandete. Später transgredierte der See noch einige Meter weiter nach Norden in eine Schotterlandschaft hinein. Lang anhaltende Verwitterung trat alsdann sowohl an der Schotteroberkante wie an der Oberkante der Seesedimente ein. Das Seebecken muß nun ausgefüllt und ausgetrocknet gewesen sein. All dies geschah auf einer alten Landoberfläche. Und es gibt noch ein weiteres Anzeichen für eine solche. Eine im Nordabschnitt des Längsprofils sichtbare Unterbrechung der kaffeebraunen Verwitterungsrinde läßt einen fossilen Bacheinschnitt erkennen. Während der Sedimentation des hangenden Schotterabschnittes wurde er wieder aufgefüllt.

Wir können also über das Längsprofil des Hörmatinger Drumlins das Fazit ziehen: sein Kern von älterem Würmschotter ist untergeteilt durch die Überreste einer eisfreien, fossilen Landoberfläche, an der Seenbildung, langanhaltende Verwitterungsvorgänge und fluviale Erosion zu erkennen sind. Die starke Pressung und stellenweise sogar Stauchung des Basalschotters und die Kompression des Torfbändchens ebenso wie die hangende Grundmoränenkappe erlauben es, die auf die Verwitterungsperiode folgenden Ereignisse zu rekonstruieren; nämlich einen neuen, mächtigen Eisvorstoß, der über die erneut schotterbegrabene, innerwürmzeitliche Landoberfläche hinwegging.

Nun kommen wir zu dem, an der Westflanke des Hügels erschlossenen Querprofil (Abb. 4 u. 5) das in O-W-Richtung verläuft. Es besitzt ebenfalls eine Länge von ca. 130 m. Hier ergibt sich ein vollkommen anderes, wenn auch nicht minder interessantes Bild.

Auch hier zeigt sich, auf dem insgesamt mindestens 10 m mächtigen Basalschotter, der Überrest einer alten Landoberfläche, jedoch in anderer stratigraphischer Situation wie die erste. Auch hier ist ein Teil einer Verwitterungsrinde erkennbar, aber von anderem Aus-

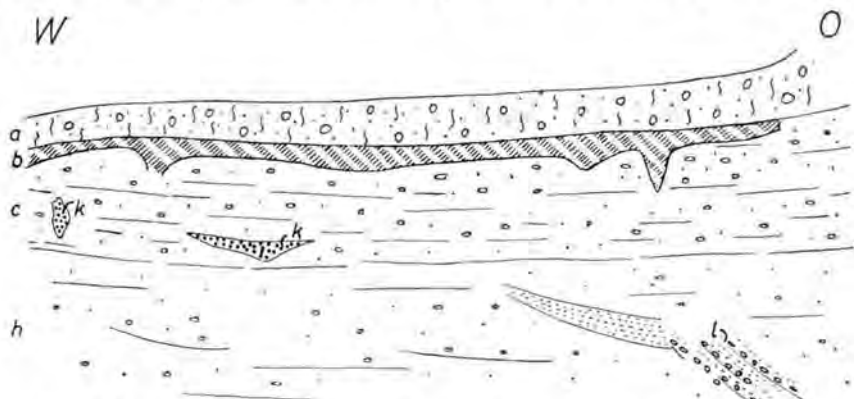


Abb. 4. Querschnitt durch den Drumlin Hörmating. a = Grundmoräne, b = kreisfarbene Verwitterungsrinde, c = hangendes Schotterpaket, h = liegendes Schotterpaket, k = Grundwassermarken, l = Deltaschichtung.



Abb. 5. Querprofil des Drumlins Hörmating.

sehen und von geringerer Mächtigkeit als die der großen kaffeebraunen, in der Längsachse des Drumlins verlaufenden. Diese Verwitterungsschicht im Querprofil des Drumlins ist nur 1—1½ m mächtig; sie greift mit langen Zapfen nach unten, was bei der kaffeebraunen nicht der Fall ist. Sie hat auch eine andere, stark ins Gelbrote spielende Farbe. Zudem liegt sie nicht im älteren Würmschotter, sondern auf diesem, also ohne Schotterzwischen-schicht direkt unter der Grundmoränendecke. Je nach Beleuchtung und Wasserdurchtränkung ist sie, in unzugänglicher Lage hoch oben an der Kiesgrubenwand kreisfarbig leuchtend, besser oder weniger gut sichtbar. Die Oberkante dieser im Profil höher liegenden Verwitterungsschicht ist von der Grundmoräne wie mit dem Messer abgeschnitten. Herabgefallene Proben reagieren mit verdünnter Salzsäure nicht mehr. Vom Westabfall des Drumlins, gegen sein Inneres hin, läßt sie sich auf etwa 50 m verfolgen; dann bricht sie ab, und die Querwand der Kiesgrube zeigt, bis zu ihrem rechtwinkligen Zusammentreffen mit der Längswand, nur noch frischen, lockeren Schotter, mit großen Sandeinlagerungen an der Basis, der auch hier Ansätze zu Deltaschüttung erkennen läßt.

Zusammenfassend kann über den basalen wie über den hangenden Schotter nochmals gesagt werden, daß er vollkommen locker und frisch ist. Ansätze zur Verfestigung in Bänken, wie oft an Talrändern, sind hier, im Innern eines Drumlins, nicht vorhanden. Auch „Kerne der Verfestigung“ wie sie durchgreifende diagenetische Umwandlungen in voralpinen, kalkreichen Schottern älterer Eiszeiten hervorbringen, fehlen vollkommen¹⁾. Hingegen konnten Bruchstücke einer typisch frühwürm-glazialen Bildung, des „10 cm-Konglomeratbändchens“ als Schotterabschluß unter der Grundmoräne, das uns von früher her schon bekannt ist, (J. KNAUER 1942, E. EBERS 1955) aufgefunden werden.

Dieses gesamte Würmschotterpaket von Rosenheim-Hörmating ist identisch mit dem

¹⁾ nach Art der „Lößkindl“.

von A. PENCK nach dem Städtchen Laufen im Salzachgletschergebiet benannten „Laufenschotter“. Dieser Meinung war schon A. PENCK (A.i.E. I, S. 138). Man versteht unter „älterem Würmschotter“ traditionsgemäß im bayrischen Alpenvorland alle unter der Grundmoräne von Hauptwürm aufzufindenden würmeiszeitlichen Schotter. Eine Zerteilung des Laufenschotters war schon länger zu vermuten (E. EBERS 1955, S. 104).

Einzeluntersuchungen

Eine Anzahl von Spezialuntersuchungen der einzelnen Profiglieder wurden durchgeführt.

Geochronologische Datierung: Hl. DE VRIES, Groningen datierte 1959 kurz vor seinem Tode zwei Proben durch C^{14} -Messungen mit dem nachfolgenden Ergebnis:

- | | | | | |
|-----------------------------|----------|-----------|-------------------|-----------------|
| 1. Torf des Torfbändchens | Gro 2593 | Alter | 45 300 \pm 1000 | Jahre vor heute |
| 2. Eingeschwemmte Holzreste | Gro 2595 | älter als | 53 000 | „ „ „ |

Mikroskopische Holzuntersuchungen: Geringfügige Holz- und Rindenreste (Gro 2595) fanden sich an nur einer Stelle in das Torfband eingebettet. Ihre von diesem abweichende C^{14} -Datierung deutet auf eine Einschwemmung am Seerande hin, wobei es sich um aufgearbeitetes Material aus älteren Interstadialen oder sogar dem Riß/Würm-Interglazial aus dem Umkreise des Rosenheimer Beckens handeln dürfte. Die Untersuchung durch A. SELMAIER im Institut für Holzforschung und Holztechnik der Universität München ergab die Gattung *Picea*. Die Holzstückchen waren außerordentlich stark gepreßt und dadurch vollkommen flachgedrückt. Ihr Erhaltungszustand war ein sehr schlechter. Den Gegensatz zu einem ungestörten mikroskopischen Bild zeigen die Abb. 6 und 7. Der innere Halt des Zellgefüges war nach A. SELMAIER bei der Pressung vollkommen verloren gegangen. Die Stauchung erreicht mandmal solche Ausmaße, daß die ursprünglich radial verlaufenden Zellreihen faltenförmig ineinander geschoben sind, ein Bild, das an die Faltung von Gesteinsschichten erinnert. Diese Pressung geht auf die überlagernden und überschiebenden Eismassen zu-



Abb. 6. Querschnitt durch den stark gepreßten Holzrest (Gro 2595).
Beide Holzaufnahmen: Institut für Holzforschung und Holztechnik, Universität München
(Direktor: Prof. Dr.ing. F. KOLLMANN).

rück, denen von früheren Autoren bei Rosenheim immer noch eine Mächtigkeit von 800 m zugeschrieben wird. Die plattgedrückten Holzreste waren, ebenso wie das Torfbändchen, mit kleinen glänzenden Harnischen versehen.

Pollenanalytische Untersuchung: Die pollenanalytische Untersuchung der Seesedimente nahm H. Gross, Bamberg, vor. Es handelt sich bei dem Torfband um einen sehr stark zersetzten Flachmoor-Torf. Es sind nur wenig Pollen darin vorhanden, und diese sind sehr schlecht erhalten. Der pollenanalytische Befund des Gutachters ist der folgende:

Pollen waren nicht nur in der Seekreide und dem auf ihr liegenden Torf, sondern mit einiger Wahrscheinlichkeit auch im hangenden „Seeton“ zu erwarten. Aus der senkrechten hohen Wand konnten, der Abrutschgefahr wegen, die Proben nur aus geringer Tiefe hinter dieser Wand entnommen werden. Wie die mikroskopische Untersuchung ergab, muß leider in einer mindestens 0,25 m dicken Schicht der Grubenwand der Pollen größtenteils durch Verwitterungseinflüsse (Regen und Luftsauerstoff) sekundär zerstört worden sein.



Abb. 7. Zum Vergleich: Querschnitt durch ein rezentes Nadelholz (Fichte).

1. „Seeton“. Im Hangenden der Torfschicht, völlig entkalkt und pollenleer.

2. Torf. Das horizontale, 5—20 m mächtige Torfbänkchen transgrediert am Nordufer des durch Seekreideablagerung verlandeten Wasserbeckens auf unverwitterten Würmschotter. Es handelt sich um etwas tonigen, feinsandigen, sehr stark zersetzten *Carex-Hypnum*-Torf, der nach unten in feinsandig-tonigen, schwarzen Dy übergeht und an der Basis toniger, heller und schwarz gebändert wird. Der Torf liegt mit ziemlich scharfer Grenze der Seekreide auf, so daß eine durch Wasserspiegelsenkung bewirkte „überstürzte“ Verlandung anzunehmen ist. Der Torf stammt, wie die Seekreide, aus der Uferzone eines würmeiszeitlichen Wasserbeckens. Nur der untere, dy-artige Torf war pollenanalytisch erfassbar: in ihm ist die Baumpollenfrequenz recht klein (10 in einem Präparat von 18 x 18 mm²); das beweist aber nicht ohne weiteres geringe Walddichte, da auch holozäne *Carex-Hypnum*-Torfe in der Regel ebenso baumpollenarm sind. Sogar der stark dominierende Nadelholzpollen ist fast durchweg recht schlecht erhalten. Es wurden in der Regel nur je 100 Pollenkörner gezählt und bestimmt und die Anteile der Arten in Prozenten der Gesamtsumme (Baumpollen und Nichtbaumpollen) berechnet. Im unteren dy-artigen Teil der Torfschicht wurden in Abständen von je 1,5 cm folgende Pollenspektren (von oben nach unten) ermittelt:

	<i>Alnus</i>	<i>Betula</i>	<i>Picea</i>	<i>Pinus</i>	<i>Salix</i>	Cyperac.	Gramineen	Varia
1.	6%	3%	44%	40%	—	4%	—	3%
2.	3%	3%	43%	48%	—	2%	—	1%
3.	2%	3%	27%	51%	2%	7%	1%	7%

Die einzelnen Arten konnten nicht erfaßt werden. H. GROSS macht auf die Übereinstimmung der Baumpollengattungen mit den Pollenspektren anderer Schieferkohlenflöze im älteren Würmschotter des Alpenvorlandes und auch in den Pollenzonen 11 und 13 im Schieferkohlenflöz von Großweil (H. REICH 1953) aufmerksam.

3. Seekreide. Schwach-toniger und stärker feinsandiger, minerogener Anteil nach unten zunehmend, pollenleer.

Paläoklimatische Auswertung: Die Beimengung von etwas Feinsand und Ton spricht dafür, daß die Pflanzendecke nicht völlig geschlossen war. Die Ursache kann Trockenheit oder ein kaltes, mehr oder weniger subarktisches Klima gewesen sein; im Optimum kühl-boreal. Soweit H. GROSS.

R. DEHM, München, bestimmte den Fossilinhalt der Seekreiden von Hörmating und Zeifen²⁾. Besonders die Zeifener Seekreide enthielt massenhaft Molluskenreste; diejenige von Hörmating sehr viel weniger und nur ganz kleine Formen.

Die Arten von Hörmating: *Armiger crista*, *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis alpestris* (sehr zahlreich), *Valvata cristata*. Unbestimmbare Knochenstückchen von Fischen.

Die Seekreide von Zeifen enthielt außer den eben genannten Arten von Süßwasserschnecken noch Lymnäide (sp. indet.), *Spiralina vorticulus*, *Gyraulus albus*. Von Süßwassermuscheln: *Unio* (spec. indet.), *Pisidium ponderosum*, *Pisidium subtruncatum*. Von Muschelkrebsen: *Ostracoda* der Gattung *Cypris*, *Herpetocypris*, *Cypridopsis*, *Metacypris*, *Limnocythere* u. a. in großer Menge. An Süßwasseralgen: *Chara*, Oogonien von 2 oder 3 Arten.

Die Lebensverhältnisse zur Zeit der Seekreidebildungen: Fauna und Flora der untersuchten Seekreiden sind rein limnisch; sie müssen in solchen Bereichen der Seen entstanden sein, wo keine Landschnecken eingeschwemmt wurden. Die Klimadiagnose lautet: temperiert, etwas kälter als heute. Soweit R. DEHM.

Die Ostracoden von Zeifen sollen noch einer Spezialuntersuchung zugeführt werden³⁾.

Von F. HELLER, Erlangen, durchgeführte Untersuchungen des Seenprofils auf Mikrofossilien blieben ergebnislos. Ebenso solche auf Diatomeen von F. GESSNER, München.

Die mikromorphologische Untersuchung der Seesedimente beim Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung durch E. SCHÖNHALS, Hannover, und seine Mitarbeiter zeigte in den, das Torfbändchen bis zu 4 m Mächtigkeit überlagernden Seesedimenten überwiegend „löstypische“ Kornfraktionen mittlerer Korngrößen bis zu schluff-artiger Ausbildung. Es ist eine äolische Komponente zu vermuten (Schwemmlöß-Erscheinungen).

Die paläopedologische Untersuchung der beiden Verwitterungsrinden durch W. KUBIENA ist noch nicht abgeschlossen. Über sie wird später berichtet werden.

Trotz aller Bemühungen konnte die Probeentnahme nicht zu völliger Zufriedenheit durchgeführt werden, da die Wand der Kiesgrube infolge anhaltender Absandung sehr

²⁾ Der Fundort Zeifen im Salzachgletschergebiet stellt ein Analogon zu Hörmating dar. Auch hier findet sich im Laufenschotter eine Seekreidebank, jedoch keine Verwitterungsrinden. Verf. konnte das interstadiale Seekreidevorkommen von Zeifen in Verbindung mit der Untersuchung des Standardprofils von Hörmating im Rahmen von Abschlußbegehungen im bayerischen Sektor des Salzachvorlandgletschers mehrfach begehen. Dies geschah mit Hilfe eines Forschungszuschusses der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Dieser sei hiermit der beste Dank für diese Förderung ausgedrückt.

³⁾ Es ist zu erwähnen, daß im älteren Würmschotter des bayrischen Alpenvorlandes entsprechende lakustre Profile mit Seekreiden früher auch schon an anderen Stellen bekannt wurden, so im Jahre 1914 durch F. BAYBERGER im Teufelsgraben bei Peratsmühle im Isarvorlandgletscher-Gebiet.

gefährlich war. Die kreisfarbene Verwitterungsschicht an einer am Fuße in tiefem Schlamm stehenden Wand konnte nur in herabgefallenen Partien näher besichtigt werden.

Allen Helfern, die sich liebenswürdigerweise, angesichts der Bedeutung des Profiles für die Gliederung der Würmeiszeit im Gebiete des nördlichen Alpenvorlandes, zu Spezialuntersuchungen zur Verfügung gestellt haben, sei hiermit herzlicher Dank ausgesprochen. Dies gilt auch für das Stadtarchiv und die Städtische Feuerwehr Rosenheim für deren Beistand bei der Probenentnahme.

Die Deutung des Hörmatinger Profiles

Das ganze Hörmatinger Profil umfaßt, auf beiden Schnitten, nur würmeiszeitliche Ablagerungen. Diese setzen sich aus einem älteren gegliederten Schotterkern, Seesedimenten und einer Grundmoränendecke zusammen. In das Frühwürm gehören der Basalschotter und das Seenprofil hinein. Etwas höher im Profil sind mehrere Hinweise auf eine freie Landoberfläche inmitten der Würmeiszeit gegeben. Sie erhärten eine eisfreie Zwischenzeit, die ein gemäßigtes, kühles bis boreales Klima besaß. Während dieser Zwischenzeit gab es zunächst ausgedehnte Verschotterung in Tieflagen und Seenbildung im Alpenvorland. Es handelt sich dabei nicht um glazialzeitliche Seen, da in ihnen rezente lakustre Molluskenfaunen leben konnten. Coniferenwald war vorhanden. Die stellenweise über 2 und gelegentlich sogar 3 m mächtige Verwitterungsschicht im älteren Würmschotter weist darauf hin, daß auch nach der Verschotterung und Seenbildung diese Zwischenzeit noch erhebliche Dauer hatte, wenn wir auch im einzelnen noch nicht wissen, worauf die auffallende Mächtigkeit zurückzuführen ist. Dies wird hoffentlich die pedologische Untersuchung ergeben.

Auf der während der eisfreien Zwischenzeit bestehenden Landoberfläche setzte mit neuer Verschotterung ein neuer glazialer Zyklus ein. Diesmal handelte es sich nicht mehr um die fluviatilen und Rückzugsschotter einer frühwürmeiszeitlichen Vergletscherung, wie sie das Basalschotter genannte Schotterpaket unter der kaffeebraunen Verwitterungsschicht darstellte. Ein neuer Eisvorstoß war nun wieder im Gange, der seine Schotter voraussandte, um dann selbst ins Alpenvorland hinaus vorzudringen. Er lagerte seine Grundmoräne über die zwischenzeitlichen Bildungen ab, nicht ohne den Schotterkern stärkstens zu pressen und gelegentlich auch eistektonisch zu stauchen. Es war der drumlin-bildende Eisvorstoß, der seine vorwiegend aus Grundmoräne gestalteten, doch auch gelegentlich ältere Überreste einbeziehenden Drumlinfelder, wie überall im nördlichen Alpenvorland bis an den proximalen Innenrand seines eigenen Moränengürtels vortrieb. Es war dies der Endmoränengürtel von Hauptwürm, „Jungmoränengürtel“ genannt, und der neue Gletschervorstoß war derjenige des maximalen Hauptwürms.

Somit zeigt alles Vorhergehende, daß diesem Hauptwürm im bayrischen Alpenvorland ein bedeutendes, lang anhaltendes Interstadial vorausging. Schon A. PENCK hatte dazu viele Beobachtungen gemacht, und spätere Forscher konnten diese in anderen Gebieten und auch im Alpenvorlande weiter ergänzen. Die von ihm beobachteten Erscheinungen hatte A. PENCK seiner „Laufschwankung“ zugeordnet. Daß er sie im Jahre 1922 wieder aufgab, und daß späterhin noch zahlreiche auch widerspruchsvolle Beobachtungen und Meinungen aufkamen, zeugt nur von der ungeheuren Komplexität der glazialen Überreste in einem Lande, das in mehrfacher Folge von großen Gletschern heimgesucht wurde, von denen jeder nachfolgende das Bild, das die vorhergehenden hervorgebracht hatten, wieder verwischte und verwirrte. So konnte es sich nur in jahrzehntelanger Arbeit und in der Zusammenarbeit verschiedener Forschungszweige mehr und mehr klar herauschälen. Dazu gehörte außerdem Glück: die Erhaltung und Erschließung ganz seltener, stratigraphisch wirklich bedeutender Profile.

Heute sind wir nun außerdem im Besitze neuer Forschungsmethoden, wie der Pollenanalyse und der Radiokarbon-Messung, die die Auswertung solch überaus seltener Profile und genaue Feststellungen ermöglichen. Für die Würmgliederung können wir uns jetzt

auch auf die Löß- und Höhlenforschung stützen, Gebiete, auf denen die Radiokarbon-Datierung im letzten Jahrzehnt große Erfolge zu verzeichnen hat.

H. GROSS hat in alljährlichen Veröffentlichungen der letzten Jahre die Ergebnisse all dieser weltweiten Forschung im Auge behalten, durchgearbeitet und Schlußfolgerungen daraus gezogen. Sie führten zurück zu Forschungen und Ergebnissen W. SOERGELS u. a. und zur Erkenntnis, daß die Würmeiszeit sich durch ein großes, etwa 15 000 Jahre dauerndes Interstadial, Göttweiger Interstadial genannt, in zwei Hauptteile gliedere. Dieses Interstadial dauerte bis etwa 29 000 J. v. h. Sein Ende wohl, aber nicht seinen Beginn konnte man bisher mit allgemeiner Übereinstimmung festlegen. Mehrere C^{14} -Daten, besonders aus dem Löß von Oberfellabrunn (Niederösterreich) und von Upton Warren (England) wiesen auf die Zeit von etwa 42 000 J. v. h. hin, während der Anfang der Würmeiszeit überhaupt auf etwas mehr als 70 000 J. v. h. zurückverlegt werden mußte.

Nicht nur von der Gesamtstratigraphie des jüngeren Pleistozäns im bayrischen Alpenvorland her gesehen, sondern auch geochronologisch liegt also das Hörmatinger Profil hoch über dem Riß/Würm-Interglazial.

Wir wissen von Hörmating, daß das kleine Torfband, das knapp unter dem Niveau der Unterkante der kaffeebraunen Verwitterungsrinde liegt, etwa 45 000 Jahre alt ist. Damit wissen wir auch, daß es in der 1. Hälfte des 5. Jahrzehntausends vor heute war, als von den Alpen her Flüsse und Bäche das tiefliegende Land wieder zuschotterten und daß wahrscheinlich zahlreiche Seen bestanden haben, bei einem temperierten, aber kühleren Klima als heute. Wir wissen nun auch, daß in der 2. Hälfte dieses Jahrzehntausends tiefgreifende Verwitterungsvorgänge auf einer unvereisten Landoberfläche wirksam wurden, die zu Bodenbildung und Bodensedimenten führten. Diese Verwitterung erfaßte auch äolisch betonte Sedimente eines Vorlandsees, was uns an den „Jüngeren Löß I“ erinnert, wie er, anscheinend gleichzeitig mit dem Basalschotter des Vorlandes, in anderen, trockeneren und kontinentaleren Gebieten abgelagert wurde.

Wir wissen nicht genau, wie lange es unter den damaligen Umständen dauerte, bis 2–3 m Schotter und etwa 4 m Seesedimente entstehen konnten. Wir wissen aber, daß wir diesen Zeitraum von tausend oder einigen tausend (geschätzten) Jahren abziehen müssen von $45\,300 \pm 1000$ Jahren, um zu dem Beginn des Verwitterungsprozesses zu gelangen. Denn dieser konnte erst einsetzen, als die Sedimentierung — mindestens — bis zur heutigen Oberkante der kaffeebraunen Schicht gediehen war.

Das Hörmatinger Datum läßt somit erkennen, daß „ein oder einige Jahrtausende“ später als $45\,300 \pm 1000$ auf dem Laufenschotter PENCKS sich eine Verwitterungsrinde zu bilden begann. In seinen Veröffentlichungen in „Eiszeitalter und Gegenwart“ 1958 und 1959 gibt H. GROSS an, daß er — schätzungsweise — den Beginn des Göttweiger Interstadials auf 44 000—42 000 v. h. festlegen müsse. Nachdem wir heute das Profil von Hörmating besitzen, können wir nur sagen, daß er mit dieser Feststellung offensichtlich den Nagel auf den Kopf getroffen hat:

Die Verwitterung auf dem Laufenschotter des nördlichen Alpenvorlandes muß etwa 44—42 000 J. v. h. begonnen haben. Daraus geht hervor, daß Laufenschwankung und Göttweiger Interstadial identisch sind⁴⁾.

4) H. GROSS setzt neuerdings bei dem Versuche, eine noch genauere Parallelisierung von Hörmating mit dem Löß-Standardprofil (nach F. BRANDTNER 1954) von Oberfellabrunn im Wiener Weinviertel zu erreichen, den Beginn des „Göttweiger Interstadialkomplexes“ um einige weitere Jahrtausende früher an (siehe dieses Jahrbuch).

Während der Drucklegung der vorliegenden Arbeit wurde die südliche Hälfte der Hörmatinger Kiesgrube durch technische Maßnahmen schon wieder stark verändert. Die hangende Schotterbank wurde abgefahren und das Material der Grundmoränenkappe in den Grubenhohlraum hinein verzogen zwecks landwirtschaftlicher Nutzung. Die Oberkante des Seenprofils ist aber, wenn auch heute flach verschüttet, noch unbeschädigt vorhanden. Falls in späterer Zeit der Wunsch danach entstehen sollte, kann das Seenprofil durch kleine Bohrungen im Acker wieder erschlossen werden.

Schriftenverzeichnis

- BRÜCKNER, E.: Die Vergletscherung des Salzachgebietes. - Geogr. Abhandlungen 1, Wien 1886.
- EBERS, E.: Unvollendete Drumlinlandschaften des Inngletschers und was sie vom Bildungsvorgang der Drumlins berichten. - Centralbl. f. Min. etc. 1931 B, S. 28-34, Stuttgart 1931. - - Zur Entstehung der Drumlins als Stromlinienkörper. - Neues Jb. f. Min. usw. Abt. B, 78, S. 200-240, Stuttgart 1937. - - Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. - Eisz. u. Gegenw. 6, 96-109, Öhringen 1955.
- GROSS, H.: Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und in den Nachbargebieten. - Eisz. u. Gegenw. 9, 155-187, Öhringen 1958. - - Noch einmal: Riß oder Würm? - Ebenda 10, 65-76, 1959.
- KNAUER, J.: Über das Bühl-Stadium bzw. Ammersee- und Stephanskirchner Stadium im Inn- und Isargletscher-Gebiet Südbayerns. - Jb. Reichsamt f. Bodenforschung 63, 176-184, Berlin 1942.
- KRAUS, E.: Zur Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. - Eisz. u. Gegenw. 6, 75-95, Öhringen 1955.
- PENCK, A., & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter I, (S. 157), Leipzig 1909.
- REICH, Helga: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbühl im Bayrischen Alpenvorland. - Flora 140, S. 386-443, Jena 1953.
- TROLL, C.: Der diluviale Inn-Chiemseegletscher. - Stuttgart 1924.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, Bd. 2, Stuttgart 1958.

Manusk. eingeg. 20. 4. 1960

Anschrift der Verf.: Dr. Edith Ebers, Haunshofen, Kreis Weilheim/Oberbayern.

Zum Problem der Stabilität der Klimabedingungen in Westsibirien während der Glaziale und Interglaziale

Von W. WEISCHET, z. Zt. Valdivia/Chile

Mit 2 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Es werden zunächst Werte für die sommerliche Temperaturerniedrigung und für den jährlichen Temperaturgang während der letzten Eiszeit in Westsibirien abgeleitet. Grundlage hierfür bildet die verschiedene Lage der Grenzen von Tundra und Laubmischwald zur Eiszeit (nach FRENZEL & TROLL 1952) und in der Gegenwart (Sowjetatlas 1937). Das Ergebnis ist eine sommerliche Temperaturdepression von nur 5-8° C nahe dem Polarkreis und von 2-4° C in 50° Breite gegenüber 10-12° in Mitteleuropa.

Anschließend wird die Frage diskutiert, ob dies allein eine Folge der größeren Kontinentalität des zentralen Teiles Eurasiens gegenüber dem westlichen und östlichen Teil des Doppelkontinentes sein kann. Es stellt sich heraus, daß die relative Stabilität der Klimabedingungen Westsibiriens im ganzen Quartär sich zwanglos als Folge des Wechsels von vorherrschender Meridionalzirkulation im Glazial und verstärkter Zonalzirkulation im Interglazial und Postglazial erklären läßt.

Summary. The depression values of the summer temperature and also of the mean annual temperature in Western Siberia during the last glaciation, have been deduced. This calculation has been based on the different position of the boreal boundaries of the tundra and the continental deciduous forests during the ice ages and at the present time. According to these calculations the following depressions of summer temperature have been obtained: 5-8° C near the arctic circle and 2-4° C in the latitude of 50° North, in comparison with the 10-12° C depression in Central Europe.

Afterwards it has been discussed whether or not these relatively small depressions can be explained exclusively on the basis of the higher continentality of the central part of Eurasia in comparison with the western or eastern part of this continent. As this seems to be impossible, it is necessary to look for other facts that could be related to this problem. In the opinion of the author the relative stability of climatic conditions in Western Siberia during the whole Quaternary could be easily explained by the change between the meridional-circulation (low-index-type), prevailing during the glacial periods, and the reinforced zonal-circulation (high-index-type) during the interglacial and postglacial periods.

Die Formulierung „Stabilität der klimatischen Bedingungen“ wurde in Anlehnung an GUERASSIMOW & MARKOW (1954) gewählt, die in einer zusammenfassenden Darstellung der bis dato erworbenen Kenntnisse über die Paläogeographie der Gebiete der Sowjetunion während des Quartärs auf dem Geologenkongreß in Algier in Bezug auf Westsibirien von „größter Stabilität der geographischen Bedingungen“ sprachen. Sie ist ein umfassendes Resumé gegenseitig sich stützender älterer Beobachtungen und Schlußfolgerungen und wird von später erschienenen Arbeiten noch erhärtet. Alle führen zu dem Ergebnis, daß die physiogeographischen Veränderungen, die mit dem Wechsel von Glazial und Interglazial die ganze Erde im Pleistozän betroffen haben, in West- und auch in Mittelsibirien von auffallend geringer Intensität und räumlicher Ausdehnung waren, besonders im Vergleich zu denjenigen der im Westen und Osten angrenzenden Teile des eurasiatischen Doppelkontinentes. Unter paläoklimatologischer Sicht bedeutet das: die pleistozänen Klimaschwankungen haben im zentralen Teil Nordeurasiens eine geringere Schwankungsweite gehabt als westlich und östlich davon. Zur Begründung dieses Tatbestandes liegt es bei Anwendung aktualistischer Gesichtspunkte zunächst nahe, ihn mit der unterschiedlichen Kontinentalität der genannten Räume in Verbindung zu bringen, wie es nach PARMUZIN z. B. von FRENZEL & TROLL (1952) sowie PARMUZIN (1954) geschehen ist. Da die These aber den von FRENZEL & TROLL behandelten Problembereich nur am Rande berührt, wurden die Möglichkeiten der sich in den bezeichneten Gebieten auswirkenden größeren Kontinentalität und ihre Konsequenzen nicht weiter diskutiert. Doch erscheint es mir gerade im Zusammenhang mit den Fragen der Entwicklung und Herkunft der prähistorischen

Menschheit von Nutzen zu sein, den Gedanken unter paläoklimatologischem Gesichtspunkt aufzugreifen und weiterzuführen. Der Beitrag möge meinem Lehrer C. TROLL anlässlich der Vollendung seines 60. Lebensjahres gewidmet sein.

I. Die mögliche kaltzeitliche Temperaturdepression in den Sommermonaten

Zunächst möchte ich versuchen, aus dem Vergleich der rezenten und kaltzeitlichen Verbreitung einiger wichtiger Pflanzenformationen in Nordeurasien eine Vorstellung von der möglichen sommerlichen Temperatur-Erniedrigung zur letzten Kaltzeit und vom damaligen jährlichen Temperaturgang im westlichen Sibirien abzuleiten.

Als Grundlage, in welcher die geomorphologischen, geologischen, glaziologischen und vor allem paläobotanischen und -faunistischen Klima-Indizien in einer zusammenfassenden Übersicht ausgewertet sind, sollen die Karten von BÜDEL (1951) bzw. FRENZEL & TROLL (1952) über die „Klimazonen zur Würmeiszeit“ bzw. die „Vegetationszonen des nördlichen Eurasiens während der letzten Eiszeit“ dienen, punktwiese ergänzt durch neuere Veröffentlichungen von Funden oder Beobachtungen. Es muß unterstellt werden, daß sich an den Übersichtsdarstellungen mit der Ausweitung der Kenntnis in den Einzelheiten noch manches ändern kann; die Grundzüge sind aber unbestritten, und die in der vorliegenden Abhandlung zu wählenden speziellen Anknüpfungspunkte scheinen mir genügend durch Funde in ihrer räumlichen Lage und ihrer qualitativen Aussage gesichert zu sein, um Folgerungen anschließen zu können.

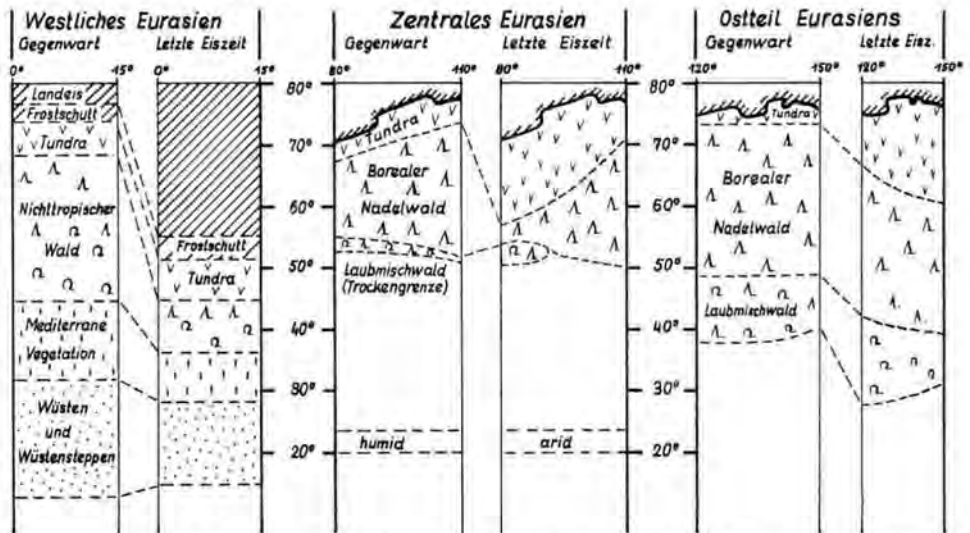


Abb. 1. Vergleich der rezenten und würmeiszeitlichen Verbreitung von Tundra, borealem Nadelwald und Laubmischwald im westlichen, zentralen und östlichen Eurasien (nach BÜDEL 1951 und FRENZEL & TROLL 1952).

In Abb. 1 sind für den westlichen (0° bis 15° Ost), mittleren (80° bis 110° Ost) und östlichen Teil (120° bis 150° Ost) Eurasiens die wichtigsten klimabedingten Vegetationszonen ihrer rezenten und würmeiszeitlichen Verbreitung entsprechend eingetragen, sowie der unterschiedliche Betrag der kaltzeitlichen Südverlagerung zur Darstellung gebracht. Dabei entspricht die Darstellung von Westeurasiens den Angaben von BÜDEL (1951, vgl. auch WOLDSTEDT 1954), dessen Schema als Vorbild für die ganze Abbildung diente. In dynamisch-klimatologischer Ausdeutung besagt die Darstellung für Westeurasiens folgendes: das unverrückte Widerlager der Anordnung der zirkulationsbedingten Klimazonen ist der Kern der subtropischen Hochdruckzelle etwas nördlich von 20° , repräsentiert durch

den Wüsten- und Steppengürtel. Von Norden her wurde die labile Zone des ektropischen Westwindgürtels durch den Vorstoß des polaren Systems mit Landeis, Frostschutzzone und Tundra im Gefolge vorwiegend auf Kosten seines borealen Teiles (Nicht-tropischer Waldgürtel) zusammengedrückt und in abklingendem Maße nach Süden verschoben. Gleichzeitig gewinnt die innertropische Zirkulation polwärts gegen den Hochdruckgürtel an Raum, da dieser in seiner Wirkungsmöglichkeit geschwächt ist. Von Norden greift die intensivere Zirkulation der Subtropen, von Süden die ausgeweitete der Tropen auf ihn über. Er wird als Trockengürtel weniger extrem; landschaftskundlich werden die Wüsten von Steppengebieten durchsetzt (Ausdruck der Pluvialzeit in der subtropisch-randtropischen Trockenzone). Speziell wurde im Meridian-Ausschnitt West- und Mitteleuropas die Grenze zwischen baumfreier Tundra und nichttropischem Wald zur Eiszeit um 24 Breitengrade von ca. 69° N bis 45° N, die Südgrenze des thermisch anspruchsvolleren Laubmischwaldes um 9 Breitengrade von 45° bis 36° im Mittel zurückgedrängt.

Im zentralen Teil des Kontinentes (80 bis 100° Ost) hingegen verlief die Grenze derjenigen Vegetationsgebiete, in denen der Wald den Aufbau wenigstens mitbestimmte (Waldsteppe—Waldtundra, Wald- und Strauchtundra sowie borealer Nadelwald nach FRENZEL & TROLL 1952) von ca. 56° am Ischim nach ca. 70° an der unteren Lena, also 15 bzw. 35° weiter nördlich als in Mitteleuropa. Als Belege können folgende Befunde gelten: in der Nähe der paläolithischen Fundstellen im Umkreis von Krassnojarsk bei 56° am Jenissei sind Birke, Lärche und Weide als Vertreter der Taiga-Hain-Vegetation nachgewiesen, und die Tatsache, daß im oberen Wiljui-Gebiet zwischen den Zähnen eines Nashorns Holzfasern und Nadeln von Nadelbäumen gefunden wurden (THIEL 1951), zeigt wenigstens, daß in diesem Bereich Nadelbäume bis zum Polarkreis vorkamen. Eine Stütze erfahren diese Argumente in gewisser Weise durch die Feststellung, daß das nördlich des Polarkreises gelegene 1000 bis 2000 m hohe Norilsker Plateau oder auch das bis 2000 m hohe Byrranga-Gebirge der Taimyr-Halbinsel nur Talgletscher aufgewiesen haben, die Chatanga-Senke eisfrei war. Neuerdings glaubt zwar BLAGOWESCHTSCHENSKAJA (1955) vom Unterlauf der Unteren Tunguska (also ca. 63° Nord) Spuren der Würm-Vereisung doch nachweisen zu können, die vorher KOMANIN und KUSCHEW bestritten haben. Aber es handelt sich wohl um eine mehr lokale Ausbildung, wie ja auch sonst nur vom Oberlauf des Wiljui im zentralen Teil des Mittelsibirischen Berglandes lokale Moränen in 800 m Meereshöhe bekannt sind. Der ganze übrige Bereich des Mittelsibirischen Berglandes gilt mit Sicherheit für die Würmeiszeit als eisfrei, wie PARMUZIN (1954) noch einmal zusammenfassend feststellt. Erst im Sajjanischen Gebirge finden sich wieder Spuren kleiner Gletscher. THIEL (1951) gibt dort als Schneegrenzhöhe 2000 m an.

Im Vergleich zu rezenten Verhältnissen muß man für den zentralen Teil Eurasiens also mit einer Südwärtsverlagerung der baumfreien Tundra zur Würmeiszeit von nur 10 Breitengraden im westlichen, bzw. drei im ostwärtigen Teil rechnen.

Bezüglich der Zurückdrängung des thermisch anspruchsvolleren Laubmischwaldes sind die Beträge noch geringer. Die Südgrenze der borealen Nadelwälder lag ostwärts des Urals bei ungefähr 5°. Bei Dschilandschik (ca. 49°) in der Kirgisiensteppe ist neben Fichte und Lärche auch die Eiche und damit eines der wärmebeanspruchenden Laubhölzer nachgewiesen. FRENZEL bestätigte auf briefliche Rückfrage neuerlich, „daß sowohl florengeographische Überlegungen als auch pollenanalytische Untersuchungen die Existenz eines Waldes zur letzten Eiszeit zwischen oberem Ob und Ischim beweiskräftig darlegen“. Nach dem erwähnten Fund des Eichenblattes und florengeographischen Zusammenhängen müsse man sich den Bestand als lockeren Eichen-Birken-Hain vorstellen. Die erwähnte Zone entspricht in der Breitenlage den eiszeitlichen Tundragebieten in Mitteleuropa.

In Nordostasien ist dagegen wieder durch zahlreiche Funde die Ausdehnung der baumfreien Tundra nach Süden bis über den Polarkreis belegt. Durch Bohrungen, die von NEUSTADT & TJULINA (1936) ausgeführt wurden (zit. nach FRENZEL & TROLL 1952) ist

sie am Main, am Mittellauf des Anadyr in Breiten von 63 bis 64° nachgewiesen. Die Vergletscherung dieses Bereiches war ebenfalls bedeutend stärker als diejenige Mittel- und Westsibiriens. Zwar war es auch keine Inlandeisdecke wie im atlantischen Westen, da selbst die Indigirka-, Kolyma- und Jana-Niederung eisfrei blieben. Aber die Beobachtungen deuten auf eine starke Gebirgsvergletscherung hin. Die Schneegrenze lag am oberen Kolyma (61 bis 62° Nord) bei 600 m, auf dem südlichen Kamtschatka bei 700 m (KLUTE 1928). Für den unteren Sela (54°) wird sie nach NIKOLSKAJA & SČITSČERBAKOW (1956) mit 1500 m anzusetzen sein, nach VON WISSMANN (1938) in der Kalmi-Kette im Norden Koreas in 2200 m und im zentralen Hondo bei 2400 bis 2600 m. Die zuletzt genannten Gebiete liegen aber schon etwas nördlich bzw. südlich des 40. Parallels, also weit südlich der Zentralalpen. Bis nach Hokkaido ist neuerdings durch MINATO (1955) *Mammonteus primigenius* nachgewiesen.

Die Südgrenze der borealen Nadel- gegen die anspruchsvolleren Mischwälder wird man demzufolge entsprechend den Darlegungen VON WISSMANN'S (1938) in der Südmandschurei mindestens bei 42 bis 43° Nord annehmen müssen.

Faßt man das Ergebnis der Übersicht über den Verlauf der würemzeitlichen klimabedingten Vegetationszonen in den verschiedenen Teilen Eurasiens etwas schematisiert zusammen und vergleicht es mit der gegenwärtigen Lage der Südgrenzen von Tundra und borealem Nadelwald als wichtigsten physiogeographischen Landschaftsgliedern, so ergibt sich das Bild, daß zwischen der exzessiven Südverlagerung der physiogeographischen Zonen auf der atlantischen Westseite des Kontinentes und einer etwas geringeren, aber doch sehr deutlichen auf seiner pazifischen Ostseite im kontinentalen zentralen Teil eine minimale Verlagerung während der letzten Kaltzeit stattgefunden hat. Es ist jener Raum von Südwest- und Mittelsibirien, für den GUERASSIMOW & MARKOW die eingangs zitierte Feststellung getroffen haben.

Welche Folgerungen lassen sich nun aus diesem Tatbestand hinsichtlich der kaltzeitlichen Temperaturverhältnisse im zentralen Eurasien ziehen?

Im globalen Überblick wird die durchschnittliche kaltzeitliche Depression des Breitenkreismittels der Jahrestemperatur der bodennahen Luftschichten der Breiten 50° von verschiedenen Autoren, zuletzt FLOHN (1953), übereinstimmend auf 7 bis 8° C geschätzt. Dabei ist die Erniedrigung der Wintertemperatur größer, die der Sommertemperatur kleiner als die des Jahresmittels (vielleicht 4 bis 5° im Hochsommer, 11 bis 12° im Hochwinter). In die Mittelbildung gehen einerseits die ozeanischen Räume, andererseits die kontinentalen ein. Nun müssen auf Grund der fundamentalen allgemeinklimatologischen Erfahrung, nach der in der Breiten polaufwärts von 40° Br., in denen „die Wintertemperatur den Charakter der Jahrestemperatur bedingt“ (HANN-SÜRING 1939, S. 178), die kontinentalen Gebiete diejenigen minimaler Wintertemperatur und im Vergleich zu den ozeanischen Teilen auch relativ niedriger Jahrestemperatur sind, in den ozeanischen Gebieten notwendig die Depressionen der Jahresmittel- und Wintertemperatur geringer, in den kontinentalen merklich größer als das Breitenkreismittel gewesen sein, wenn nicht eine gegenüber der Gegenwart stark abgeänderte Zirkulationsanordnung diese Regel, die für die rezent vorherrschende Zonalzirkulation (High-zonal-index-Typ WILLET'S 1950) gilt, dynamisch modifiziert hat. FLOHN gibt die Depression der Jahresmitteltemperatur für die ozeanischen Gebiete mit 3 bis 5° C an. Die Sommertemperatur muß in den eisnahen Gebieten Mitteldeutschlands nach verschiedenen Ableitungen (vgl. WEISCHET 1954) um 10 bis 12°, die Wintertemperatur um 16° zurückgegangen sein. Und für das Gebiet um Laibach hat POSER (1947) als für die würemzeitliche Baumgrenze Werte von etwa 10° bzw. 12° überzeugend abgeleitet.

Um eine entsprechende Vorstellung von der unter den vorausreferierten physiogeographischen Bedingungen zur Würmeiszeit möglichen Temperaturdepression in Südwest- und Mittelsibirien zu bekommen, habe ich die gegenwärtigen thermischen Verhältnisse mitein-

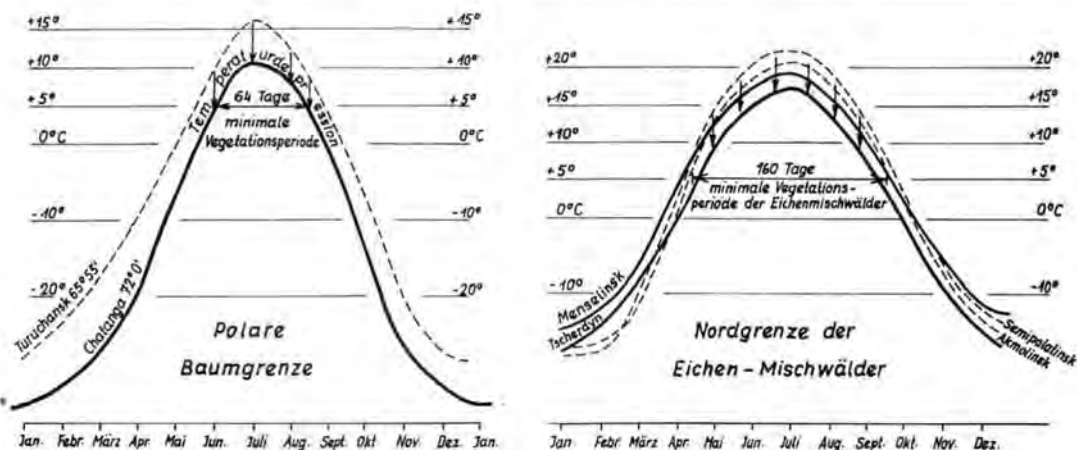


Abb. 2. Vergleich des Temperaturganges im Bereich der rezenten und würmzeitlichen
 a) polaren Baumgrenze b) Nordgrenze der Laubmischwälder

und die mögliche sommerliche Temperaturdepression während der Würmeiszeit in Westsibirien. ander verglichen, die jeweils in den Bereichen der rezenten und der kaltzeitlichen polaren Verbreitungsgrenze der Nadelbäume der Taiga einerseits und der anspruchsvolleren Laubbäume der Mischwaldzone andererseits herrschen (vgl. Abb. 2). Dabei wurden als Begrenzungswerte nicht allein die Monatsmitteltemperaturen, sondern auch die verschiedenen Längen der Vegetationsperioden berücksichtigt. (Letztere läßt sich ungefähr durch die mittlere Zeitspanne festlegen, welche Tagesmitteltemperaturen über 5°C aufweist; für das Verfahren spielt es kaum eine Rolle, einen anderen Wert zwischen 5 und 0° zu nehmen). Monatsmittel der Lufttemperatur für die Sommermonate und Zahl der Tage über der Grenztemperatur der Vegetationsperiode sind als die zwei Größen anzusehen, welche die Anordnung der subpolaren Vegetationszonen von der thermischen Seite wesentlich bestimmen. Die Zahl der Tage über 5°C läßt sich aus dem Sowjetatlas (1937) entnehmen, die Monatsmittel aus den von KÖPPEN (1939) zusammengestellten Klimawerten für Rußland.

Zunächst die polare Baumgrenze (Abb. 2 a). Bei der relativ geringen Stationsdichte ist es zwar schwer, jeweils Stationen aus dem engsten Bereich der derzeitigen und würmzeitlichen polaren Baumgrenze zu bekommen. Doch Chatanga ($50\text{ m} + \text{NN}$) in Mittel- und Kasetschje ($17\text{ m} + \text{NN}$) in Ostsibirien repräsentieren ziemlich genau die Tundrengrenze. Rund 64 bis 70 Tage über 5°C bei einem Julimittel von 10 bis 11° sind die Kennzeichen. Setzt man diese Bedingungen auch für die würmzeitliche polare Baumgrenze an und vergleicht damit die im Gebiet ihrer damaligen Lage gegenwärtig herrschenden thermischen Verhältnisse, so kann nahe der Mündung der Unteren Tunguska die würmzeitliche Temperaturdepression während der Sommermonate nur die Größenordnung von 4 bis 6°C gehabt haben. Dort ist nämlich in Turuchansk ($65^{\circ} 55'$, $40\text{ m} + \text{NN}$) heute das Julimittel ungefähr 16° bei einer Dauer der Vegetationsperiode von rund 100 Tagen. In Mittelsibirien ist die zahlenmäßige Abschätzung aus Ermangelung von Beobachtungsstationen im Zentralsibirischen Plateau nicht möglich. Aber die Werte des Temperaturrückganges müssen geringer sein als weiter westlich, da rezente und eiszeitliche Tundrengrenze fast zusammenfallen.

Für die Errechnung der Temperaturdepression im Gebiet der eiszeitlichen Nordgrenze der Laubmischwälder (s. Abb. 2 b) ergibt sich die Schwierigkeit, daß gegenwärtig Laubwälder, an denen die Eiche beteiligt ist, wegen der nach Osten zunehmenden Trockenheit auf das Gebiet westlich vom Ural beschränkt sind. Die Verbreitungskarten im Sowjetatlas (1937) unterscheiden „Nadel- und breitblättrige Wälder (Mischwälder) sowie

„breitblättrige Wälder (Laubwälder mit Eiche)“. Nach Westsibirien reichen nur „Esen- und Birkenwälder“. Als minimale thermische Voraussetzung der Laubwälder muß ein Temperaturgang angesehen werden, welcher zwischen denjenigen der Stationen Tscherdyn (gelegen bei $60^{\circ} 24'$, 177 m + NN am Südsaum innerhalb der Nadelwaldzone) und Menselinsk ($55^{\circ} 39'$, 80 m + NN im nördlichen Bereich der Laubwälder) verläuft (ausgezogene Linien in Abb. 2 b). Dieser Temperaturgang entspricht für das Sommerhalbjahr demjenigen in der breitenmäßig vergleichbaren Zone des Westsibirischen Tieflandes am Unteren Irtytsch (Station Tara z. B.), in der heute aus hygrischen Gründen die Eiche fehlt. Die zugehörige Vegetationsperiode muß in Westsibirien mit wenigstens 160 Tagen angesetzt werden, da die Dauer an der Nordgrenze der Laubwälder von 185 Tagen bei Kiew mit wachsender Kontinentalität auf 170 Tage an der Wolga und 165 Tage südlich Perm abnimmt. Weitere 5 Tage wurden für das noch sommerwärmere Westsibirien in Rechnung gestellt.

Den gegenwärtigen Temperaturgang für diejenigen Gebiete, in denen nach FRENZEL & TROLL (1952) in der letzten Kaltzeit Laub-Mischwälder mit Eichen vorhanden waren, repräsentieren die Werte von Akmolinsk ($51^{\circ} 10'$, 347 m + NN) und Semipalatinsk ($50^{\circ} 24'$, 207 m + NN), wobei die zuletzt genannte Station sicher thermisch günstiger ist als die Standorte würemzeitlicher Laub-Mischwälder (gestrichelte Kurven in Abb. 2 b). Aus dem Vergleich ergibt sich, daß die sommerlichen Temperaturdepression im Bereich zwischen oberem Ob und Irtytsch in der Baraba-Steppe höchstens 3 bis 5°C betragen haben kann. Nach der Wahl der Stationen sind dieses maximale Abschätzungswerte, die wahrscheinlichsten liegen zwischen 2 und 4°C .

Als Resultat für den Gesamttraum des zentralen Eurasiens ist festzustellen, daß auf Grund der gegenwärtigen Vorstellung vom Verlauf der kaltzeitlichen Vegetationszonen die Sommertemperatur zur letzten Eiszeit nahe dem Polarkreis maximal 5 bis 8° , in Breiten um $50^{\circ} 2$ bis 4° niedriger gewesen sein kann als in der Gegenwart. Im Vergleich zum ozeanischen Westen ist also die Temperaturdepression im Innern des Kontinentes während des Sommers in den höheren Breiten 4 bis 5° (verglichen mit Mitteldeutschland), bei ca. 50°N 6 bis 8° (verglichen mit dem Raum Laibach) geringer gewesen. Die Differenz zum Breitenkreismittel in 50° beträgt 1 bis 2° .

Wenn man das als Folge der verschieden großen Kontinentalität ansieht, so verlangt die Anwendung eben dieses Klimafaktors aber nach der vorher zitierten klimatologischen Grunderfahrung auch, daß man die Depression von Winter- und Jahresmitteltemperatur als größer annimmt als im ozeanischen Westen oder im Breitenkreismittel.

Die Wintertemperatur war in den periglazialen Bereichen Mitteldeutschlands um 16° , im Raume um Laibach ca. 12° , im Breitenkreismittel um 10 bis 11° zurückgegangen. Veranschlagt man nun den Kontinentalitätseffekt für den Winter mit derselben Größenordnung temperatur-erniedrigend, mit der er Sommer erhöhend wirksam wurde, also mit 4 bis 5 bzw. 6 bis 8° , so wird man die Depression der Wintertemperatur im Gebiet um Turuchansk mit (-16 zuzüglich 4 bis 5°) 20 bis 21° , im Bereich der Baraba-Steppe mit (-12 zuzüglich 6 bis 8°) 18 bis 20° annehmen dürfen, abgeleitet von der Erniedrigung der Wintertemperaturen im ozeanischeren Mitteleuropa. Ausgehend von der Erniedrigung des Breitenkreismittels der Wintertemperatur für 50° Nord (11 bis 12° nach FLOHN 1953), ergibt sich für das Gebiet der würemzeitlichen Laub-Mischwaldgrenze ein Rückgang der Wintertemperatur um (11 bis 12° zuzügl. Kontinentalitätseffekt von 1 bis 2°) 12 bis 14° . Da Turuchansk heute schon ein minimales Monatsmittel von minus 28° hat, müßten zur Kaltzeit 48 bis 49° erreicht worden sein. Im Gebiet der Baraba-Steppe, wo heute im Januar mittel 16 bis 17° unter Null gemessen werden, wären 35 bis 36° , bzw. wenigstens 29° (nach dem Breitenkreismittel errechnet) unter dem Gefrierpunkt anzunehmen.

Bei den vorher abgeleiteten Julitemperaturen von 12° an der polaren Baumgrenze und 16 bis 17° an der Laub-Mischwaldgrenze, ergeben sich somit Jahresamplituden von

ungefähr 60° C um Turuchansk, sowie zwischen 45 und 56° C im Gebiet zwischen Akmo-linsk und Semipalatinsk. Es resultieren also folgende thermischen Kennzeichen:

	Monatsmitteltemperatur des Hochsommer- monats		Jahresamplitude des Hochwinter-
polare Waldgrenze (untere Tunguska)	+12°	—48/49°	ca. 60° C
Nordgrenze des Laubmischwaldes (Baraba-Steppe)	+16 bis 17°	—29 bzw. 35/36°	45/46 bzw. 52° C

Diese Werte ergeben sich notwendig aus der prämissenhaften Anwendung der These, daß die „klimatische Stabilität“ eine Folge der kontinentale Lage ist. Es läßt sich so aus dem Ergebnis der Ableitung die Berechtigung der Prämisse prüfen. Grundsätzlich muß man die Möglichkeit einräumen, daß im östlichen Westsibirien die kalkulierten Temperaturamplituden aufgetreten sein können, da Jahresamplituden von 65° bzw. 55° heute in entsprechenden Breiten vorkommen. Aber sie finden sich gegenwärtig erst 30 bis 40 Längengrade weiter ostwärts; nahe dem Polarkreis erst im Lenabogen, in 50° Breite am oberen Tschilka, d. h. in unmittelbarer Nähe der Räume größter thermischer Kontinentalität überhaupt. Es ist also festzustellen, daß nicht das gegenwärtige Ausmaß der Kontinentalität in West- und Mittelsibirien diesem Raum zur Stabilität der physiogeographischen Bedingungen verholfen hat, daß dazu vielmehr in ihm eine Verstärkung der kontinentalen Faktoren notwendig war.

Diese Intensivierung der Kontinentalitätsfaktoren in Westsibirien muß mit großer Wahrscheinlichkeit als Ergebnis einer Westverlagerung der Räume größter Kontinentalität im Vergleich zur aktuellen Anordnung angesehen werden, wie der Umstand zeigt, daß die physiogeographische Veränderung im Ostteil Eurasiens wieder größer waren als im mittleren Teil. Bei Voraussetzung der regionalen Klimadifferenzierung der Gegenwart läßt sich nämlich schwerlich erklären, daß ostwärts des Werchojanischen Gebirgsbogens eine beträchtlich stärkere Eisakkumulation stattgefunden hat, da in der Gegenwart in erheblicher Ausdehnung in Ostsibirien sowohl die Niederschläge als auch die Schneedeckenhöhen noch geringer sind als weiter westlich. Erst im unmittelbaren Einflußbereich des Bering-Meereres wachsen die genannten Elementewerte wieder an (vgl. Sowjetatlas S. 112—114). Und die Tatsache, daß die Südverschiebung der Grenzen von Tundra, Nadel- und Laubwaldzone im Gebiet größter Kontinentalität größer war als weiter westlich, steht im Widerspruch zu dem vorher prämissenhaft angenommenen Prinzip, daß thermische Kontinentalität stabilisierend wirkt.

Diese Hinweise führen u. E. notwendig zur Annahme einer räumlich verschiedenen Anordnung des Kontinentalitätsfaktors zur Eiszeit im Vergleich zu gegenwärtigen Bedingungen, zu der Annahme einer Westverlagerung der Gebietes größter Kontinentalität. Diese kann grundsätzlich zwei Ursachenkomplexe haben: entweder eine Änderung der Land/Wasser-Verteilung oder eine solche des vorherrschenden Zirkulationsregimes. Der erstere war zweifellos wegen der Absenkung des Meeresspiegels und dem Aufbau der kontinentalen Eisschilde im westlichen Eurasien gegeben. Daß er aber über den ganzen Doppelkontinent allein für sich die vorauf dargelegte tiefgreifende Wirkung ausübte, ist unwahrscheinlich. Erstens ist der Zuwachs der Landmasse im Westen Europas im Vergleich zur Westverlagerung des Kontinentalitätsmaximums gering. Und zweitens ist so bei Erhaltung vorwiegender Zonalzirkulation nicht die Verlagerung des Gebietes größter Kontinentalität von Ost- nach Zentralsibirien zu verstehen. Dafür kann nur eine Änderung der gegenwärtig über Eurasien herrschenden allgemeinen atmosphären Zirkulation eine befriedigende Erklärung liefern.

So führt m. E. die konsequente Anwendung der Prämisse, daß die Stabilität der Klimabedingungen in Mittel- und Westsibirien eine Folge der Kontinentalität dieses Raumes sei, zu der Folgerung, daß eine Änderung des gegenwärtigen meteorologischen Regimes wenigstens zusätzlich angenommen werden muß.

II. Einfluß der Zirkulationsänderung auf die Konstanz der thermischen Bedingungen

Vorstellungen über die Zirkulationsänderung sind unabhängig von den voraus diskutierten Ergebnissen auf Grund der räumlichen Lage der großen Eisakkumulationen entwickelt worden, und es erhebt sich die Frage, wie diese sich zu den angeführten Folgerungen für West- und Mittelsibirien verhalten.

FLOHN (1952) hat an Hand zirkumpolarer Höhenluftdruckkarten die aktuell anormale Zirkulation, die zu außergewöhnlich schneereichen und kalten Winterperioden in den Gebieten der ehemaligen pleistozänen Eisansammlungen führten, mit derjenigen des normalen Winterablaufes verglichen. Er kommt zu dem Ergebnis, daß der Meteorologe in der Verteilung der pleistozänen Vergletscherungszentren „ein fossiles Abbild der Höhenströmung und damit der mittleren troposphärischen Temperaturverteilung in der Eiszeit sehen kann“. Die Aussage beruht auf der Tatsache, daß die aktuelle synoptische Situation schneedeckenreicher Ausnahmeweiten in charakteristischer Abwandlung der normalen Höhendruckverteilung dadurch gekennzeichnet ist, daß sich über den Gebieten der pleistozänen Vereisungszentren kräftige Tiefdrucktröge des Zirkumpolarwirbels finden. Die eiszeitliche Höhenströmung unterschied sich demnach von der gegenwärtigen dadurch, daß erstens die Höhenträge des Tiefdruckwirbels kräftiger ausgebuchtet und zweitens etwas nach Westen verschoben waren. (Vgl. auch Abb. 128 und die entsprechende Darstellung bei WOLDSTEDT 1954). Der das rezente Klima beherrschende Trog über Nordamerika war von der Ostküste über das Gebiet der Hudson-Bay und der Großen Seen gewandert, der gegenwärtig im Mittel über Westsibirien nur schwach angedeutete in kräftiger Form nach Europa gerückt. Zwischen den beiden lag über dem Atlantik der entsprechende Höhenhochdruckkeil. Dadurch wurde die das rezente Klima des Westteiles Eurasiens beherrschende durchgehende Warmluftdrift der Westwindzone über dem Atlantik blockiert, die Luftmassen im statistischen Mittel auf der Westseite des Hochdruckkeils bis in subpolare Breiten geführt, von wo die Ausgleichsströmung Europa als nördliche Kaltluftdrift auf der Ostseite des Hochdruckkeils erreichte. Als zentrale Bedingung für die Ausbildung einer Vereisung Westeurasiens wird also angesehen, daß dieser Teil des Kontinentes aus der Vorderseiten-Warmluftzufuhr in den Rückseiten-Kaltluftstrom gelangt, wie es z. B. die Abb. 7 bei FLOHN angibt. Diese Situation ist Teil einer erhöhten Meridionalzirkulation, des „low zonal index-Typ“, wie WILLETT (1950) ihn nennt.

Als Stütze der Ableitung FLOHNS an Hand der Großwetterlage im Dezember 1950 kann übrigens gelten, daß 29 unabhängig ausgewählte Testfälle über die synoptischen Bedingungen einer Schneedeckenbildung im normalerweise schneefreien Westdeutschen Flachland ganz eindeutig zu dem Ergebnis führten, daß die episodisch ausnahmsweise Ansammlung von Schnee in dem genannten Bereich eine Blockierung der Westdrift über dem Atlantik und Ersatz durch eine meridionale Nordsteuerung zwischen einem Hochdruckkeil über dem östlichen Atlantik und einem Tiefdrucktrog über dem mittleren Europa erforderte (WEISCHET 1948).

Über dem eurasiatischen Doppelkontinent wiederholt sich dann die mäanderförmige Druckanordnung, wie sie für den Bereich des Atlantiks und seiner angrenzenden Festlandgebiete referiert wurde. Die relativ große Vergletscherung des Ostsibirischen Raumes ergab sich im Bereich des dort auftretenden nächsten Höhentrog. Zwischen diesem und demjenigen über dem mittleren Europa muß sich aus dynamisch-meteorologischen Gründen ein Hochdruckkeil einschalten, der gerade den Raum größter Stabilität der Klimabedingungen im zentralen Teil Eurasiens beeinflußt. FLOHN (1952) hat seine Folgen schon angedeutet, indem er als Nebenkonsequenz der eiszeitlich verstärkten Meridionalzirkulation die Notwendigkeit gesteigerter Warmluftzufuhr über dem Atlantik, dem Pazifik

und in schwächerem Maße auch über dem hier in Frage stehenden Mittelsibirien herausstellte.

Um diese Notwendigkeit für den in Frage stehenden Raum speziell zu überprüfen und zu untermauern, habe ich mir für die Wintermonate der Jahre 1949 bis 1958 aus den Täglichen Wetterkarten des Deutschen Wetterdienstes und den zirkumpolaren Synoptic Weather Maps des US-Weather Bureaus eine Übersicht über die in den betreffenden Monaten vorherrschenden Großwetterlagen und die mit ihnen im atlantischen Westen bzw. in Westsibirien verbundenen Temperaturanomalien verschafft. Aus dieser ergibt sich, daß bei längerer Erhaltung eines Höhentrogas über der Mitte Europas regelhaft einerseits im Bereich des Troges zu kalte, schneereiche Winterperioden auftreten, während sich gleichzeitig in Westsibirien als Folge der Warmluftzufuhr aus Südwesten positive Temperaturanomalien einstellen. Als Beispiele können außer der von FLOHN (1953) herangezogenen Dezemberlage 1950 kürzere Zeitabschnitte der Monate Januar, Februar und November 1952, des Januars und Februars 1955 sowie des Februars 1956 dienen. Außerdem sind in der nachstehenden Tabelle diejenigen Hochwintermonate zwischen 1941 und 1952 aufgeführt, die an den Stationen Barnaul bzw. Swerdlowsk besonders große positive Temperaturanomalien aufwiesen (die freundliche Vermittlung der in Veröffentlichungen nicht zugänglichen Werte verdanke ich Frau Prof. E. RUBINSTEIN, Leningrad).

	I/41	II/43	XII/43	I/44	I/46	II/46	I/49	II/49	XII/50	XII/51	I/52
	Mittlere monatliche Temperaturanomalie										
Barnaul	+4,0°		+3,7°		+3,4°	+7,7°	+6,2°	+5,5°		+8,7°	+3,3°
						+10° (16.-28.)					+5° (16.-28.)
Swerdlowsk		+2,3°	+4,3°	+5,9°	+4,6°	+4,0°	+8,8°		+5,6°	+6,6°	
						+7° (16.-28.)					
	Zirkulationstyp										
						zon.	zon.	merid.	zon.	ab 15. merid.	
	Zahl der Schneedeckentage										
Frankfurt/M.	27	0	1	1	1	6	3	0	24	0	6
	Temperaturanomalie										
	-3,6	+2,3	-0,4	+3,4	-1,9	-1,2	+1,7	+0,3	-2,4	+1,0	-0,3 (16.-30.)
											(20.-28.)

Auf Grund der o. a. synoptischen Übersicht stellen sich die Anomalien im Januar und Februar 1949 sowie im Dezember 1951 als Folge einer außergewöhnlich starken Zonalzirkulation heraus, bei der auch im atlantischen Westen zu hohe Wintertemperaturen und geringe Schneefälle auftraten, wie die angeführten Werte für Frankfurt/M. (MOLLWO 1958) belegen. Sie scheiden aus der Betrachtung aus, da nur die Fälle zu kalter Winter im atlantischen Bereich interessieren. Der Januar 1952 ist dadurch ausgezeichnet, daß sich in der 2. Monatshälfte eine Trogsteuerung über Mitteleuropa einstellte, die in Frankfurt ab 18. zu negativen Temperaturanomalien bis zu 1,3 Grad im 6. Pentanmittel und zu sechs Schneedeckentagen führte, während in Swerdlowsk auf der Ostseite des Troges zwischen dem 16. und 28. eine im Durchschnitt 5,2 Grad zu hohe Temperatur herrschte. Die Großwetterlage des Dezembers 1950 ist durch die Höhendruckverteilung in Abb. 7 bei FLOHN (1953) schon als Typ der Meridionalzirkulation bekannt. Die positive Temperaturanomalie betrug in Swerdlowsk 5,6°, während Frankfurt im gleichen Monat eine Negative von 2,4° bei der extrem langen Schneedeckendauer von 24 Tagen hatte. Ein ähnliches Beispiel dürfte der Januar 1941 sein, wenn dafür auch das synoptische Material noch nicht zur Verfügung stand. Die außerdem angeführten Werte für kürzere Zeitabschnitte im Januar und Februar 1946 sowie im Dezember 1943 fügen sich in das Bild gut ein. Man findet so also durchaus die Regel bestätigt, daß die vorherrschende Meridionalzirkulation im atlantischen Westen Eurasiens zu kalten und schneereichen Wintern

führt, im mittleren Teil des Kontinentes zwischen Ural und mittelsibirischem Bergland dagegen den umgekehrten Effekt, nämlich relativ milde Winter zur Folge hat. Nimmt man nun wie FLOHN (1953) die Meridionalzirkulation als eine meteorologische Voraussetzung zur Ausbildung der Vereisung, so ist mit ihr notwendig verbunden, daß in West- und Mittelsibirien die Klimaverschlechterung im Vergleich zu den im Westen und Osten angrenzenden Räumen des Doppelkontinentes relativ gering gewesen sein muß. Der Vorderseiten-Warmluftenfluß milderte die weltweite primäre und sekundäre eiszeitliche Temperaturerniedrigung, während im atlantischen Westen und in Ostsibirien die nördliche Luftzufuhr sich verstärkte.

Dadurch erscheint die Stabilität der Klimabedingungen West- und Mittelsibiriens in anderem Licht. Sie muß m. E. als zirkulationsbedingt derart angesehen werden, daß der Luftmassentransport in diesem Raum im Interglazial bei verstärkter Zonalzirkulation subpolare Akzente, bei der im Glazial vorherrschenden Meridionalzirkulation subtropische Akzente bekommt. Diese wirken der primären, zirkulationsunabhängigen Temperaturwelle zwischen Interglazial und Glazial entgegen und schwächen ihre Amplitude, d. h. führen zu relativ konstanten thermischen Bedingungen.

Literatur:

- BLAGOWETSCHTSCHENSKAJA, M. N.: Spuren der Vereisung im Tal der Unteren Tunguska (Ostsibirien) und im Gebiet ihrer Nebenflüsse (russ.). - Materialy Wsessojasn. nautsch. issled. geol. Inst. 7, S. 243-248, 1955. (Ref. MIRTSCHING, Zentralbl. f. Geol. u. Min. 1958/1).
- BÜDEL, J.: Die Klimazonen des Eiszeitalters. - Eiszeitalter u. Gegenw. 1, S. 16-26, 1951.
- DEUTSCHER WETTERDIENST: Täglicher Wetterbericht.
- FLOHN, H.: Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. - Geol. Rd. 40, S. 153 bis 178, Stuttgart 1952. - - Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. - Erdkunde 17, S. 266-275, Bonn 1953.
- FRENZEL, B., & TROLL, C.: Die Vegetationszonen des nördlichen Eurasiens während der letzten Eiszeit. - Eiszeitalter u. Gegenw. 1, S. 154-167, 1952.
- GUERASSIMOW, I. P., & MARKOW, V. V.: La paléogéographie des territoires de L'U.R.S.S. durant la période glaciaire. - C. R. Congr. Géol. Int. Alger 1952, fasc. XV, S. 289-304, Alger 1954.
- HANN-SÜRING: Lehrbuch der Meteorologie, Bd. I, Leipzig 1939.
- KÖPPEN, W.: Klimakunde von Rußland in Europa und Asien. - Hdb. d. Klim. Bd. III, Teil N, Berlin 1939.
- MINATO, M.: Zu den Mammontausfaunen Hokkaidos. - Jap. J. of Geol. a. Geogr. 26, S. 105-113, 1955.
- MOLLWO, H.: Klimawerte von Frankfurt/Main 1857-1956. - Ber. Dt. Wetterd. Nr. 43, 1958.
- NIKOLSKAJA, W. W., & SCSCHERBAKOW, I. N.: Spuren einer alten Vereisung im Gebirge Tüküring-Dshangdy (russ.). - Iswestja Ak. Nauk. SSSR., Ser. geogr., Nr. 2, S. 58-65, 1956. (Ref. MIRTSCHING, Zentralbl. Geol. u. Min. 1957/1.)
- PARMUZIN, J. P.: Zur Paläogeographie Mittelsibiriens während des Quartärs (russ.). - Voprosy Geogr. 35, S. 82-111, 1954. (Ref. MIRTSCHING, Zentralbl. f. Geol. u. Min. 1956.)
- POSER, H.: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit. - Naturwiss. 34, S. 10-18, 1947. - - Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. - Erdk. 2, S. 53-68, Bonn 1948. - - Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. - Naturwiss. 34, S. 232-238, 262-267, Berlin 1947.
- SOWJETATLAS: Moskau 1937.
- THIEL, E.: Die Eiszeit in Sibirien. - Erdk. 5, S. 16-35, Bonn 1951.
- US WEATHER BUREAU: Synoptic Weather Map, Daily Series, Part. I, 1950-52.
- WEISCHET, W.: Die Schneedeckenverhältnisse im Rheinischen Schiefergebirge und ihre synoptisch-meteorologischen Bedingungen. - Diss. Bonn 1948 (Zusammenfassung „Decheniana“, Verh. d. nat. hist. Ver. Rheinl. u. Westf. 1949.) - - Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung. - Mitt. geogr. Ges. München 39, S. 95-116, 1954.

- WILLETT, H. C.: The general circulation at the last (Würm) glacial maximum. - Geogr. Ann. 31, Stockholm 1950.
- VON WISSMANN, H.: Über Lößbildung und Würmeiszeit in China. - Geogr. Z. 44, S. 201-220, Leipzig 1938.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, Bd. I. Stuttgart 1954.
- ZEUNER, F. E.: Das Problem der Pluvialzeiten. - Geol. Rd. 41, S. 242 ff., Stuttgart 1953.

Manusk. eingeg. 11. 6. 1960.

Anschrift des Verf.: Dr. W. Weischet, z. Zt. Universidad Austral de Chile, Instituto de Geografía, Valdivia/Chile, Casilla 1020.

Neue Schweizer Arbeiten zur Glazialmorphologie des Mittellandes

VON HANS GRAUL, Heidelberg

Mit 2 Abbildungen im Text

S u m m a r y. In this report the most important results of 5 new Swiss papers on glacial and periglacial landforms of the „Schweizer Mittelland“ are published and discussed. These very good studies show the first geomorphological maps (1 : 25 000) of the „Mittelland“ and for the first time they analyse periglacial forms in this region. A reiterated and radical change of accumulation and erosion is rejected within the melt-water-valleys during the Würm-glaciation. The thick accumulation of pebbles is recognized as „Vorstoßschotter“. Nowhere it has been noticed that fluvio-glacial pebbles interfinger with end-moraines. The highest of the lower terraces is the built-up-level of the fluvio-glacial accumulation of the Würm-time. For that reason the Würm-time seems to be undissected in the Hochrhein- and Aare-valley. This opinion is opposite to J. HUG, L. ERB, D. KIMBALL, F. E. ZEUNER and R. HUBER.

The reviewer points out that real cut-terraces are only existing in relatively short parts of the valleys (C. TROLL's „Trompetentälchen“). But for the rest you can find as a rule an erosional disconformity on every wider inset terraces-level, because there are secondary pebbles of about 5—8 m thickness interbedded in the older main accumulation of the Würm-time. The question whether there are floors running throughout the valley below the main terrace-level in the Hochrhein valley, cannot be answered by individual and relatively small sections of a melt-water-valley; least of all in the Hochrhein valley above the mouth of the Aare. For the development of deeper situated lower-terraces was controlled by the later advance of the Rhone-glacier at a time, when the other Swiss glaciers were receding. The reviewer substantially agrees with the Swiss scheme of periglacial forms and the classification of the Riss-time.

In den letzten Jahren hat die glazialgeologische und -morphologische Bearbeitung des Schweizer Mittellandes eine beachtliche Belebung erfahren, die auf die Anregungen von H. ANNAHEIM-Basel (auch als Vorsitzendem der rührigen Schweizer Geomorphologischen Gesellschaft) und H. BOESCH-Zürich zurückgeht. Die hervorragenden Schweizer Untersuchungen der 90-er bis 30-er Jahre hatten vielleicht gerade wegen der wissenschaftlichen Autorität mancher ihrer Bearbeiter eine gewisse Hemmung für die weitere Entwicklung der Schweizer Quartärforschung bedeutet, zum anderen fehlte ihr bis zu einem gewissen Grade die Untersuchungsmethodik des Geomorphologen, wie sie in Deutschland durch die Schulen von A. PENCK und E. BRÜCKNER schon seit Beginn dieses Jahrhunderts eine ganz besondere Pflege erfahren hat. Und wenn auch die deutsche Periglazialforschung von den Geologen W. SALOMON, W. SOERGEL und P. KESSLER ausgegangen war, so fand sie doch frühzeitig an einer ganzen Reihe von Geographischen Hochschulinstituten eine Heimstätte höchst intensiver Pflege. In der Schweiz aber war dieser Zweig der Quartärforschung bis zum Ende des 2. Krieges fast unbekannt geblieben.

DU PASQUIER, F. MÜHLBERG, J. HUG, Alb. HEIM, R. FREI, P. BECK und viele andere Schweizer Quartärforscher waren Geologen gewesen. Die hier zu besprechenden Arbeiten stammen aber durchweg von jungen Schweizer Geographen. Ich würde dieses Faktum nicht so herausstellen, wenn damit nicht verbunden wäre die Tatsache einer auffallend neuen Perspektive in so manchen Fragen des Mittelland-Quartärs. Die neuen Untersuchungsmethoden und Ergebnisse stehen denen, welche in den letzten Jahrzehnten im schwäbisch-bayrischen und österreichischen Alpenvorland erzielt worden sind, weit näher als manche der früheren Auffassungen. Dies ist vor allem auch der Grund für mich, hier auf jene neuen Schweizer Arbeiten besonders hinzuweisen, wobei nicht bloß an eine Berichterstattung der genannten Arbeiten, sondern an eine auch kritische Betrachtung derselben gedacht wird. Es soll hier also über die neuen Ergebnisse diskutiert werden, was ich glaube mir erlauben zu dürfen, da ich mich in den letzten Jahren ziemlich intensiv mit dem Jungpleistozän des Mittellandes beschäftigt habe.

Es handelt sich um folgende Veröffentlichungen:

1) JÄCKLI, H.: Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reuſtal. - *Geographica Helvetica* **11**, S. 46-59, 1 morpholog. Karte 1 : 50 000, 3 Abb., Zürich 1956.

2) LEEMANN, A.: Revision der Würmterrassen im Rheintal zwischen Diessenhofen und Koblenz. - *Geogr. Helv.* **12**, S. 89-173, 23 Abb., Zürich 1958.

3) BUGMANN, E.: Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau. - *Mitt. d. Aargauischen naturforsch. Gesellsch.* **25**, 94 S., morpholog. Karte 1 : 25 000 in zwei Blättern, 13 Abb., Aarau 1958.

4) MOSER, S.: Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus. - *Mitt. d. geographisch-ethnologischen Gesellsch. Basel* **10**, 98 S., morpholog. Karte 1 : 25 000, 5 Beilagen, 9 Photos, 18 Abb. im Text, Basel 1958.

5) ANNAHEIM, H., BÖGLI A. & MOSER, S.: Die Phasengliederung der Eisrandlagen des würmeiszeitlichen Reußgletschers im zentralen schweizerischen Mittelland. - *Geogr. Helv.* **13**, S. 217-231, Zürich 1958.

Etwa zu gleicher Zeit sind auch mehrere Arbeiten zum gleichen Thema von geologischer Seite vorgelegt worden. Ich nenne vor allem R. HUBER (1956), H. BECK (1957) und R. HANTKE (1959 a und b). Sie weisen aber außer HANTKE's Arbeiten zu wenig Kontakt mit den hier zu besprechenden Dingen auf und sollen daher in einem anderen Rahmen des näheren behandelt werden. Im Übrigen ist die Arbeit von R. HUBER bereits einer kritischen Betrachtung bei A. LEEMANN unterzogen worden. Diese Veröffentlichungen wie eine Diskussion zu 5) (H. JÄCKLI 1959) wie alle im folgenden zitierten Arbeiten sind im Literaturverzeichnis aufgeführt.

In den fünf genannten Untersuchungen werden eine ganze Reihe neuer Ergebnisse erzielt, von denen folgende besonders herausgestellt sein mögen:

1. Zum ersten Male werden nach einer Geländeaufnahme bis zu 1 : 5000 herab morphologische Karten auf der topographischen Grundlage der neuen Schweizer Landeskarte 1 : 25 000 eines größeren Ausschnittes des Mittellandes vorgelegt. Es handelt sich um das Gebiet von der Aaremündung bis kurz vor Aarau, nach SE bis zur Lägern, südl. Bremgarten, Dottikon und Seon.

2. Zum ersten Male wird aus dem Schweizer Mittelland eine reichhaltige Serie von periglazialen Formen der letzten Eiszeit beschrieben und kartiert (vor allem LEEMANN, BUGMANN und MOSER). Es werden die Formen auf letzteiszeitlichen Ablagerungen analysiert und versucht, sie als hoch-, spät- oder postglazial zu erkennen (L. und B.). Zu den ersteren gehören alle jene, deren Entstehung auf Bodenfließen zurückgeführt werden kann, so „Hangdellen“ (L.), die M. als „muldenartige Einbuchtungen in der Terrassenkante“ bezeichnet, deren Ausraum als deutlicher Schuttkegel auf der nächsttieferen Terrasse abgelagert wurde. Auch B. beschreibt diese Formen von der Leuggerner Terrasse (linke Seite, unteres Aaretal) als „Kantenkerben“ oder „Miniaturdellen“. Auch diese streichen in die Luft aus (nach seiner Fig. 16). L. sieht darin einen Beweis, daß die darunter gelegene Terrassenfläche (z. B. Hasli-Terrasse bei Kaiserstuhl im Rheintal) eine jüngere Erosionsfläche in der Würm-Akkumulation ist.

Ferner werden „asymmetrische Muldentälchen“ (L.) oder „Dellen“ (M.) oder „Hangdellen“ (B.) beschrieben, die weiter hangwärts reichen. Im Altmoränengebiet sollen Dellen auch durch mächtige Auffüllung aus Kerbtalformen entstanden sein (B.). Eine dritte noch hochglaziale Form stellen die Korrasionstäler mit kastenförmigem Querschnitt dar (L.). Hingegen schon spätglazial, nach entsprechend tieferem Auftauen des Dauerfrostbodens, sollen alle Hohlformen mit V-förmigem Querschnitt sein, also mit fluviatiler Formung, so „Gräben“ (L.), und „größere Kerben“ mit Schwemmkegel auf tieferer Erosionsterrasse (B.). Diese Formen sind heute in der Regel trocken. Die noch durchflossenen zeigen größeres Einzugsgebiet, tiefere Einschnidung, also direkten Kontakt mit der rezenten Ero-

sionsbasis und sind holozän. Nur M. hält auch „fluviatile Miniaturtälichen“ für noch hochglazial, da er solche auf seinem noch hochglazialen C-Talboden des Aaretals (bei Rupperswil) auslaufend beobachten konnte. Eine Kiesgrube am Hang dieses Tälichens zeigt wahrscheinlich Taschenböden (S. 49).

4. Der an sich bekannte Formunterschied zwischen mittel- und jungpleistozänen Terrassenflächen wird einer erweiterten Betrachtung unterzogen, welche die besonderen Schweizer Verhältnisse berücksichtigt. Diese sind gegeben durch die Überfahung und Überarbeitung der meisten mittelpleistozänen Vorstoßschotter durch das Eis mindestens der Maximalvergletscherung (=Riß II der Schweizer).

5. Von BUGMANN wird die richtige Genese des Surbrales erkannt, das während des letzten Glazials zuerst von einer mächtigen Lokalschüttung aufgefüllt wurde, der sich erst bei Überfahung der Wasserscheide (zur Glatt bei Schöfflisdorf-Sünikon) durch den Gletscher das fluvioglaziale Fernmaterial deutlich beimengt. Es ist dies eine schöne Parallele zu dem Fazieswechsel der Schotter im oberen Donautal beim Vorstoß des rißzeitlichen Rheingletschers über die Rhein-Donau-Wasserscheide (GRAUL 1952, 1953). Auch wird von B. richtig erkannt, daß es sich bei der Akkumulation in den autochthonen Tälern um eine selbständige Aufschotterung des Glazials handelt (dieser weiße Jurakalkschutt wird hier „Chäppeligrien“ genannt), also um eine klimatisch bedingte, periglazial-fluviatile Akkumulation, wie sie bei uns seit den Untersuchungen von W. SOERGEL (1920) bekannt ist.

6. Mit einer „Revision der Würmterrassen“ (LEEMANN) wird das HUG-ERB-KIMBALL-ZEUNER-HUBER'sche Schema von mehreren ineinandergeschachtelten Niederterrassen-Akkumulationen im Hochrhein- und im unteren Aaretal abgelehnt (B. und M.). Es wird nach der im Geographischen Institut der Universität Zürich ausgearbeiteten „Indizmethode“ (vgl. H. BOESCH 1957) der Nachweis versucht, daß es nur eine Würm-Akkumulation in diesen Tälern wie in deren Nebentälern gegeben habe mit der Akkumulations-Endfläche als oberste Niederterrasse, während alle tiefer gelegenen Flächen reine Erosionsflächen seien.

7. Für diese letzteren wird mehr oder weniger eindeutig abgelehnt, daß sie sich als Reste einheitlicher Talböden durch das ganze Hochrheintal wie auch durch das Aaretal verfolgen lassen. Es handle sich vielmehr vielfach um „ableitende Erosionsflächen“, ähnlich wie Gleithänge bei Gleitmäandern (so vor allem LEEMANN). MOSER findet dagegen eine „präzis von den übrigen Flächen zu trennende Terrasse“ im Aaretal, etwa 15-20 m unter dem Würm-Akkumulationsniveau.

8. Die extramoränen Schotter unter diesem obersten Niederterrassenniveau werden als einheitliche Ablagerung der letzten Eiszeit erkannt, nämlich als Vorstoßschotter (L., B. und M.). Eine Unterlagerung dieser Vorstoßschotter durch einen älteren „Mittelterrassenschotter“, wie dies noch JÄCKLI für das untere Reußtal, R. HUBER (1956) für das Räfzerfeld und im unteren Glattal annehmen, wird für das gesamte Untersuchungsgebiet abgelehnt, da in keinem Aufschluß dafür ein entsprechender geologischer Beweis erbracht werden könne.

9. Die Würm-Vorstoßschotter verzahnen sich nirgends mit Endmoränen, sondern sie werden von diesen auf unruhiger Erosionsfläche überlagert (M. und L.). MOSER legt ein neues Blockbild für die PENCK'sche „Glaziale Serie“ vor, welches seinen Beobachtungen Rechnung trägt.

10. Die von A. BÖGLI schon 1954 vorgeführten überfahrenen Jungmoränen südlich Seon werden von MOSER bestätigt. Auch im Bünz- und im Reußtal werden von ihm solche überfahrenen Jungmoränen erkannt und kartiert. Sie haben nichts mit den von J. KNAUER (1954) beschriebenen überfahrenen Moränen von Zürich und Bremgarten zu tun, die im Gegenteil als Rückzugshalt aufgefaßt werden wie bisher. Dieser Auffassung schließt sich auch R. HANTKE (1959) an. Nach MOSER entsprechen die Zungenbecken „keineswegs den

schulmäßigen Vorstellungen eines mit Grundmoränen ausgekleideten und mit Drumlins übersäten Beckens“. Die Grundmoränen und drumlinoiden Formen werden eben vielmehr als überfahrene Jungmoränen aufgefaßt.

11. Während BUGMANN und LEEMANN im extramoränen Bereich nicht einmal Beweise für eine Phasengliederung der letzten Eiszeit finden, sieht MOSER in der Gruppierung der Moränenwälle und der von ihnen ausgehenden verbreiteteren Erosionsflächen den Nachweis für Schwankungen im Hochglazial, von denen in seinem Untersuchungsgebiet drei Eisvorstöße mit längerem Halt zu erkennen sind:

- F-Moränen (überfahrene), so z. B. Seengen,
- M-Moränen (die äußerste Gruppe), so z. B. Seon,
- S-Moränen (innerhalb der F-Gruppe), so z. B. Hitzkirch.

Meine bisherigen Beobachtungen bestätigen diese Gliederung weitgehend.

12. Mit dem Ende des Gletscheranwachsens zum äußersten Stand setzte am Gletscherende die Tiefenerosion ein und zerschnitt Moränen und das oberste Schotterfeld mit Trompetentälchen im Sinne C. TROLL's (1926). Diese Auffassung ist bei uns seit der präzisen Darstellung C. TROLL's eigentlich allgemein gültig.

13. Über den Wechsel von Erosion und Akkumulation in der glazialen Schmelzwasserrinne während eines eiszeitlichen Klimazyklus' ist man sich nicht völlig einig. Während MOSER sich an die Auffassungen von I. SCHAEFER (1950) anlehnt, lehnen BUGMANN und LEEMANN sie für ihre Gebiete ab, wobei letzterer ein sehr interessantes Querprofil des Rafzer Feldes vorlegt, das die ablehnende Haltung zu begründen vermag.

14. Es werden — wie bisher in der Schweiz — zwei große Rißvorstöße des Eises angenommen, von denen der zweite der maximale war. Die Verhältnisse liegen also gleich denen im nordwestlichen Rheingletschergebiet. Zwischen beiden Vorlandvereisungen soll aber nach MOSER kein ausgesprochenes Interglazial geherrscht haben, womit er eine Mittelstellung zwischen den Auffassungen von R. FREI einerseits und Fr. MÜHLBERG andererseits einnimmt.

15. Aus dem Betrag der Tiefenerosion in den Schmelzwasserrinnen kann nicht die Dauer eines Interglazials berechnet werden (MOSER nach SCHAEFER). Doch sind die Schottersohlen-Differenzen zwischen Jüngerem Deckenschotter und Hochterrassenschotter in den auf S. 87 bei MOSER angegebenen Stellen um 40—80% größer als zwischen Älterem Deckenschotter und Jüngerem. Es kommen hier die besonderen tektonischen Vorgänge im Schweizer Mittelland zur Wirkung (vgl. schon E. BRÜCKNER). Außerdem wird — für das Mittelland ebenfalls ein selten geäußelter Gedanke — auf die Bedeutung der glazialen Erosion im Mittelland während der mittelpleistozänen Vereisungen wenigstens hingewiesen (MOSER, S. 81).

16. Ein besonderes Problem stellt die Datierung des nicht mehr mit quartären Ablagerungen bedeckten Flachreliefs dar. MOSER kartiert System-Talkanten und Strukturformen wie „Schichtrippenkanten“ und „Härtekanten“. Erstere gliedert er nur in präglaziale und glaziale, wie er auch beim Flachrelief nur präglaziale Flächen (z. B. den Bözberg) auscheidet. BUGMANN hingegen datiert einen großen Teil auch des jüngeren Flachreliefs und zwar in der Weise, daß er die von Quartärablagerungen denudierte Fläche nach ihrer Höhenlage mit der nächsthöheren Schotteroberfläche zeitlich korreliert. Im Text äußert MOSER eine ähnliche Auffassung (S. 70).

17. Es werden noch eine Reihe flußgeschichtlicher Tatsachen, Epignesien, Anzapfungen etc. behandelt, auf die hier aber nicht näher eingegangen werden soll.

Zu einzelnen Punkten dieser Ergebnisse möchte ich mir folgende Bemerkungen erlauben:

Zu 2. Es wird vorgeschlagen, für die Formen der periglazialen Denudation möglichst eine einheitliche Terminologie zu verwenden. Dellen sind denudative, Täler erosive Formen; von „nichtfluviatilen Miniaturtälchen“ zu sprechen ist aber eine Kontradiktion.

Die Tiefe des in die Terrassenfläche eingelassenen Dellenbodens sagt nichts über die Tiefe des Auftaubodens aus. Während der Dellenbildung ging nämlich die Tieferlegung des Dellenbodens parallel mit der des sommerlichen Auftaubodens. Bei etwa gleichbleibender Tiefe des Auftaubodens kann sich also die Delle dauernd vertiefen und verbreitern.

Wichtig ist die Beobachtung von MOSER, daß die Vorform der Hangdellen kleine muldenförmige Einbuchtungen in der Terrassenkante sein dürften. Es erscheint naheliegend anzunehmen, daß alle diese Formen an gewisse Konzentrationen des Auftauwasseraustritts an der Terrassenkante gebunden sind. Das Auftauwasser erfüllte den gesamten Auftauboden, bewegte diesen aber nicht gleichmäßig in der Fallrichtung der Terrassenoberfläche, sondern in bestimmten Linien oder Streifen stärker, so daß es an der Terrassenkante nicht zu einem gleichmäßigen geschlossenen Abfließen der Fließerde kam, sondern zu einem in kleinen Hangdellen mit entsprechendem Schuttvorbau auf dem Terrassenhang. Die Tiefe, Größe und Länge der Dellen ist weniger eine Funktion der Zeit, als vielmehr die Funktion der Menge des zufließenden Wassers in diese Dellen, eine Funktion, die der Selbstverstärkung unterliegt. Diese zufließende Wassermenge war am größten unterhalb von Hohlformsystemen im Rückhang der Niederterrassenfläche (siehe dazu Fig. 16 bei BUGMANN). Je nach Zusammensetzung des Schotter und der Mächtigkeit seiner Fließerdebedeckung (auf die Tonsubstanz des Auftaubodens kam es also an) konnten die Korrasionsströme in den Dellen länger oder kürzer der formgebende Faktor sein. War der Wasserzufluß aber stärker, dann konnte es bei einem bestimmten Grenzwert auch zur Bildung eines oberflächlichen Gerinnes und zur Erosion kommen, wie sie MOSER im N des Schafisheimer Feldes als noch hochglazial ansprechen möchte. Tatsächlich ist die tiefere Rapperswiler Terrasse (Langi Tanne und Hard) noch hochglazial, wie ich auf anderem Wege nachweisen kann. Allerdings zweifle ich bei den von MOSER geschilderten Formen, daß es sich um solche von richtigen Gerinnen handelt. Es hat in der Kaltzeit alle Übergänge von langsam fließendem bis ruckartig schnell abfließendem Auftau-Schuttbrei in den Dellen gegeben, die nach dem Wasser-Schutt-Verhältnis die Reihe von der Delle über asymmetrische kastenförmige Korrasionstäler bis zu symmetrischen kastenförmigen Tälern entwickelten, von denen die letzten Formen dieser Reihe vorwiegend fluviatil geformt wurden (vgl. dazu schon die eingehenden Betrachtungen von J. BÜDEL 1944).

Zu 3. Die Tatsache, daß ein Dellenboden im Hanggelände über den ihm vorgelagerten Terrassenboden in die Luft ausstreicht, entscheidet für sich allein noch nicht, ob die vorgelagerte Terrassenfläche jünger ist als die Entstehung der Delle (LEEMANN). Nur wenn der zu der Dellenbildung gehörige Schuttkegel am Ausgang der Delle fehlt, was nur möglich ist, wenn der Schuttkegel durch das Schmelzwasser des Haupttales weggeräumt wurde, dann ist der vorgelagerte Terrassenboden jüngerer Entstehung als die Delle. Ob dieser Terrassenboden aber eine erosive oder eine akkumulative Fläche ist, wird damit allein auch noch nicht entschieden. So sind jedenfalls die von LEEMANN beschriebenen Dellen über der Hasli-Fläche und die Korrasionstäler am W-Ende des Rafzerfeldes älterer Entstehung als die von BUGMANN beschriebenen Formen auf der Leuggerner Terrasse, obwohl beide Formen auf die gleiche Ursache, nämlich auf Denudation durch abfließenden Auftauboden zurückgeführt werden. Man erkennt daraus abermals, daß selbst diese kleinen Formen vielseitige Ursachen haben, also nicht allein das Vorhandensein eines Dauerfrostbodens, und daß mit ihrer Hilfe eine allzufeine Datierung nicht möglich ist.

Eine Reihe von Beobachtungen (vor allem von BUGMANN und MOSER) weist darauf hin, daß der Dauerfrostboden und damit die hochglazialen Klimaverhältnisse im Schweizer Mittelland noch nach Beginn des Einschneidens von Aare und Hochrhein in ihr oberstes Aufschüttungsniveau wirksam gewesen sein müssen, was zu erwarten war.

Zu 5. Auch die Beobachtung, daß die Schwemmkegel des Chrüzlibaches bei Reckingen auf eine tiefe Rhein-Niederterrasse ausmünden, (es ist die Zurzacher, welche nach L. ERB 1936 und KIMBALL & ZEUNER 1946 der unteren NT entsprechen und altersgleich mit der

Inneren Jungmoräne sein soll) beweist, daß die kalt-klimatische Akkumulation der autochthonen Vorlandflüsse in der Regel länger währte als die der fluvioglazialen Schmelzwässer (BUGMANN). Es erscheint daher sicherer, die Dauer des Hochglazials nach der Andauer der Akkumulation in den periglaziären Tälern zu bestimmen als nach der Andauer der Bildung der Glazialen Serie irgendeines Gletschers (ähnlich schon SOERGEL).

Zu 6. Zu dem Punkt „Revision der Würmterrassen“ (LEEMANN) wäre viel zu sagen. Jedenfalls stellt das Ergebnis, daß weder im Hochrhein- noch im Aaretal mehrere ineinandergeschachtelte mächtige Schotterablagerungen der Würmzeit bestehen, einen großen Fortschritt dar, der m. E. auf die alten Auffassungen von DU PASQUIER, A. PENCK und E. BRÜCKNER zurückführt. Daß man sich gegen allzu kühne Korrelationen von Terrassenflächen über größere Lücken (8-10 km) hinweg oder gegen eine „Höhenzahlenakrobatik“ (BUGMANN) wendet, ist durchaus zu unterstützen. Aber es sollte doch immer etwas bedenklich stimmen, wenn man bei seinen Beobachtungen und Schlüssen zu einer ausgesprochenen Antithese gegenüber den bisherigen, oft seit mehreren Jahrzehnten gültigen Thesen gelangt. Meistens ist doch nicht alles falsch, was bisher gesehen und gedacht wurde. So sprechen weder A. PENCK noch E. BRÜCKNER, noch C. TROLL oder im Spezialfall auch nicht L. ERB im Hochrheintal von mehreren würmzeitlichen Akkumulationen nach Ausräumungsphasen jeweils bis zum Präwürmtalboden herab. Dies meinten vielleicht J. HUG (1909), bestimmt KIMBALL & ZEUNER (1946), deren wichtige Arbeit aber garnicht bekannt gewesen zu sein scheint. Die sehr eingehenden Überlegungen (vor allem bei LEEMANN) zu diesem Problem sind sehr zu begrüßen; aber ich hätte doch folgendes zu bemerken:

a) Der Talabschnitt Aaremündung—Schaffhausen ist der ungünstigste im ganzen Hochrheintal, um das Problem seiner Niederterrassen-Gliederung zu lösen.

b) Diese Frage kann nicht von einem Einzelabschnitt aus beantwortet werden, auch wenn man noch so wichtige Gründe gegen großräumige Untersuchungen besitzt. So groß ist das Gebiet übrigens nicht, daß nicht mit den gleichen minutiösen Methoden, wie sie in den kleineren Abschnitten angewandt worden sind, erfolgreich gearbeitet werden könnte, notfalls mit einem Teamwork.

c) Auch im Aaretal ist diese Frage nicht vom unteren Talabschnitt aus zu lösen; oberhalb der Wildegger Enge wird die Sache nämlich erst richtig interessant.

d) Es gibt einen bestimmten Abschnitt in jeder Schmelzwasserrinne, in dem viele Terrassenflächen talab auf eine oder auch mehrere Flächensysteme konvergieren. Es ist der Abschnitt unmittelbar im Endmoränenbereich und eine Strecke unterhalb davon: der Abschnitt der Teilfelder (A. PENCK), der Ausgleichstiefenerosion beim Zurückweichen des unteren Gletscherendes, der Trompetälchen (C. TROLL). Die Teilfelder sind in ihren oberen Teilen ohne Zweifel reine Erosivformen (C. TROLL). Aber neben dieser Erosion im glazialen Oberlauf der Schmelzwasserrinnen (I. SCHAEFER) setzt selbstverständlich überall dort, wo die Geröllmassen aus jener Einschnidungsstrecke und die der weiterhin akkumulierenden Nebenflüsse das Belastungsverhältnis des Hauptflusses nicht überlasten, Erosion ein: nämlich die Erosion von der unteren Erosionsbasis aus.

Zwischen ihr und der oberen Erosionsstrecke können an verschiedenen Stellen, insbesondere am Austritt von Engtalstrecken, auch örtliche Erosionsbasen wirksam werden. Es entstehen allenthalben neue Einschnitte in die Akkumulations-Endfläche und Erosionsflächen. Die wenig gestörte oberste Akkumulationsfläche wird nun abgelöst durch eine mehrfach gestufte Gefällslinie, die nicht überall flacher zu sein braucht als jene. Im Gegenteil treten an den Stellen einsetzender Tiefenerosion steilere Talweggefälle auf, als vorher bestanden. Diese Entwicklung etwa meint LEEMANN im Hochrheintal oberhalb der Aare-Einmündung erkennen zu können. Er kann die verschiedenen Talböden seiner zwei

gesondert behandelten Unterabschnitte nicht oder nur eigentlich mit Zwang korrelieren. Aber andererseits ist es gewiß nicht einfach so, daß bisher „größere, nicht in das System passende Formen . . . als Teilfelder bezeichnet, andere für die Gliederung ganz vernachlässigt“ werden (LEEMANN, S. 167). A. PENCK, J. HÜBSCHER, J. MEISTER u. a. und zuletzt R. HUBER haben ihre Terrassengliederungen im Hochrheintal in Verbindung mit den Eisständen und Moränenwällen, also von hier talab, durchgeführt. J. HUG, F. ZINK u. a. begannen mit der Gliederung an der unteren Erosionsbasis im Oberrheingraben. Es mußte beim Versuch einer Verknüpfung der beiden Untersuchungswege (so vor allem durch L. ERB und KIMBALL & ZEUNER) zu gewissen Schwierigkeiten in jenem Zwischenstück kommen, wo die Wirkungen der unteren Erosionsbasis und die Erscheinungen der Teilfelderbildung einander begegneten. Daher auch die Korrekturen von ERB an HUG, aber auch LEEMANN mußte jenen auf einige fehlerhafte Verknüpfungen aufmerksam machen (und ich könnte jetzt diese Korrekturen auch an LEEMANN fortsetzen). Zu der Tatsache, daß sich gerade oberhalb der Aaremündung zwei vollkommen verschiedene Vorgänge nach Beendigung der Hauptakkumulation begegnen, kommen noch morphologische Besonderheiten des Hochrheintales hinzu, die bei den Schmelzwasserrinnen des deutschen Alpenvorlandes fehlen. Es handelt sich um den gesteins- und tektonikbestimmten Wechsel von Engen und Weitungen, um die Veränderungen, welche durch die Überfahung eines großen Teils des Hochrheintales durch das Eis der Maximalvergletscherung verursacht worden waren, wie schließlich um eine ziemliche Anzahl quartärer Epigenesen. So beobachten wir am Ausgang jeder bedeutenderen Engtalstrecke Teilungen bestimmter Talböden. Gerade diese Erscheinung aber ist für den Morphologen, der von einer Talweitung zur nächsten eine Terrassenkorrelierung versucht, eine häufige Ursache von Irrtümern, solange er die Genese derselben nicht voll erkannt hat. Selbstverständlich ist das obere Niveau einer solchen „Talbodenspaltung“ das ältere, und zwar ein Akkumulationsniveau. Das tiefere ist während des Abklingens der Aufschüttung gebildet worden, als die lokale Erosionsbasis der unterhalb gelegenen Weitung bereits zur Wirkung gekommen war, aber nicht durch die Engtalstrecke hindurch bis zur nächsten Weitung, an deren unterem Ende (= Engtalcingang während der gleichen Zeit) noch immer Stauakkumulation bestand, zur Wirkung gekommen war. Es besteht also an allen ähnlichen Stellen eine Art Teilfelderbildung, deren Ursache aber in dem Wirksamwerden einer lokalen Erosionsbasis bestand. Siehe dazu als Beispiel Abb. 1, einen Ausschnitt aus dem Hochrhein-Tal-längsprofil mit N.T.-Flächen verschiedener Genese.

e) Es ist also vollkommen richtig, wenn LEEMANN sagt (S. 170): „Die Differenzierung von Breiten- und Tiefenerosion ist nicht durchwegs an klimatische Faktoren gebunden; lokale Erosionsbasen können auch im Spätglazial eine breitflächige Erosion bedingen.“ Nur muß man bei allen diesen fluviatilen Vorgängen die Aufschüttung nicht außerhalb lassen, und zweitens fallen alle diese Vorgänge noch ins Hochglazial. Der Beweis für letztere Behauptung, die ich demnächst in einer längeren Darstellung des näheren begründen werde, kann im Aaretal erbracht werden. MOSER spricht im Gegensatz zu LEEMANN's großer Korrelierungsskepsis davon, daß sich im mittleren Aaretal „eine präzis von den übrigen Flächen zu trennende Terrasse dehnt“. Wer diesen Talboden aaretal-aufwärts verfolgt, wird feststellen, daß er sich oberhalb Olten in den Trockentalboden von Wangen—Bipp fortsetzt und damit bis an und unter die Jungendmoränen des östlichen Rhonegletschers. Er gehört also zur Glazialen Serie desselben, ist hier also hochglaziale Aufschüttungsfläche. Und die Fortsetzung talab soll eine Erosionsterrasse sein, bzw. sich nicht ins Hochrheintal fortsetzen?

Nein, diese wie andere über weite Strecken erhaltene Terrassenniveaus mit einheitlichem flachen Gefälle in tieferer Position als die oberste Niederterrasse können nicht nur „abgleitende Erosionsflächen“ (LEEMANN) sein. Allerdings treten sie im Hochrheintal erst unterhalb der Aaremündung übersichtlicher auf, da eben die Ursachen ihrer Entste-

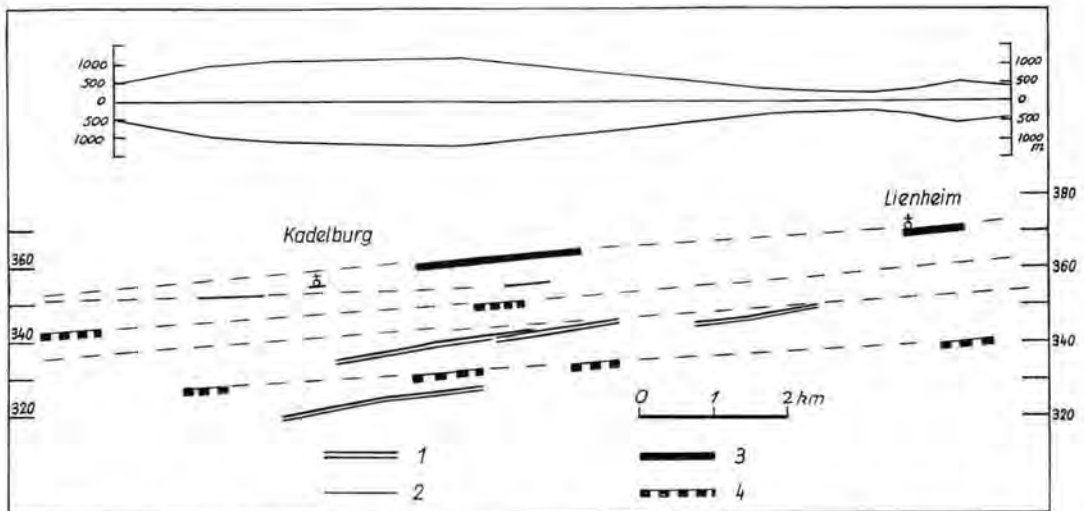


Abb. 1. Die Oberflächen der Niederterrassen im Hochrheintal zwischen Zurzach und Mellikon. Oben ist die Breite des Niederterrassen-Talbodens angegeben. 1) Zu steil abdachende Flächen; 2) Teilfelder; 3) Hauptakkumulationsniveau; 4) tiefere Akkumulationsniveaus. Die zu steil abdachenden Flächen innerhalb des Niederterrassensystems können jeweils nur mit ihren oberen Enden mit flachen Talbodenresten zu einem durchlaufenden Talboden verbunden werden. Bei einer Reihe von zu steilen Terrassenflächen (wie zwischen Zurzach und Mellikon) ist die talauf gelegene jünger als die talab gelegenen. Es handelt sich um eine Art Teilfeldersystem, das aber an seinem unteren Ende nicht auf einen Akkumulationstalboden mündet (also konvergiert), sondern auf eine sich in ihrer Höhenlage verschiebende, meist sich vertiefende Erosionsbasis. Es kommt also in diesem Falle nicht immer talab zu einer tatsächlichen Konvergenz der Teiltrassenflächen.

hung nicht im Bereich der Rhein- und der Glatt-, Linth- und Reußgletscherzungen, sondern des Rhonegletschers lagen.

f) Daß der Charakter der Würm-Akkumulationsfläche im Sinne der Schweizer Verfasser doch nicht immer ganz einwandfrei zu erkennen ist, bestätigen einige höchstwahrscheinlich falsche Kartierungen derselben. Diese liegen meist an den Rändern der Karten. Es handelt sich um folgende Flächen: bei BUGMANN die Herdlenfläche bei Leuggern, die an ihrem höchsten Punkt etwa 6 m unter dem obersten NT-Niveau liegt und viel zu steil abfällt. Auch die „Hard“ südlich Leuggern liegt tiefer, ebenso die Eierner Hard (ca. 7 m zu tief). Diese Fläche gehört vielmehr zum System der oberen Stilli-Terrasse (Niderhard auf der linken Aaretalseite). Bei MOSER: Die schmalen Terrassen von Schinznachdorf bis südlich Veltheim auf der linken Aaretalseite sind ebenfalls tiefergeschaltet und stellen nach ihrem zu steilen Gefälle nicht mehr den obersten Würm-Aufschüttungsboden dar. Auch LEMANN stellt eine zu tiefe Fläche, nämlich die von Tüftel—Rütenen bei Koblenz, ins Hauptniveau, obwohl sie 8 m unter diesem liegt. Das Hauptniveau setzt sich unterhalb der Aaremündung in die gut erhaltene Bernauer Terrasse fort, so daß sie bei weitem kein so großes Gefälle hat, wie L. meint.

g) Selbstverständlich ist die Indizmethode richtig. Sie ist eine geologisch-stratigraphische Methode, mit der diskordante Lagerung verschiedener, aber sich petrographisch sehr ähnlicher Straten (Fluvioglazialschotter) erkannt werden kann. Ich verwende eine ähnliche Methode seit langem, aber immer in Verbindung mit der quantitativen petrographischen Geröllanalyse (1952, 1953). Es ist nicht immer einfach, die Diskordanzen in den Schottern zu erkennen, da fossile Bodenbildungen der Liegendschotter nie (!) zu finden sind. Fluviale Überlagerungen sind nämlich stets mit kräftigerem Abtrag der Oberfläche des Liegenden verbunden als Gletscherüberfahrungen. Diese können, aber nur

in der Nähe des Gletscherendes, tatsächlich so behutsam über das Liegende hinweggleiten, daß dessen Bodenprofil wenigstens teilweise unter den Moränen erhalten bleiben kann (viele Beispiele aus dem deutschen Alpenvorland bekannt, so vor allem bei H. GRAUL, I. SCHAEFER & F. WEIDENBACH 1951).

Die meisten tieferen Niederterrassenflächen zeigen im Gegensatz zum obersten Würm-Talboden, und zwar in beliebiger Entfernung von den unteren Gletscherenden, eine mit Grobgeröll einsetzende diskordante Einlagerung, die zum äußeren Talbodenrand auskeilt. Dieses Auskeilen erfolgt in der Regel wenige bis einige Zehner von Metern vor der äußeren Kante zum nächsthöheren Terrassenhang. Die Seitenerosion, welche diesen Talbord schuf, umfaßte also oft einen etwas breiteren Raum als die neuerliche Aufschüttung. Diese wird bis zur Talmitte 5—8 m mächtig, beträgt aber immerhin doch noch etwa $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{6}$ der Hauptakkumulation im gleichen Talquerschnitt (siehe Abb. 2). Das Material zeigt eine ausgelesenerere, mehr Örtliches enthaltende Mischung, ist weniger sauber gewaschen, enthält also mehr Flußstrübe als Zwischenmittel. Gerade in Aufschlüssen, die von LEEMANN und BUGMANN als Beweis für den reinen Erosionscharakter der tieferen Terrassenflächen vorgelegt werden, ist diese diskordant eingelagerte Deckfazies einwandfrei festzustellen, nur setzt sie eben nicht unmittelbar am äußeren Terrassenbord ein (so Rheinheim und Villigen).

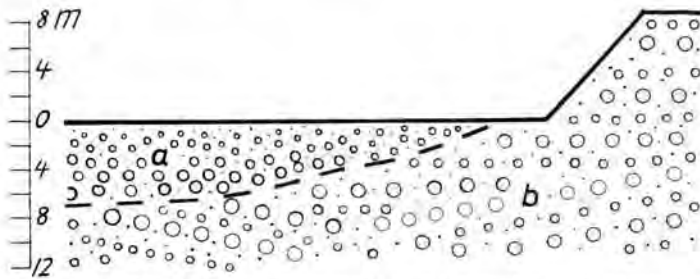


Abb. 2. Schema der jüngeren Schottereinlagerung (a) in die letzteiszeitliche Hauptakkumulation im Hochrhein- und unteren Aaretal. — — — Diskordante Grenze zwischen älterem und jüngerem Schotter. ——— Heutige Oberfläche der Niederterrassen-Treppe.

Handelt es sich dabei nun um Akkumulations- oder um Erosionsterrassen? Streiten wir des längeren darüber, ob die Decklage nur die bei Hochwasser bewegte Talboden-Gerölldecke war, die vor neuerlichem Einschneiden des Flusses endgültig liegen blieb, daß sie also nur eine „An“-schüttung, aber keine „Auf“-schüttung darstelle (I. SCHAEFER)?

Folgende Tatsachen sprechen dafür, daß es sich bei allen diesen Flächen nicht um Erosionsformen handelt:

- Die Einlagerung einer immerhin bis 8 m mächtig werdenden Gerölldecke.
- Die Breite der Terrassen, ihr flaches Gefälle und die Möglichkeit, sie über weite Strecken, besonders unterhalb der Aaremündung, verbinden zu können.
- Die Flächen zeigen keinerlei Unebenheiten, Altwasserbögen, Kolke, Rinnen oder dergleichen, sondern sie sind wahrhaft eben genau wie das oberste NT-Niveau, dem der Charakter einer Akkumulationsebene zugebilligt wird. Den Talböden, die auf Erosion beruhen, sieht man nämlich auch heute noch diese Genese an. Ihre unruhige Oberfläche wird oft von einem Hochwasser-Aumergel abgedeckt, der ihnen erst eine ebene Oberfläche zu geben vermag.

Zu 8. Schon 1912 hatte der Tiroler Geologe O. AMPFERER eine Korrektur der Auffassungen A. PENCK's über die „Glaziale Serie“ vorgeschlagen. „Die Schotter sind durch die Flüsse, die Moränen durch die Gletscher geschaffen“ (aus I. SCHAEFER 1950, S. 52). Später im Laufe der 30-er Jahre hatte sich eine ähnliche Auffassung in Deutschland durchgesetzt. Es ist vielleicht auf die Schweiz, vielleicht sogar nur auf die Nordschweiz zu be-

schränken, wenn MOSER meint, die Vorstellung von der Glazialen Serie müsse revidiert werden (S. 93). Allerdings ist sein abgebildetes Blockdiagramm das richtigste über diesen Gegenstand.

Zu 9. Die von MOSER zitierte Vorstellung gilt seit je nicht für die äußersten und flachsten Teilzungenbecken, da zu einer Drumlinisierung des Untergrundes eine gewisse Gletschermächtigkeit nötig ist (mindestens 4—600 m). Es ist auch seit längerem bekannt, daß nur die Ränder eines Teilzungenbeckens oder die Schwellen zwischen zwei hintereinanderliegenden Becken drumlinisiert werden, während die zentralen Teile der Becken der Ausschürfung durch das Eis unterlagen. In den schmalen, übertieften Talbecken des Schweizer Mittellandes ist von vornherein die Möglichkeit einer Drumlinisierung stark eingeschränkt, an den Gletscherenden am Innensaum der Endmoränen aber garnicht zu erwarten.

Zu 13. Über die Gliederung der Rißeiszeit ist ja noch lange nicht das letzte Wort gesprochen. Wir wissen, daß ostwärts des Rheingletschers die Frage der Altersstellung von Riß I (WEIDENBACH = etwa Altriß von GRAUL) zu Mindel II = maximale Vergletscherung in Bayern (LEBERL, KNAUER) noch nicht gelöst ist. Sollte sich in der von GRAUL, SCHAEFER & WEIDENBACH (1951) vermuteten Weise eine Altersgleichheit dieser heute noch verschieden benannten Moränenablagerungen bewahrheiten, dann wäre ein echtes Interglazial zwischen Alt- und Mittelriß (R I/R II der Schweiz) anzunehmen. Daneben gibt es aber aus dem Gebiet westlich des Rißtales eine ganze Reihe von geologischen Beweisen für eine echte Warmzeit vor der Riß II = Schweizer Maximalvereisung.

Zu 14. Obwohl schon A. PENCK und E. BRÜCKNER auf die Tatsache der glazialen Übertiefung auch im Schweizer Mittelland hingewiesen haben, ist m. E. dieser Faktor für die Erklärung der hier gegenüber dem bairisch-österreichischen Alpenvorland in der Regel anderen Höhenlage-Abfolge der fluvioglazialen Schottersohlen zu wenig berücksichtigt worden. Die von A. HEIM geradezu fanatisch verfochtene Antithese von einer geringfügigen Glazialerosion führte ihn bekanntlich zu ziemlich gekünstelten Vorstellungen tektonischer Vorgänge am Alpenrand und im Alpenvorland, die in ihren krassesten Fällen inzwischen durch die Schweizer Molasseforschung richtiggestellt wurden. Aber auch die Thesen von den „Rinnenschottern“, die vielfach, wenigstens in ihren unteren Abteilungen, als tektonische und nicht glaziale Ablagerungen aufgefaßt werden, wie die der Mittelterrassenschotter (siehe dazu noch R. HUBER's Schematische Erosions- und Akkumulationskurve S. 81) gehen wenigstens z. T. noch auf jene A. HEIM'sche Antithese zurück. Wenn wir aber berücksichtigen, daß das gesamte Schweizer Mittelland zumindest einmal, wenn nicht mehrmals total von Eis erfüllt war, und für die größeren Täler nur einen mittelpleistozänen Eisausschurf von wenigen Zehnern von Metern annehmen, dann ist die tiefe Lage und große Mächtigkeit der nachträglichen Auffüllungen jener übertieften Talstrecken auch ohne ein tektonisches Auf und Ab des Mittellandes zu verstehen. Nötig ist dabei natürlich der Nachweis einer ziemlich weit ins Vorland herabreichenden Vergletscherung vor der Maximalvereisung. Wir besitzen sie in unserem Altriß, das durch sehr mächtige Ablagerungen repräsentiert wird. Ich meine also, die nur auf tektonischen Vorgängen beruhende Erklärung der tiefen Lage mittelpleistozäner Mittelland-Schotter scheint noch revisionsfähig zu sein. Die extramoränen „Mittelterrassenschotter“ (A. WEBER, H. SUTER, R. HUBER, H. JÄCKLI u. a.) sind bereits als Würm-Vorstößschotter erkannt worden. Wo liegen die R II-Vorstößschotter, die z. B. bei Biberach/Riß 40—50 m mächtig sind?

Schl u ß w o r t : Dieser Diskussionsbeitrag könnte noch in einzelnen Punkten fortgesetzt werden, so vor allem über die Definition der „abgleitenden Erosionsflächen“, über die Frage der Seitenerosion bei Akkumulation, über die Erklärung der Grobschotterlagen innerhalb der fluvioglazialen Akkumulationen und mehr. Doch würde dies unweigerlich

in zu lange und zu spezielle Überlegungen führen, die hier keineswegs beabsichtigt waren. Vielmehr wollte ich, wie schon eingangs gesagt wurde, auf die prächtigen Arbeiten junger Schweizer Geomorphologen hinweisen und die Hoffnung ausdrücken, daß jene dicht auf der Spur bleiben mögen, die sie so sicher zu verfolgen begonnen haben.

Literatur (nur die mit Erscheinungsjahr zitierte):

- BECK, H.: Glazialmorphologische Untersuchungen in der Gegend von Solothurn. - Diss. Bern 1957.
- BÖGLI, H.: Die Herbstexkursion 1954 (der Schweizer Geomorph. Ges.). - Geogr. Helv. 10, Zürich 1955.
- BOESCH, H.: Bemerkungen zum Terrassenbegriff. - Tijdschr. kon. nederl. Aardrijksk. Gen. 74, 1957.
- BÜDEL, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. - Geol. Rdsch. 34, S. 482 ff., Stuttgart 1944.
- ERB, L.: Zur Stratigraphie des mittleren und jüngeren Diluviums in Südwestdeutschland und dem schweizerischen Grenzgebiet. - Mitt. bad. geol. L. A. Freiburg i. Br. 11, 1936.
- GRAUL, H.: Über die quartären Geröllfazien im deutschen Alpenvorlande. - Geolog. Bavar. 19, S. 266, München 1953.
- GRAUL, H.; SCHAEFER, I. & WEIDENBACH, F.: Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lechplatte. - Geolog. Bavar. 6, S. 97, 1951.
- HANTKE, R.: Zur Phasenfolge der Hochwürmeiszeit des Linth- und des Reuss-Systems, verglichen mit derjenigen des Inn- und des Salzach-Systems sowie mit der nordeuropäischen Vereisung. - Vierteljschr. naturf. Ges. Zürich 104, S. 390, 1959. - - Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. Die riß-würm-interglazialen Bildungen im Linth/Rhein-System und ihre Äquivalente im Aare/Rhone-System. - Vierteljschr. naturf. Ges. Zürich 104, 1959.
- HUBER, R.: Ablagerungen aus der Würmeiszeit im Rheintal zwischen Bodensee und Aare. - Vierteljschr. naturf. Ges. Zürich 101, S. 1, 1956.
- HUG, J.: Die Zweiteilung der Niederterrasse im Rheintal zwischen Schaffhausen und Basel. - Zt. f. Gletscherk. 3, 1909.
- JÄCKLI, H.: Wurde das Moränenstadium von Schlieren überfahren? - Geogr. Helv. 14, Zürich 1959.
- KIMBALL, D., & ZEUNER, F. E.: The terraces of the Upper Rhine and the age of the Magdalenian. - Univ. of London, Inst. of Arch. 1946.
- KNAUER, J.: Über die zeitliche Einordnung der Moränen der „Zürich-Phase“ im Reussgletschergebiet. - Geogr. Helv. 9, 1954.
- SCHAEFER, I.: Die diluviale Erosion und Akkumulation. - Forsch. z. dt. Landesg. 49, Stuttgart 1950
- SOERGEL, W.: Die Ursachen der diluvialen Aufschüttung und Erosion. - Berlin 1920.
- TROLL, C.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. - Forsch. z. dt. Landes- u. Volksk. 24, Stuttgart 1926.

Manusk. eingeg. 14. 5. 1960.

Anschrift des Verf.: Professor Dr. Hans Graul, Heidelberg, Dantestraße 8.

Die Bedeutung des Göttweiger Interstadials im Ablauf der Würm-Eiszeit

Von HUGO GROSS, Bamberg

Zusammenfassung. Das im Würm-Vereisungsgebiet in Oberbayern bei Hörmating entdeckte Drumlin-Profil, das E. EBERS (in diesem Jahrbuch) stratigraphisch, paläoklimatologisch und chronologisch ausgewertet hat, läßt sich genau mit dem typischen Löß-Profil im östlichen Niederösterreich, insbesondere mit seinem Fellabrunner (Göttweiger) fossilen Bodenbildungskomplex im Sinne von F. BRANDTNER parallelisieren. Die Zeit der Götweiger Verlehmung ist das Hörmatinger Interstadial von ca. 47000 (oder 48000) vor heute bis zum Abschluß durch eine Torfschicht mit dem C¹⁴-Datum Gro-2593: 45300 ± 1000 v. h. Da manche Befunde für mindestens einen Kälterückschlag sprechen, ist wohl der Name „Göttweiger Interstadial-Komplex“ passender. Diese Unterbrechung des glazialen Klimas in der Würm-Eiszeit dauerte von etwa 47000 (oder 48000) bis ca. 30000 v. h. Die Vorlandvergletscherung wurde durch die Schüttung eines Vorstoßschotters eingeleitet, auf dem sehr wahrscheinlich im Paudorfer Interstadial die Innerwürm-Verwitterungsschicht (E. KRAUS) entstand. Die Vorlandvergletscherung erfolgte allem Anschein nach von der Aare in der Schweiz bis zur Salzach ganz (oder fast ganz) im Hauptwürm; ihr ging eine mehrfache Schüttung älterer Würmschotter aus den Alpentälern voran. Diese älteren Würmschotter (in Hörmating mit 2-3 m mächtiger Verwitterungsrinde) können 2-3 interstadiale Schieferkohlenflöze enthalten, von denen das älteste an mehreren Orten dem letztinterglazialen Flöz aufliegt.

Summary. The drumlin section recently discovered near Hörmating in the Upper Bavarian area of the Würm Glaciation and evaluated with regard to stratigraphy, paleoclimatology, and chronology by E. EBERS (in this annual) can closely be correlated with the typical loess section of eastern Lower Austria, particularly with its Fellabrunn (Göttweig) fossil soil complex as described and interpreted by F. BRANDTNER. The Götweig loamification developed during the Hörmating Interstadial from c. 47000 (or 48000) until the close marked by a thin peat layer 45300 ± 1000 C-14 years old. As some findings are suggestive of at least one cold oscillation, the term „Götweig Interstadial Complex“ appears to be correcter. This period interrupted the glacial climate of the Würm Glaciation from c. 47000 (or 48000) until c. 30000 B. P. The northern alpine Piedmont Glaciation was initiated by an advance-gravel later on weathered on the surface probably during the Paudorf Interstadial and advanced entirely (or almost entirely) during the Main Würm Stage from the (Swiss) Aare to the Salzach rivers, after several-Lower Würm gravel masses had poured out of the Alps valleys during the Early Würm Stage. This Lower Würm gravel was capped by a weathered (decalcified) stratum 2-3 metres in thickness and can contain up to three interstadial Schieferkohle (Pleistocene lignite) beds intercalated, the lowermost overlying a Schieferkohle stratum deposited during the Riss-Würm Interglacial at some sites.

Angelpunkt der Gliederung und Chronologie der Letzten Eiszeit auf Grund der Lößstratigraphie ist bekanntlich in den Trockengebieten des südöstlichen Mitteleuropa die noch immer umstrittene mächtige Götweiger fossile Bodenbildung, nach W. SOERGEL der Beweis für eine besonders lange interstadiale Unterbrechung des glazialen Klimas, seine Hauptschwankung Würm I: Würm II, im neuesten quartärgeologischen Schrifttum als Götweiger Interstadial (F. E. ZEUNER 1954, S. 103) allgemein bekannt.

Lange Zeit wurde von den Quartärgeologen als Bildung dieses Interstadials im Lößprofil nur die sogen. „Götweiger Verlehmungszone“ angesehen. 1954 haben aber F. BRANDTNER und J. FINK im ariden östlichen Niederösterreich die vollständige Ausbildung des Götweiger fossilen Bodens entdeckt: eine Götweiger Verlehmungszone, auf der eine dünne (öfters fehlende) Lößschicht und darüber drei mit Lößschichten wechsellagernde Humuszonen liegen (Fellabrunner Bodenbildungskomplex von F. BRANDTNER = Stillfried A-Komplex von J. FINK), die schon im etwas humideren westlichen Niederösterreich (z. B. in Götweig) bis auf einen unbedeutenden Rest oder ganz denudiert sind. Im Gegensatz zu E. SCHÖNHALS (1956) und tschechischen Forschern haben F. BRANDTNER (zuletzt 1956) und J. FINK (zuletzt 1956) die

Annahme eines genetischen Zusammenhangs zwischen der Verlehmungszone und dem darauf liegenden oben genannten Schichtpaket abgelehnt und seine Bildung auf dreimalige Aufwehung von Lößschichten zurückgeführt, die in humideren Zwischenzeiten jeweils teilweise oder auch ganz in Schwarzerde (Humuszonen) umgewandelt seien.

Die Untersuchung des Fellabrunner Bodenbildungskomplexes in Oberfellabrunn (F. BRANDTNER 1954, S. 58, Abb. 2, Fig. 1) mit Hilfe der C^{14} -Methode (Hl. de VRIES 1959 a und b) ergab für die Schichtenfolge von der untersten Humuszone bis in den humosen Löß (sicher der dritten, obersten Humuszone entsprechend) im basalen Teil des Jüngeren Löß II die Zeitstellung 41900 ± 800 (oder 42700 ± 1400) bis 31600 ± 500 v. h. (vor heute). Die Göttweiger Verlehmungszone, die für die C^{14} -Datierung der Verlehmung nicht genügend Humus enthielt, wollte Hl. de VRIES (1959a) offenbar auf Grund des ursprünglichen C^{14} -Datums (Gro-1217: 48300 ± 2000) für eine Holzkohle-Probe unter der Verlehmungszone von W I/II in Senftenberg (Niederösterreich) eher in ein Interstadial um 48000 v. h. als in ein älteres stellen; ein solches Interstadial war aber damals noch nirgends bekannt.

Nun hat E. EBERS (1960, in diesem Jahrbuch) 1959 ein Gegenstück zu dem Fellabrunner Bodenbildungskomplex des Göttweiger Interstadials im Würm-Profil von Hörmating im würmeiszeitlichen Inn-Gletschergebiet ca. 10 km innerhalb der innersten (Ölkofener) Jung-Endmoräne und ca. 23 km von der Ausmündung des alpinen Inn-Tales ins Vorland entdeckt. Es handelt sich dabei um die Schichtenfolge von der Oberkante der unteren Verwitterungsschicht bis zur Unterkante der interstadialen Seekreide mit dünner Torfdecke (C^{14} -Alter 45300 ± 1000 Jahre). Auf Grund der zur Verfügung stehenden C^{14} -Daten liegt folgende (zeitliche und paläoklimatische) Parallelisierung mit den Schichten des Fellabrunner Bodenbildungskomplexes von Oberfellabrunn nahe:

1. Würm-Basalschotter in Hörmating: unverwitterter Jüngerer Löß I von W I in Oberfellabrunn (und Senftenberg); Klima glazial;
2. Hörmatinger Interstadial (Torf auf ca. 80 cm Seekreide): Verwitterung der obersten Schicht des Jüngeren Löß I zur Göttweiger Verlehmungszone; Klima kühl-temperiert, feucht (Mittelgebirgs-Klima) von ca. 47 000 (oder 48 000) v. h. bis 45000 v. h.;
3. Schüttung von 2-3 m Würm-Vorstoß-Schotter in Hörmating: Aufwehung der untersten Lößschicht auf der Göttweiger Verlehmungszone; (glazialer) Klimarückschlag von höchstens ca. 45000 bis 43000 v. h.;
4. Erosion des Würm-Schotters 3 auf dem interstadialen Torf, Ablagerung von 2-4 m Seeton auf ihm, Verwitterung dieses Seetons und des Würm-Schotters 3 (physikalische Verwitterung, Entkalkung): Bildung des Schichtpakets aus Humus- und Lößschichten auf der Verlehmungszone aus dreimal aufgewehten Lößablagerungen; Klima kühl, interstadial, sehr kontinental mit wechselnder Humidität und abnehmender Temperatur, von ca. 43000 bis ca. 30000 v. h.;
5. Ablagerung des oberen nicht entkalkten Würm-Schotters (Vorstoß-Schotter der Hauptwürm-Vereisung) auf Schicht 4 in Hörmating: Bildung und Ablagerung des Jüngeren Löß II von W II auf dem Fellabrunner Bodenbildungskomplex nach ca. 30000 v. h. in glazialen Klima.

Diese Parallelisierung entspricht genau der von F. BRANDTNER (1954, S. 66) gegebenen Interpretation der Schichten des Fellabrunner Bodenkomplexes. Da (mindestens) ein (?glazialer) Kälterückschlag die Bildung dieser Schichtenfolge unterbrochen hat, erscheint es zweckmäßiger, von einem Göttweiger Interstadial-Komplex zu sprechen. Die vorgeschlagene Parallelisierung müßte noch durch weitere Untersuchungen überprüft werden; dafür sind vor allem C^{14} -Messungen von Humuszonen auf der Göttweiger

Verlehmungszone und von einwandfreien Holzkohle-Proben a u f ihr erwünscht, ferner müßte nach ähnlichen Aufschlüssen (Kiesgruben, besonders in Drumlins) wie in Hörmating gefahndet werden. Das Hörmatinger Interstadial paßt aber, wie es Hl. de VRIES (1959a) postuliert hat, zeitlich und stratigraphisch so gut als Bildungszeit der Göttweiger Verlehmungszone, daß die obige Parallelisierung höchst wahrscheinlich richtig ist. Dann würde der Beginn des Göttweiger Interstadial-Komplexes mit 47000 oder 48000 v. h. und das Ende der Göttweiger Verlehmung (also die Zeitstellung der Oberkante der Verlehmungszone) mit ca. 45000 v. h. anzusetzen sein. Dazu paßt das alte Datum (ca. 48300 v. h.) für die Senftenberger Holzkohle, wenn sie u n t e r der Verlehmungszone gelegen hat (wie F. BRANDTNER noch heute versichert), aber auch das neue Datum Gro-1771: „älter als 54000 Jahre“ (J. FINK 1959 S. 60) widerlegt, wenn es wirklich einwandfrei ist, die Behauptung von J. FINK (1959), daß sie a u f der Verlehmungszone gelegen habe. 1)

Manche Quartärgeologen halten auch heute daran fest, daß das Göttweiger Interstadial durch seine Verlehmungszone allein repräsentiert werde und daß das Schichtpaket mit den 3 Humuszonen auf ihr das „Frühglazial FW a-c der Würmeiszeit“ (K. BRUNNACKER 1957, S. 85), d. h. die „beginnende letzte Kaltzeit“ (J. FINK 1956, S. 49) bedeute, während es nach F. BRANDTNER (1954, S. 66) und P. WOLDSTEDT (1958 a, S. 153, und 1958 b, S. 245) den Ausklang des Göttweiger Interstadials erkennen läßt. Für die Festlegung seines Endes um ± 30000 v. h. spricht eine ganze Reihe von C^{14} -Daten (P. WOLDSTEDT 1958 a, S. 153, H. GROSS 1958, S. 167, 167, 171), vor allem die C^{14} -Daten des Karrestobel-Torfs, ferner der von P. BECK in seine Spiezer Schwankung W I/II gestellten Schieferkohle im Glütschtal bei Thun (B-20: 29000 ± 1500 v. h. nach H. OESCHGER & Mitarb. 1959, S. 138) und der Olschewien-Kulturschicht (Aurignacien II L. VÉRTES) Gro-1935: 30710 ± 600 v. h. (nicht „v. d. Zw.“ d. h. v. Chr., wie L. VÉRTES 1959 infolge eines Übersetzungsfehlers angegeben hat), denn dieses C^{14} -Datum gilt wenigstens annähernd auch für die Olschewien-Kulturschicht in der Potočka-Bärenhöhle in den Ostkarawanken in 1700 m Höhe ü. d. M., weswegen diese Begehung der Höhle von A. PENCK (1939) ins Riß/Würm-Interglazial gestellt worden ist. Um ± 30000 v. h. ist aber in Oberfellabrunn bereits Löß gebildet und abgelagert worden, so daß die Annahme berechtigt ist, daß die Wechsellagerung von Humus- und Lössschichten im zweiten Teil des Göttweiger Interstadial-Komplexes viel mehr auf Schwankungen der Humidität als der Temperatur zurückzuführen und Denudation dieses Schichtpakets auf der Göttweiger Verlehmungszone schon im humideren westlichen Niederösterreich nicht durch Solifluktion, sondern durch Abspülung bewirkt worden ist.

Das C^{14} -Datum 41900 ± 800 v. h. ist in Groningen nicht nur für die unterste Humuszone auf der Göttweiger Verlehmungszone in Oberfellabrunn gemessen worden, sondern auch für den beginnenden Rückzug des (jüngeren) Irish Sea Glacier in England nordwestlich von Birmingham (vgl. H. GROSS 1959). Das Interstadial (mit *Picea!*) von Chelford (Cheshire) im Liegenden der Grundmoräne dieses ersten Inlandeises, das nach dem Eem-Interglazial dieses Gebiet erreicht hat, ist etwas mehr als 57000 C^{14} -Jahre alt (F. W. SHOTTON 1959) und hatte nach den paläobotanischen Befunden (I. M. SIMPSON & R. G. WEST 1958) und nach der Käferfauna (G. R. COOPE 1959) ein Klima wie in Süd-Finnland, es dürfte, da solche alten Daten als Minimaldaten gelten müssen, dem Brörup-Loopstedt-Interstadial zeitlich entsprechen. Nach den C^{14} -Daten 57000 und 41900 v. h. ist der Vorstoß dieses Irish Sea Glacier in das W I-Maximum zu stellen. Sein Rückzug

1) Prof. de VRIES hat schon vor der Veröffentlichung seiner C^{14} -Datenliste von 1958 die Angabe von J. FINK gekannt, sie aber ignoriert, weil sonst das ursprüngliche C^{14} -Datum der Senftenberger Holzkohle nicht zu seiner damaligen Datierung 42000 v. h. des Beginns des Göttweiger Interstadials paßte; aus dem gleichen Grunde habe auch ich das getan, da ich das C^{14} -Datum aus der Datenliste von Hl. de VRIES (1958) nehmen mußte. Diese Nichtbeachtung ist außerdem gerechtfertigt durch die neue Datierung der Senftenberger Probe und des Beginns des Göttweiger Interstadial-Komplexes.

erfolgte im zweiten Teil des Göttweiger Interstadial-Komplexes; der nächste Inlandeisvorstoß (Welsh Re-advance), der aber das Gebiet nordwestlich von Birmingham nicht erreicht hat, folgte erst nach mehreren Tausend Jahren im späten Aurignacien (vgl. H. GROSS 1959). In der Grundmoräne des Irish Sea Glacier an seinem Südrand bei Penkridge (Staffordshire) ist ein Toteisloch mit einem Moor durch Tiefertauen einer Tot-eismasse zu Beginn des Alleröd-Interstadials, also vor ca. 12000 Jahren, entstanden. Da diese Toteismasse im Anfangsabschnitt des Rückzugs des Irish Sea Glacier, also zu Beginn des zweiten Teils des Göttweiger Interstadial-Komplexes um 42000 v. h., unter Grundmoräne und Schotter verschüttet worden ist, taute dieses Toteis erst nach 30000 Jahren auf (F. W. SHOTTON & I. STRACHAN 1958, 1959), hat also den zweiten Abschnitt (ca. 43000 bis 30000 v. h.) des Göttweiger Interstadial-Komplexes überdauert²⁾; dieses kann daher im Optimum höchstens kühl-boreal gewesen sein und nicht interglazial³⁾. Das gilt zweifellos auch für Mitteleuropa, denn auch im Letzten Interglazial war nach den paläofloristischen und paläofaunistischen Befunden in den sehr fossilreichen fluviatilen Eem-Ablagerungen in London unter dem Trafalgar Square (J. W. FRANKS & Mitarb. 1958) das Klima in England nicht weniger warm als in Mitteleuropa, nach F. W. SHOTTON (1959) nämlich wie heute in Südeuropa. Die C¹⁴-Daten von Chelford und Upton Warren in England und von Hörmating und Großweil in Oberbayern ermöglichen eine Parallelisierung von Phasen der Weichsel- und Würm-Vereisung wie auch die Alleröd-Bildungen.

Aus Nordwest-England ist bisher noch kein Äquivalent des Hörmatinger Interstadials bekannt. Die Bildung derartiger Ablagerungen ist offenbar durch die stark abkühlende Wirkung des nahen Inlandeisrandes (Irish Sea Glacier) verhindert worden; dazu kommt noch, daß Bewegungen eines Inlandeisrandes einer Änderung des Allgemeinklimas erheblich nachhinken. Im Fall Hörmating war die abkühlende Wirkung des alpinen Eisstromnetzes unvergleichlich viel geringer und wurde sicher noch durch die Föhnwirkung abgeschwächt.

In Holland muß das lange Interstadial W I/II auch das glaziale Klima (mit Decksand-Bildung und -Ablagerung, Solifluktion und Kryoturbandation, die dort von Th. van der HAMMEN 1951, S. 122-125, sogar noch für die Jüngere Tundrenzeit nachgewiesen ist) unterbrochen haben (vgl. H. GROSS 1958, S. 157, 167-170). Aus dem Senkungsgebiet in Holland liegen C¹⁴-Daten von Torfschichten mit anscheinend spärlichem *Picea*-Holz^{3a)} aus der Zeit zwischen ± 40000 und ± 30000 v. h. vor (S. T. ANDERSEN & Mitarb. 1960), die mit Rücksicht auf die sehr hohen NBP-Werte für Bildungen einer arktischen pleni-glazialen Tundrenzeit gehalten worden sind; die hohen NBP-Werte können aber auch von der Moorvegetation stammen. Der oberste Torf von Breda (Gro-2008: 29930 \pm 300 und Gro-2007: 31750 \pm 400 v.h.) ist nach S. T. ANDERSEN & Mitarb. (1960) in einer kühl-temperierten Waldzeit gebildet und stammt nach den C¹⁴-Daten aus dem Ende des Göttweiger Interstadial-Komplexes (das Paudorfer Interstadial ist ca. 3000 Jahre jünger); die C¹⁴-Daten Gro-1718: 46500 \pm 2000 und Gro-1715: 44500 \pm 1500 v. h. für pleni-glaziale Torfschichten, die einer arktischen Tundrenzeit zugeschrieben wurden, stammen aus der Zeit des Hörmatinger Interstadials.

²⁾ Für die Zusendung eines Sonderdruckes dieser und anderer einschlägiger Arbeiten aus seinem Geolog. Institut der Universität Birmingham bin ich Herrn Prof. F. W. SHOTTON zu großem Dank verpflichtet.

³⁾ Auf dem Festland begann bei Plön in Ho'stein verschüttetes Toteis (wahrscheinlich aus dem Pommerschen Stadium) erst am Ende der frühen Würmezeit (um 5500 v. Chr.) aufzutauen (K. GRIPP & R. SCHÜTRUMPF 1953).

^{3a)} Nach briefl. Mitteil. vom 18. 7. 60 von Herrn Dr. W. H. ZAGWIJN in Haarlem handelt es sich aber um geringmächtige \pm sandig-tonige humose Süßwasser-Sedimente, in die bisweilen Holz aus älteren Ablagerungen eingeschwemmt sein kann; es soll aber nicht zur C¹⁴-Datierung der genannten Schichten benutzt worden sein. Dann könnten die hohen NBP.-Werte wohl von einer üppigen Sumpf-Vegetation herkommen.

Die lakustrischen Ablagerungen aus dem Göttweiger Interstadial-Komplex in Hörng scheinen für die Existenz eines interstadialen Rosenheimer Sees oder Seengebiets sprechen. Ebenso ist der Karrestobel-Torf nördlich von Ravensburg allem Anschein nach die Uferbildung eines Sees aus dem gleichen Interstadial im Schussental. In beiden Fällen sind aber noch weitere Untersuchungen nach dieser Richtung notwendig; insbesondere müßte im Karrestobel noch geprüft werden, ob das Liegende seines Torfes würm- (W I-) und nicht Altmoräne ist.

Das Hörmatinger Interstadial ist nach E. EBERS (1960) auch deswegen interessant, das gepreßte *Picea*-Holz im Torf älter als dieser (nämlich älter als 53000 C¹⁴-Jahre) die Pollenspektren beweisen aber, daß *Picea* im Hörmatinger Interstadial als Waldpflanze vorkam). Dieses Holz muß daher aus einem der verbreiteten interstadialen oder glazialen Schieferkohlen-Flöze des würmeiszeitlichen Inn-Gletschergebiets in das interstadiale Hörmatinger Wasserbecken gespült sein. Das Gleiche ist anscheinend auch an Kleinholz auffallend reichen Wasserburger Schieferkohlen-Flözen (Stadt Wasserburg, Zell am Inn, Inn-Steilufer zwischen Königswart und Bergholz südlich von Zell am Inn) der Fall⁴).

Leider ist das Liegende des Hörmatinger Würm-Basalschotters nicht bekannt. Es ist nach dem Vorkommen von älterem eingeschwemmtem *Picea*-Holz im Hörmatinger Interstadial zweifellos statthaft, als Entsprechung der Fortsetzung des Hörmatinger Profils die Schichtenfolge in dem ca. 65 km südwestlich entfernten Großweil bei Zell am Inn anzunehmen. Hier liegt unter dem Würm-Basalschotter im Liegenden von Hauptmoränenbildungen zunächst der, wie HELGA REICH (1953) auf Grund ihrer Polligramme richtig vermutet hat, frühwürmeiszeitliche Anteil des Schieferkohlen-Flözes Toneinschwemmungen (Pollenzonen 10: erstes W I-Stadial, Zone 11: erstes W I-Interstadial mit 59000 C¹⁴-Jahre alter Holzprobe, Zone 12: zweites W I-Stadial, Zone 13: drittes W I-Interstadial, oberste Schicht älter als 50000 C¹⁴-Jahre nach Groninger Messungen 1958 und 1959). Die unteren Schieferkohlschichten (Pollenzonen 5-9) auf Seeton Resten von *Elephas antiquus* sind im R/W-Interglazial gebildet. Das etwa 200 m höher liegende Schieferkohlenflöz von Pfefferbichl im Lechgletscher-Stammtrichter in 820 m ü. d. M. begann nach der pollenanalytischen Untersuchung von H. REICH (1953) mit Ablagerung erst spät im R/W-Interglazial (Pollenzonen 7 b) und reicht wohl nur mit Pollenzonen 10-12 in W I hinein; es wird von Ton überlagert, der nach oben in Kiese übergeht (weiter ist über das Hangende des Flözes nichts angegeben). In den Pollendiagrammen von Pfefferbichl und Ohlstadt stellen die Pollenzonen 8 (*Picea-Abies*-mit *Abies*-Maximum) und 9 (*Picea*-Zeit, die in Großweil „fehlt“) den Schlußabschnitt des R/W-Interglazials dar. Die jüngeren Schieferkohlen-Schichten der Pollenzonen 10-13 (mit wechselnden Dominanzen von *Pinus* und *Picea* und sehr niedrigen Werten von *Betula*) sind im frühen W I gebildet, da Zone 11 in Großweil (mindestens 50000 C¹⁴-Jahre alt ist und nach H. REICH (1953) die pollenanalytischen Befunde für die Herabdrückung der Vegetationsstufen um 600 bis 1000 m und mehr sprechen; die radiometrischen Spuren von *Alnus*, *Abies*, *EMW* und *Corylus* sind sicher mit Ton aus den interglazialen Schichten eingeschwemmt. Alle Schieferkohlen der Pollenzonen 10-13 in der Höhe von 600 m ü. d. M. im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen dürften ebenfalls im frühen W I zu stellen, d. h. jünger als das Ende des R/W-Interglazials (ca. 70000 oder 70000 v. h.) sein, was durch eine C¹⁴-Messung nach Isotopen-Anreicherung nachzuprüfen ist (A. HÄRING & Mitarb. 1958). Ein Schweizer Analogon zu Großweil und Pfefferbichl ist das Schieferkohlen-Vorkommen von Utznach-Kaltbrunn (W. LÜDI 1953, S. 82 f., WOLDSTEDT 1958 b, S. 184, 185, R. HANTKE 1959, S. 9-11), ein Schweizer Analogon oberhalb der Würm-Vereisung ist beispielsweise das Vorkommen bei Gondiswil-Hüswil

⁴) Ein Analogon dazu ist sicher die im Karrestobel-Gebiet von K. BERTSCH 1925 untersuchte Schichtenfolge mit letztinterglazialen pflanzlichen Großresten.

(W. LÜDI 1953, Abb. 13, P. WOLDSTEDT 1958 b, S. 185, 186, Abb. 67): der untere Schieferkohlen-Komplex ist letztinterglazial, der obere W I-interstadial, zwischen beiden liegt eine 8 m mächtige sandige oder sandig-kiesige Zwischenschicht.

Nun hat A. PENCK (1909, S. 338, 339) im Liegenden des Großweiler Schieferkohlen-Flözes, das er damals in die Achenschwankung gestellt hat, stellenweise Moränen gefunden, die er für ältere Würm-Moräne gehalten hat (weswegen er das Flöz als interstadial auffaßte; bei dem damaligen Stand der Quartärbotanik war eine sichere Unterscheidung von interglazialen und interstadialen fossilführenden Ablagerungen noch nicht möglich). Diese Moränen müssen aber, da der untere Teil des Flözes im R/W-Interglazial gebildet ist (H. REICH 1953), Alt moränen sein. Solche unterteufen stellenweise auch die unteren Würmschotter mit den Wasserburger Schieferkohlen am Inn (A. PENCK 1909, S. 130-132, 138, 139, besonders Abb. 23), die auf einem Areal von über 7 km² meist auf tertiärem Flinz liegen und deren untere, nach den paläobotanischen Befunden (J. SCHUSTER 1909) letztinterglaziale Schichten seit der Anhebung des Inn-Wasserspiegels durch den Bau von Staustufen unterhalb von Wasserburg leider nicht mehr zugänglich sind. Auch die Moränen unter den Jung-Endmoränen von Gars am Inn, ferner die schlammigen Grundmoränen im Liegenden des unteren Würmschotters am Inn bei Rosenheim, die A. PENCK (1. c.) für ältere Würm-Moränen gehalten hat, sind sicher Altmoränen, denn weder im Würm-Profil von Hörmating, noch im Aufschluß (mit interstadialem Schieferkohlenflöz) in Breinetsried bei Penzberg (unweit Großweil), noch in Großweil (und Pfefferbichl) ist eine W I-Grundmoräne vorhanden, auch nicht im W-I-Maximum! Daher ist es auch sehr wenig wahrscheinlich, daß die von A. PENCK (1909, S. 156, 157) im Liegenden des Laufen-Schotters bei Laufen an der Salzach angegebenen Moränen Würm-Moränen sind. Wenn Nachprüfungen ergeben würden, daß es sich auch dort um Altmoränen handelt, wäre die Begründung für die interstadiale Natur des Laufen-Schotters im Einklang mit den paläontologischen Befunden hinfällig, und der Laufen-Schotter müßte als Vorstoßschotter der Hauptwürm-Vereisung aufgefaßt werden wie der obere Würmschotter (auf der unteren Verwitterungsschicht) im Hörmatinger Würm-Profil.

In Hörmating ist das ganze Schichtpaket auf dieser Verwitterungsschicht aus W I/II im Hauptwürm gebildet, die obere Verwitterungsschicht, die Innerwürm-Verwitterungsschicht von E. KRAUS (1955), höchst wahrscheinlich im Paudorfer Interstadial, wie auch E. EBERS (1960) vermutet hat. Für das ganze bayerische Alpenvorland vom Lech bis zur Salzach darf man annehmen, daß die Vorlandvergletscherung mit den drei Jung-Endmoränen erst im Hauptwürm erfolgt ist, daß also auch im W I-Maximum die Gletscher des Eisstromnetzes noch nicht (oder kaum?) aus den Alpentälern herausgetreten waren. Schon viel früher (1882 bzw. 1886) haben A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909, S. 1166 mit Fußnote) „die große Masse der unter den Jungmoränen befindlichen Schotter als ‚Untere Glacial-schotter‘, entstanden beim Herannahen der letzten Vergletscherung“, gedeutet, haben aber diese Auffassung zu gunsten der Annahme einer interstadialen Ablagerung aufgegeben, als sie im Liegenden dieser Schotter stellenweise Grundmoränen fanden, die sie (aus oben genannten Gründen höchst wahrscheinlich zu Unrecht) für ältere Würm-Moränen hielten. Zu beachten ist in diesem Zusammenhang die durch das beträchtliche Gefälle bedingte große Reichweite der Schotterschüttung; sie betrug z. B. im Hauptwürm-Maximum im Isar-Tal (von Baierbrunn bis fast nach Freising) nach der Geologischen Karte von Bayern (herausgegeben vom Bayer. Geolog. Landesamt 1954) 45 km!

Wie in Bayern enthalten auch im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen die Unteren Glazialschotter Schieferkohlen-Flöze, die nach R. HANTKE (1959) im Frühwürm abgelagert sind (aber bisweilen noch in die Vorstoßphase von Hauptwürm hineinreichen). Im fast 80 m hohen Kanderdurchstich-Aufschluß bei Thun (R. HANTKE 1959, S. 33-35) liegen auf Riß-Moräne mächtige sandige und kiesige verfestigte Deltaschotter mit großen geschrammten Blöcken (wohl aus dem Spät-Riß) und im Hangenden fluvioglaziale Schot-

ter und glaziolakustrische Seetonlagen und interstadiale Schieferkohlen (W. LÜDI 1953, S. 42, Abb. 8 und S. 40, Abb. 7). Das untere Flöz (Gundelsey) stammt nach dem C^{14} -Datum B-20: 29000 ± 1500 v. h. (OESCHGER & Mitarb. 1959) aus dem Ende des Göttweiger Interstadial-Komplexes, das obere (Wässerifluh) nach dem C^{14} -Datum c. 27000 (R. HANTKE 1959, S. 35) aus dem Paudorfer Interstadial (bei Berücksichtigung des Streumaßes)? Die „Guntelsei-Moräne“ von P. BECK im Liegenden der Gundelsey-Schieferkohle ist nach R. HANTKE (1959, S. 36) sehr wahrscheinlich gar keine (W I-) Grundmoräne. Auch die Vorlandvergletscherung der Schweizer Alpen im NW dürfte erst im Hauptwürm erfolgt sein.

Dann muß auch im W I-Maximum das Eisstromnetz ganz erheblich schwächer entwickelt gewesen sein als im Hauptwürm, und seine Ablation im Göttweiger Interstadial-Komplex hat wenigstens in den Randgebieten der Alpen und ihren hoch gelegenen Höhlen die Begehung durch Höhlenbären und Menschen ermöglicht.

Nachdem es gelungen ist, die im spätpleistozänen Lößprofil registrierten Hauptphasen der letzten Vereisung mit den würmeiszeitlichen Schichten von Hörmating im Inn-Gletschergebiet zu parallelisieren, ist nichts dagegen einzuwenden, die Abkürzungen W I-III (aber ohne ihre Konnektierung mit Moränen und den drei letzten Kältezacken der Sonnenstrahlungskurve von MILANKOVITICH durch SOERGEL) zu verwenden, um (mit der nötigen Vorsicht) ältere Publikationen leichter auswerten zu können.

Es werden seit 1957 von verschiedenen Seiten Versuche unternommen, das Göttweiger Interstadial W I/II älter zu machen, vielleicht in der stillen Hoffnung, es zeitlich doch noch mit dem Riß/Würm-Interglazial zur Deckung zu bringen; man hat mit Hl. DE VRIES besonders an das zweite Würm-Interstadial gedacht, für dessen Ende erst jetzt das C^{14} -Datum ca. 59000 v.h. bekannt gegeben worden ist (S. T. ANDERSEN & Mitarb. 1960). Wenn man dieses Interstadial mit dem Göttweiger identifizieren wollte, würden sich aber folgende unüberwindbare Schwierigkeiten ergeben:

1. Der Beginn der Bildung und Ablagerung des Jüngerer Lösses I (mit einer stellenweise in der Tschechoslowakei, in Niederösterreich, am Kaiserstuhl in Baden und in Nord-Frankreich gefundenen, höchst wahrscheinlich interstadialen Lehmschicht) würde dann an den Anfang der Würm-Eiszeit herangerückt; das Klima vom späten Riß/Würm-Interglazial bis ziemlich weit in Altwürm hinein war aber, wie allgemein anerkannt wird, sehr humide und daher „lößfeindlich“.

2. Die Oberkante dieser vermeintlichen Göttweiger Verlehmungszone hätte dann ungefähr die Zeitstellung 59000 v.h., während die unterste Humuszone recht dicht über ihr in Ober-Fellabrunn die Zeitstellung ca. 43000 v.h. hat. Da ein solcher Zeitabstand aber ausgeschlossen erscheint, müßte man annehmen, daß alle Ober-Fellabrunner C^{14} -Daten durch jüngere organische Substanzen um ca. 16000 Jahre verjüngt sind. Dann müßte man aber auch alle bisher gemessenen zahlreichen jungpaläolithischen C^{14} -Daten aus Höhlen- und Lößprofilen aus der Zeit vor mehr als 25000 Jahren für viele Tausend Jahre zu jung erklären und damit die Unbrauchbarkeit der C^{14} -Methode für den Zeitraum von ca. 25000 bis 70000 v.h. konstatieren. Dagegen spricht aber die Tatsache, daß in den allermeisten Fällen einwandfreie Proben, die aus stratigraphischen oder archaeologischen Gründen wenigstens annähernd gleich alt sind, auch ein annähernd gleiches C^{14} -Alter haben; ich verweise auf die C^{14} -Chronologie des Jungpaläolithikums in West- und Mitteleuropa von H. L. MOVJUS, Jr., in „Current Anthropology“ 1, H. 5/6, 1960 (Chicago).

Zur Kontrolle müßten endlich aber mehr Proben aus der untersten Humuszone verschiedener Lößprofile auf der Göttweiger Verlehmungszone mit der C^{14} -Methode datiert werden. Es ist sehr zu bedauern, daß 1958-1959 in Groningen ca. 1000 andere Proben datiert worden sind und daher für die Messung würmeiszeitlicher Proben aus der Zeit zwischen 25000 — 70000 v.h. so wenig Zeit zur Verfügung gestanden hat.

Schriftenverzeichnis:

Abkürzungen: EuG = Eiszeitalter und Gegenwart (Öhringen)

- ANDERSEN, S. T., VRIES, Hl. de, ZAGWIJN, W. H. (1960): Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. - *Geol. en Mijnbouw* 39, 38-42.
- BRANDTNER, F. (1954): Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. - *EuG* 4/5, 49-82. - (1956): Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. - *EuG* 7, 127-175.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. - *Geolog. Bavarica* 34, München.
- COOPE, G. R. (1959): A Late Pleistocene insect fauna from Chelford, Cheshire. - *Proceed. R. Soc., B*, 151, 70-86.
- EBERS, EDITH (1955): Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. - *EuG* 6, 96-109. - (1960): Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadialprofil von Hörming in Oberbayern. - *EuG* 11, 64-76.
- FINK, J. (1956): Zur Korrelation der Terrassen und Löße in Österreich. - *EuG* 7, 49-77. - (1959): in F. FELGENHAUER, J. FINK, Hl. de VRIES 1959, 39-69.
- FELGENHAUER, F., FINK, J., de VRIES, Hl.: Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. I Oberfellabrunn. - *Archaeol. Austriaca* 25, 35-73.
- FRANKS, J. W., SUTCLIFFE, A. J., KERNEY, M. P., COOPE, G. R. (1958): Haunt of elephant and rhinoceros: the Trafalgar Square of 100000 years ago — new discoveries. — *The Illustr. London News*, June 14, 1011-1013.
- GROSS, H. (1958): Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. — *EuG* 9, 155-187. - (1959): Noch einmal: Reiß oder Würm? — *EuG* 10, 65-76.
- HAMMEN, Th. van der (1951): Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. - *Leidse Geolog. Mededel.*, deel 17, 71-183.
- HANTKE, RENÉ (1958): Die Gletscherstände des Reuß- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit. - *Eclogae Geol. Helvet.* 51, 119-149. - (1959): Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter — die reiß/würm-interglazialen Bildungen im Linth/Rhein-System und ihre Äquivalente im Aare/Rhone-System. - *Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich* 104, 2-47.
- HARING, A., de VRIES, A. E., de VRIES, Hl. (1958): Radiocarbon dating up to 70000 years by isotopic enrichment. - *Science* 128, 472-473.
- KRAUS, E. (1955): Zur Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. - *EuG* 6, 75-95.
- LÜDL, W. (1953): Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. - *Veröff. Geobotan. Institut Rübel in Zürich* 27, 5-208, Bern.
- OESCHGER, H., SCHWARZ, U., & GFELLER, Chr. (1959): Bern radiocarbon dates I. - *Amer. J. of Science Radiocarbon Supplement* 1, 133-143.
- PENCK, A. (1909) in: A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909). - *Paläolithische und geologische Chronologie*. - *Z. deutsch. geol. Ges.* 91, 57-64.
- PENCK, A., & BRÜCKNER, E. (1901-1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig.
- REICH, HELGA (1953): Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichl im Bayerischen Alpenvorland. - *Flora* 140, 386-443.
- SCHÖNHALS, E. (1956): Diskussionsbeitrag zum Vortrag von J. FINK. - *Actes IV Congrès Internat. du Quaternaire Rome-Pise 1953* S. 322.
- SCHUSTER, J. (1909): Paläobotanische Notizen aus Bayern. - *Ber. bayer. botan. Ges.* 12, 57-62.
- SHOTTON, F. W. (1959): Insects in Pleistocene deposits. - *Journ. Institute of Biology* 6, 3.
- SHOTTON, F. W. & STRACHAN, I. (1958): *Proceed. Geol. Soc. London* no. 1557, 34. - (1959): The investigation of a peat moor at Rodbaston, Penkridge, Staffordshire. - *Quarterly J. geol. Soc. London* 115, 1-16.
- SIMPSON, I. M., & WEST, R. G. (1958): On the stratigraphy of a late-Pleistocene organic deposit at Chelford, Cheshire. - *New Phytol.* 57, 239.
- VÉRTES, L. (1959): Untersuchungen an Höhlensedimenten. - *Régészeti Füzetek Ser. II*, 7, Beiblatt, 1-176, Budapest.
- VRIES, Hl. de (1959a): Radiocarbon dating of the fossil soils at Ober Fellabrunn. - *Proceed. Akad. Wetensch. Amsterdam, Ser. B*, 62, No. 1, Physics, 84-91. - (1959b): in F. FELGENHAUER, J. FINK, Hl. de VRIES 1959, 69-73.
- WOLDSTEDT, P. (1958a): Eine neue Kurve der Würm-Eiszeit. - *EuG* 9, 151-154. - (1958b): *Das Eiszeitalter*. 2. Aufl. 2. Bd. Stuttgart.
- ZEUNER, F. E. (1954): Reiß or Würm? - *EuG* 4/5, 98-105.

Anschrift des Verf.: Dr. Hugo Groß, Bamberg, Kunigundendamm 59.

Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein

Von HORST REMY, Bonn

Mit 7 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Auf Grund der Beziehungen zwischen Löß und Unterer Mittel-terrasse des Rheines und seiner Nebenflüsse läßt sich das Alter der Lößablagerungen im Mittel- und Niederrheingebiet festlegen. In der Hauptsache handelt es sich dabei um Würmlöß, der von mehreren Bodenhorizonten gegliedert wird. Dabei waren im frühen Würm die Klimaänderungen noch beträchtlich (Parabraunerden), während der spätere klimatische Wechsel meist nur durch Naßböden gekennzeichnet ist. Lokal kam es in diesem späteren Abschnitt zur Bildung einer kalkhaltigen Braunerde, an die das Spätaurignac von Metternich geknüpft ist.

Abstract. In the Middle and Lower Rhine Valley the age of loess deposits is recognized by their relation to the Lower Middle Terrace of the Mosel and Rhine Rivers. Nearly all loess is regarded to be Würm-loess, which is separated by several soil zones. In the lower part of the Würm-period climatic changes are clearly indicated by thickly and well developed soil zones („Parabraunerde“). Later on soil zones become generally thin and less distinct („Naßböden“). In this later period, at some places, one soil zone is typical („kalkhaltige Braunerde“). In the profile of Metternich this horizon included artifacts (Gravettian).

Einleitung

Im Niederrheingebiet überdeckt der Löß weite Flächen in zum Teil bedeutender Mächtigkeit, wie zahlreiche Aufschlüsse in Ziegeleigruben und Braunkohlentagebauen zeigen. Im Mittelrheinabschnitt hält sich der Löß in größter Mächtigkeit im wesentlichen an die Talhänge und ist auf den Hochflächen meist nur geringmächtig oder gar nicht vorhanden. Die vorliegende Arbeit soll einen ersten allgemeinen Überblick über die Gliederung der Lößablagerungen in diesem Raume geben und einen Ausgangspunkt für regionale Vergleiche schaffen.

Aus dem Mittel- und Niederrheingebiet liegen einige neuaufgenommene Lößprofile vor (E. MÜCKENHAUSEN 1954, 1959; E. A. ROSAUER 1957; J. FRECHEN & E. A. ROSAUER 1959; H. REMY & W. PAAS 1959; H. REMY 1959, 1960). Weitere Profile werden hier dargestellt und kurz erläutert. Viele Profile, besonders die, die nur den jüngsten Löß aufschließen, sind fortgelassen worden. Es kam für einen allgemeinen Überblick darauf an, nur die typischen und gut entwickelten herauszugreifen (Abb. 1). Die Lößprofile werden mit Hilfe von Bodenbildungen in mehrere Abschnitte (A bis E) gegliedert. Die Einteilung in Alt-, Mittel- und Jungwürm wurde aus einer neuen Arbeit von Herrn Prof. P. WOLDSTEDT (in diesem Bande 1960) übernommen. Dabei entsprechen dem Altwürm die Abschnitte A und B, dem Mittelwürm C und D und dem Jungwürm der Abschnitt E, wie sich das nach der Lagerung und nach den Kulturhinterlassenschaften des paläolithischen Menschen wahrscheinlich machen läßt.

Herr Prof. Dr. P. WOLDSTEDT, Bonn, hat spezielle Untersuchungen immer wieder angeregt und gefördert und auch zu diesem kleinen Überblick den Anstoß gegeben. Herr Prof. Dr. Dr. E. MÜCKENHAUSEN, Bonn, gab bei zahlreichen Geländebegehungen dem Verf. wertvolle Hinweise. Im Gebiet der Braunkohlentagebaue verdanke ich Herrn Dr. HEIDE, Krefeld, und dem Amt für Bodenforschung in Krefeld die Möglichkeit, Einblick in die Lößablagerungen zu gewinnen. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft förderte durch finanzielle Unterstützung die Geländeaufnahmen. Allen Genannten möchte ich meinen aufrichtigen Dank aussprechen.

Das Lößprofil von Koblenz-Metternich

Dieses Profil ist erst kürzlich ausführlicher behandelt worden (H. REMY & W. PAAS 1959). Einige Beobachtungen seien aber noch nachgetragen. Im Liegenden der Parabraunerden konnten vom Verf. die Terrassenschotter ergraben werden, so daß das Profil bis in den Schotterkörper der uMT zu verfolgen ist (Abb. 2). Am Ostabhang des Kimmel-

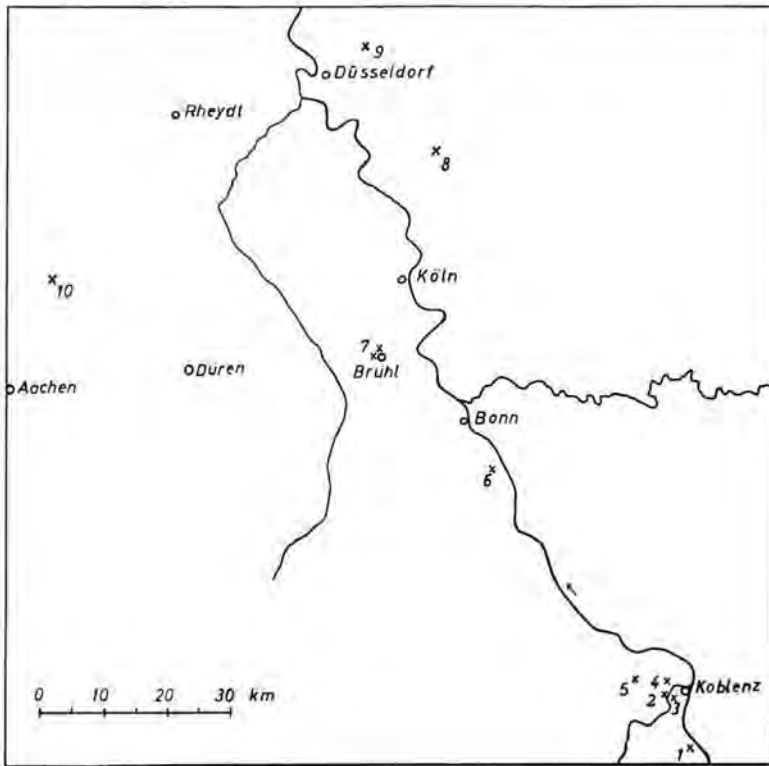


Abb. 1. Übersichtsskizze zu den angeführten Lößprofilen: 1 Rhens, 2 Kobl.-Metternich, 3 Kobl.-Moselweiß, 4 Kobl.-Metternich/Zgl. Friedhofen, 5 Kärllich, 6 Deussenberg b. Mehlem, 7 Brühl, Zgl. Garzen I u. II, 8 Leichlingen, 9 Düsseldorf-Grafenberg, 10 Zgl. Rosen, Beggendorf.

berges südlich Metternich liegen über Schottern der Unteren Mittelterrasse der Mosel (Schotter-Oberkante bei 85 m über NN) ca. 35 m Löß. Dieser ist in der ehemaligen Grube der Gebrüder Weglau zum größten Teil auch heute noch aufgeschlossen und durch mehrere Bodenbildungen und Solifluktions-Einlagerungen gegliedert (Abb. 2):

- Bis 0,95 m Braunerde des Spätglazials und Holozäns
 A-Horizont: humoser, schwach lehmiger Grobsand (Laacher Bims-Tuff)
 (B)₁-Horizont: hellbrauner Grobsand (Bims-Tuff).
 (B)₂-Horizont: feinsandiger Lehm (Farbwert nach MUNSSELL 1954: 7,5 YR 5/6), Bröckel- bis Polyeder-Gefüge
- E**
- 4,00 m Löß (10 YR 6/4), an der Basis Lößschnecken
 - 4,60 m schwach verlehmt sandiger Löß, im unteren Teil wenige kleine Lößkindel (umgelagertes Bodenmaterial), an der Basis eine 1—2 cm starke Tuff-Lage.
 - 6,45 m Löß (10 YR 6/4), darin Lage von schwach sandigem Löß mit Hangschutt.
-
- D**
- 7,55 m kalkhaltiger, feinsandiger Lehm (10 YR 5/6), an der Basis Lößkindel-Horizont: kalkhaltige Braunerde.
 - 12,60 m Löß (10 YR 6/4)
 - 13,40 m sandiger, kieselsteinreicher Löß mit Lößschnecken (10 YR 6/4): Fließerde.
-
- C**
- 14,00 m kalkhaltiger, feinsandiger Lehm (?umgelagerter Lößlehm) (10 YR 5/6) mit Lößschnecken.
 - 17,80 m Löß (10 YR 6/4)
 - 23,35 m humoser, feinsandiger Lehm (10 YR 4/3) mit Einlagerungen von Hangschutt und Lößlehmmaterial: Fließerde.

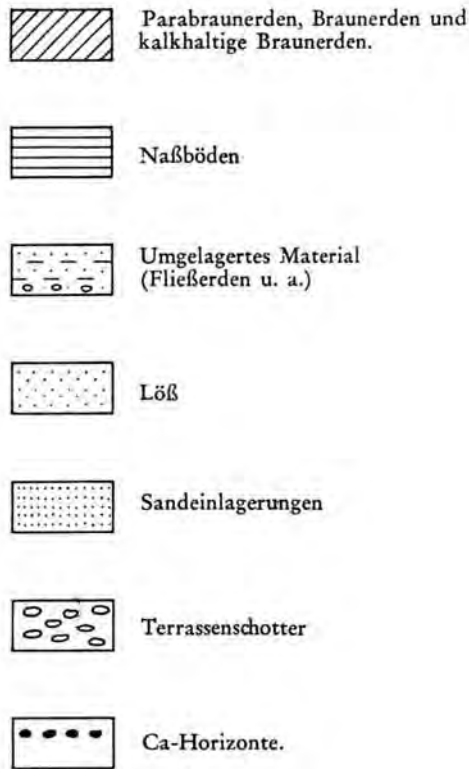


Abb. 2a. Erläuterung der Signaturen

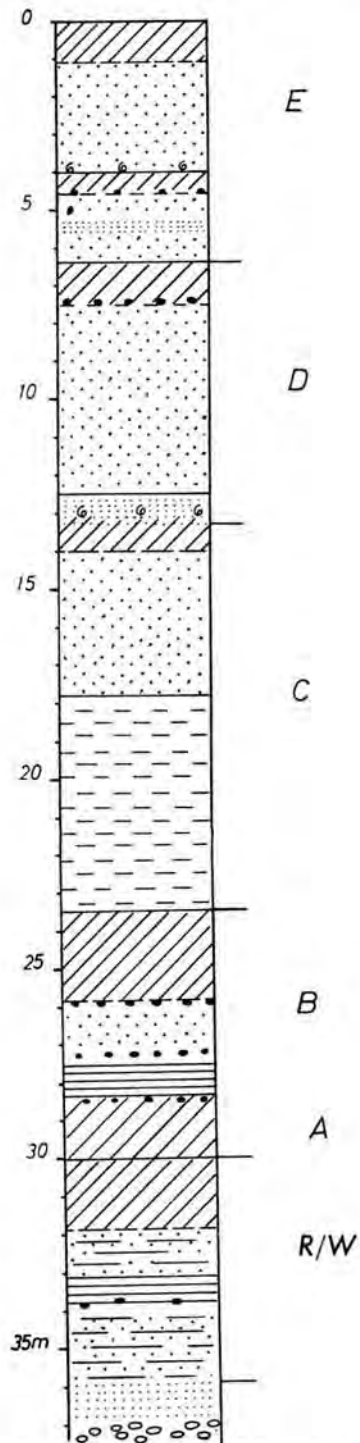


Abb. 2. Lößprofil von Kobl.-Metternich, ehem. Zgl.-Grube Gebr. Weglau.

- 25,95 m Parabraunerde mit starker Durchschlammung:
 0,2 m A-Horizont: humoser, feinsandiger Lehm (10 YR 4/3)
 B 1,45 m B-Horizont: feinsandiger Lehm mit wenigen Kieselsteinen (oben: 7,5 YR 4/4, unten: 7,5 YR 5/6), Tonhäutchen auf den Gefügeflächen, oben: Prismen-Gefüge; unten: Bröckel- bis Polyeder-Gefüge.
 0,95 m (B)-Horizont: streifiger, feinsandiger Lehm (10 YR 5/6), an der Basis Lößkindelhorizont.
- 27,60 m Löß mit wenigen Kieselsteinen (10 YR 6/4), an der Basis Lößkindel.
- 28,20 m grauer Lößlehm mit zahlreichen kleinen Eisenflecken, teilweise streifig, an der Basis Lößkindel: Naßboden.
-
- A — 29,95 m kalkhaltiger, feinsandiger Lehm (umgelagerter Lößlehm) (10 YR 5/4 und 10 YR 4/4).
-
- 31,85 m Parabraunerde mit mittlerer Durchschlammung:
 0,60 m A-Horizont und A, kolluvial: Devon-Schutt mit humosem, feinsandigem Lehm (10 YR 4/3).
 0,30 m As-Horizont: Devon-Material mit feinsandigem Lehm (10 YR 5/4)
 R/W 1,00 m+ B-Horizont: feinsandiger Lehm mit Devon-Material (7,5 YR 4—5/4), Tonhäutchen auf den Gefügeflächen, schwach fahlfleckig.
- Wenige Meter von diesem Profil wurden in einer Bodensenke (alter Aushub) unter Fließlöß die Terrassenschotter der uMT angetroffen:
- 33,10 m schwach kalkhaltiger feinsandiger, streifiger Löß (10 YR 5/6)
 — 33,70 m grauer, schwach kalkhaltiger Lößlehm, schwach eisenfleckig: Naßboden.
 — 35,80 m geschichteter Löß (10 YR 5/8).
-
- 37,20 m kalkhaltiger Sand mit Schottermaterial.

In einer verlassenen Kiesgrube wenig unterhalb der Lößwand sind die Schotter der Unteren Mittelterrasse der Mosel aufgeschlossen. Diese tragen eine kräftige Verwitterung, die bodentypologisch dem Braunlehm nahesteht und etwas anderes darstellt als Parabraunerden im Löß (freundl. Mitt. von W. PAAS). Diese Verwitterung ist im Profil die intensivste Bodenbildung in der Zeit nach dem Saale-Maximum und würde am besten in das Letzte Interglazial (Eem) zu stellen sein; denn wir kennen nach dem Vorstoß des Saaleeises mit Sicherheit als echte Warmzeit vom Ausmaß eines Interglazials nur das Eem-Interglazial. Das würde bedeuten, daß alle Ablagerungen und Bodenbildungen über der Verwitterungsdecke der Unteren Mittelterrasse würmeiszeitliches Alter haben. So wahrscheinlich diese Deutung aber auf Grund des bodenkundlichen Befundes sein mag, so stehen dem andere Beobachtungen entgegen. Es wird daher in Metternich als würmeiszeitlich vorerst nur der Löß über der älteren Parabraunerde (29,95 bis 31,85 m) aufgefaßt. Die älteren Bildungen gehören danach ins Jungriß.

Der Würm-Lößkomplex wird durch mehrere verschieden mächtige Bodenbildungen gegliedert. Im Bereich (A) liegt umgelagertes Bodenmaterial. Dieses könnte einer Bodenbildung entstammen, die in anderen Profilen in wohl gleicher stratigraphischer Position als kalkhaltige Braunerde i. S. von E. SCHÖNHALS vorliegt (Koblenz-Moselweiß, Kärlich). Die Parabraunerde (23,35 bis 25,95 m) darüber bezeichnet eine erneute nicht unerhebliche Erwärmung. Dieser Zeitschnitt (A und B) wird als Altwürm aufgefaßt, da von der ehemaligen Ziegeleigrube Friedhofen in Metternich aus einem mit dem Abschnitt B zu parallelisierenden Horizont ein Artefakt der Moustier-Kultur stammt.

Dem Komplex des Altwürms steht im oberen Teil der Profile ein Lößkomplex gegenüber, der von weniger mächtigen Böden gegliedert wird. Dieser Komplex umfaßt das Mittel- (C + D) und Jungwürm (E).

Den basalen Teil des Mittelwürms bildet in Metternich eine mächtige Fließerde, die im wesentlichen aus der jüngeren Parabraunerde (B) hervorgegangen ist. Die darüberliegende jüngere Fließerde leitet einen besonderen Abschnitt (D) ein. Das Mittelwürm

endet in Metternich mit einer deutlichen Bodenbildung (D), die im Sinne von E. SCHÖNHALS (1951) als kalkhaltige Braunerde bezeichnet wird. Aus diesem Horizont hat A. GÜNTHER (1907) Werkzeuge des Spätaurignacs beschrieben. Die Werkzeuge lagen an der Oberfläche bzw. in einer in die Schicht eingetieften Mulde. Dieses geht auch aus der Aufnahme von H. HOFER (1937) hervor, der in späteren Jahren weitere Werkzeuge auffinden konnte.

Nach der Entstehung der kalkhaltigen Braunerde (D) muß es im Jungwürm (E) noch einmal zu einer schwachen Bodenbildung (4,0—4,6 m) gekommen sein. An der Basis dieser liegt ein Tuffbändchen, das einem Ausbruch bei Kärlich entstammen dürfte. Dieses findet sich auch in weiter südlich gelegenen Lößaufschlüssen über einer schwachen Verlehmungszone, die mit der kalkhaltigen Braunerde von Metternich (6,45—7,55 m) identisch sein könnte.

Gegen Ende der Lößbildungszeit wurde Laacher Bims-Tuff abgelagert, der auch in vielen anderen rheinischen Lößprofilen in dieser Position auftritt. Die spätglaziale und holozäne Verwitterung führte in Metternich zur Bildung einer ca. 1 m mächtigen Braunerde.

Ziegeleigruben bei Brühl

Am Osthang der Ville liegen am Ortsrande von Brühl die noch im Abbau stehenden Ziegeleigruben Garzen I und II (Abb. 3 u. 4). Im Liegenden werden Schotter der Unteren Mittelterrasse des Rheines angegeben. Die Profile bei Brühl fallen durch fluviatile Sandeinlagerungen im Mittel-Würmkomplex auf. Garzen I:

- Bis 1,40 m Parabraunerde des Spätglazials und Holozäns
 0,2 m A-Horizont: humoser, krümeliger Lößlehm
 0,2 m A₃-Horizont: feinsandiger Lößlehm (10 YR 5/4)
 0,7 m B-Horizont: feinsandiger Lößlehm (10 YR 5/6), Tonhäutchen auf den Gefügeflächen.
 0,3 m (B)-Horizont: feinsandiger Lößlehm (10 YR 5/4)
- E
- 2,30 m Löß (10 YR 6/4)
 - 2,95 m hellgrauer Löß mit kleinen Eisenflecken; darin Flugsandeinlagerungen.
 - 3,50 m Löß (10 YR 6/4), leicht fleckig
-
- 4,10 m kalkhaltiger, feinsandiger Lehm, zum Teil schwach humos, kleine Eisenflecken (10 YR 5/4), an der Basis Lößkindel: Naßbaden
 — 4,50 m Löß (10 YR 6/6)
-
- 4,95 m hellgrauer kalkhaltiger Löß mit kleinen Eisenflecken: Naßboden
 — 6,00 m Löß (10 YR 6/4)
 Hangwärts liegt eine mächtige Sand- bzw. Kieselsteinlage, die etwa in der Mitte des Aufschlusses auskeilt.
- C
- 7,00 m kalkhaltiger, feinsandiger, schwach humoser Lößlehm (10 YR 5/6), im unteren Teil sandig und streifig, an der Basis Lößkindel: kalkhaltige Braunerde.
 - 8,20 m sandiger, geschichteter Löß
 - 9,00 m brauner fluviatiler Sand (oben: 7,5 YR 5/8; unten: 10 YR 5/6)
-
- 9,70 m⁺ Parabraunerde, schwach pseudovergleyt
 B-Horizont: rötlich-brauner Lößlehm (10 YR 5/6), Tonhäutchen auf den Gefügeflächen, an der Oberfläche kleine Eisenmangankonglomerationen.
- B
- Ganz ähnlich sind die Verhältnisse in Garzen II (Abb. 4):
- Bis 1,00 m Bodenbildung des Spätglazials und Holozäns
 — 1,40 m Löß (10 YR 6/4)
- E
- 1,70 m kalkhaltiger, sandiger Löß mit Hangschutt und Lößschnecken (10 YR 6/6) (schwach verlehmt Lößmaterial): Fließerde
 - 2,15 m Löß (10 YR 6/4)
 - 2,80 m gelblich-brauner Sand (10 YR 5/6)
-

- D — 3,25 m kalkhaltiger, feinsandiger Lehm (10 YR 5/6) mit zahlreichen Eisenflecken, an der Basis Lößkindel: kalkhaltige Braunerde.
- 5,15 m Löß (10 YR 6/4)
-
- 5,55 m kalkhaltiger, feinsandiger Löß mit Eisenflecken, streifig, an der Basis Lößkindel.
- 6,40 m Löß (10 YR 6/4)
- 9,05 m geschichteter Löß mit Sandbändern (10 YR 6/4);
- C bei 7,2 m: 0,1 m schwach grauer kalkhaltiger Löß mit wenigen Eisenflecken.
bei 8,10 m—8,40 m: hellgrauer Löß mit zahlreichen Eisenflecken.
- 10,20 m brauner fluviatiler Sand (oben: 7,5 YR 5/8; unten: 10 YR 5/6).
-
- 11,30 m⁺ Parabraunerde
- 0,35 m: A-Horizont: humoser, feinsandiger Lehm (10 YR 4/3)
- B 0,2 m A_s-Horizont: feinsandiger Lehm (10 YR 5/4)
- 0,55 m⁺ B-Horizont: feinsandiger Lehm mit Kieselsteinen (10 YR 5/6).

Die Profile bei Brühl fallen durch fluviatile Sandeinlagerungen im Mittel-Würm-komplex auf. Durch diese wie auch mehrere Naßbodenhorizonte wird der Abschnitt C in diesem Gebiet stärker als etwa in Metternich gegliedert. Hervorzuheben ist in Garzen I

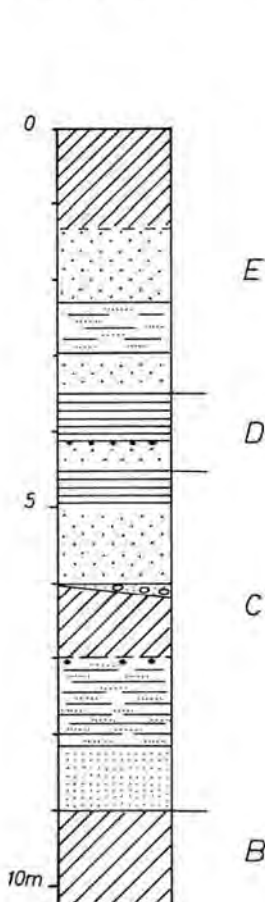


Abb. 3. Lößprofil von Brühl, Zgl. Garzen I

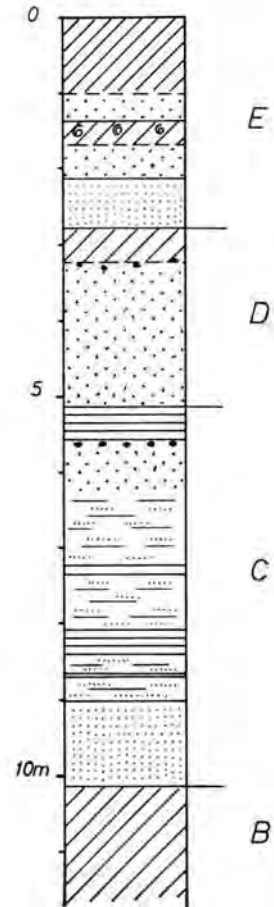


Abb. 4. Lößprofil von Brühl, Zgl. Garzen II.

etwa in der Mitte von Abschnitt C die Bodenbildung, die im Sinne von E. SCHÖNHALS als kalkhaltige Braunerde bezeichnet wird. Die Lößkindel an der Basis weisen darauf hin, daß es sich wahrscheinlich um eine autochthone Bildung handelt. In anderen Profilen ist dieser Horizont als Naßboden oder Flicßerde entwickelt. Man könnte eventuell in Metternich den Rest einer ähnlichen Bodenbildung in dem offenbar umgelagerten Bodenmaterial im oberen Teil von C (13,40—14,00 m) sehen. Im Rheingau scheint es Profile zu geben, die eine kalkhaltige Braunerde in ähnlicher Position aufweisen (z. B. das Profil von Eltville).

In den beiden Profilen von Brühl haben wir im Jungwürm (E) wieder die Andeutung einer Klimaschwankung: In Garzen I liegt eine schwache Naßbodenbildung (2,30 bis 2,95 m), in Garzen II eine Fließerde (1,4—1,7 m) in diesem Abschnitt vor.

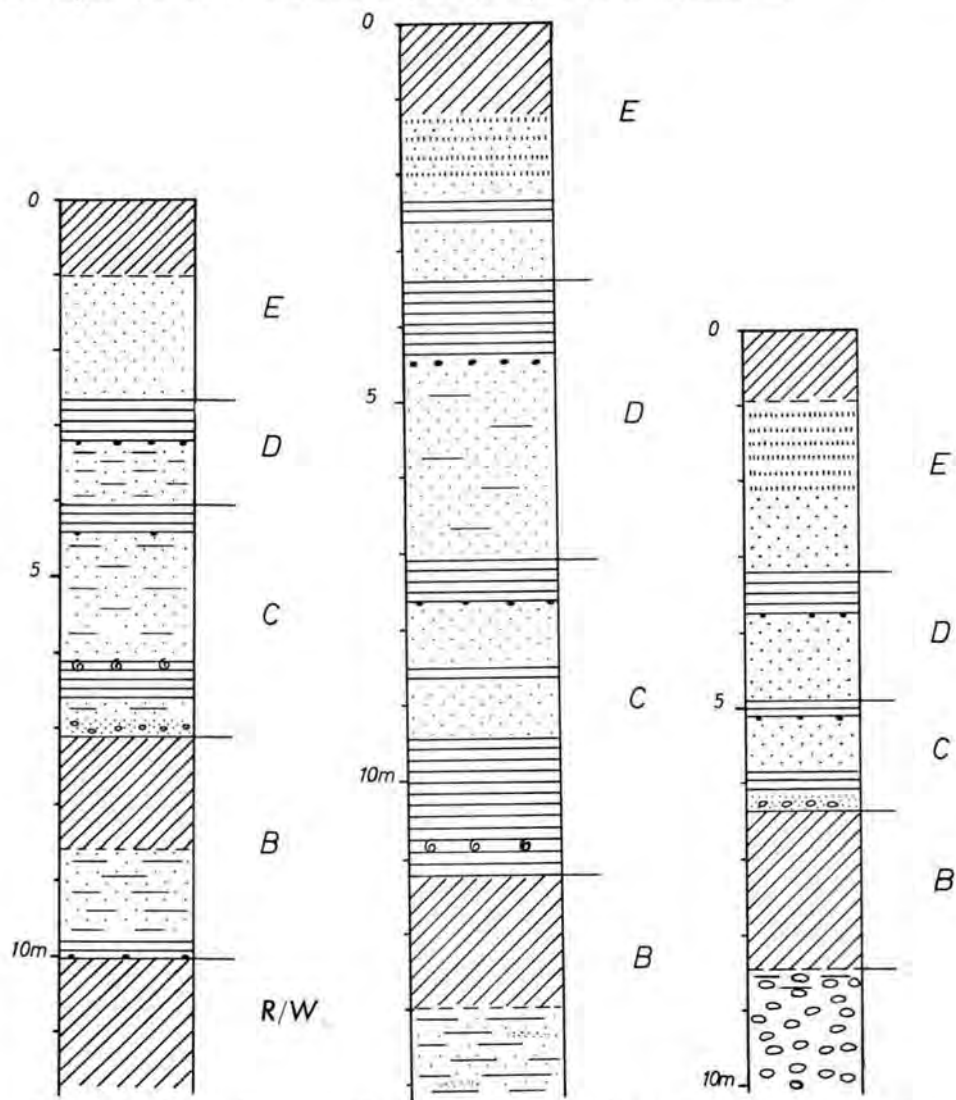


Abb. 5 (links): Lößprofil von Leichlingen, Zgl.-Grube. — Abb. 6 (Mitte): Lößprofil von Düsseldorf-Grafenberg, Zgl.-Gruben. — Abb. 7 (rechts): Lößprofil von Beggendorf, Zgl. Rosen.

Das Lößprofil in der Ziegeleigrube Leichlingen

Ein recht vollständiges Profil im Würmlöß liegt am Westrande des Bergischen Landes in der Ziegeleigrube Leichlingen vor (Abb. 5):

E	Bis 1,00 m	Bodenbildung des Spätglazials und Holozäns
	— 2,65 m	Löß (10 YR 6/4)

D	— 3,20 m	schwach grauer kalkhaltiger Löß mit Eisenflecken, an der Basis Lößkindel: Naßboden
	— 4,05 m	streifiger, kalkhaltiger, feinsandiger Löß (10 YR 6/4)

	— 4,40 m	kräftig grauer Lößlehm mit vereinzelt Lößkindeln an der Basis, wenige Eisenflecken: Naßboden
C	— 6,15 m	streifiger, z. T. fleckiger, kalkhaltiger, feinsandiger Löß (10 YR 6/4)
	— 6,60 m	grauer, z. T. kräftig grauer Lößlehm mit Lößschnecken
	— 7,10 m	sandiger, kalkhaltiger Löß (10 YR 6/6), an der Basis Kieselsteinlage

	— 8,60 m	Parabraunerde, schwach pseudovergleyt B-Horizont: feinsandiger Lehm mit Kieselsteinen (7,5 YR 5/6), Eisenmangan- konkretionen.
B	— 9,80 m	kalkhaltiger feinsandiger Lößlehm mit sandigen Streifen (10 YR 6/4): Fließ- erde
	— 10,05 m	grauer kalkhaltiger Lößlehm mit Eisenflecken, an der Basis Lößkindel: Naß- boden

R/W	— 11,20 m ⁺	Parabraunerde mit schwacher Durchschlammung, pseudovergleyt B-Horizont: feinsandiger Lehm (7,5 YR 4/4), schwache Tonhäutchen auf den Gefügeflächen.

Das Profil dürfte auf Grund der Ergebnisse von Metternich im wesentlichen in die Würmzeit zu stellen sein. Zwischen die beiden Parabraunerden (R/W und B) ist hier ein Naßboden (9,80—10,05 m) eingeschaltet, der als Ergebnis eines neuerlichen kleinen Klimaumschwunges gedeutet wird. Die Naßbodenbildung mag durch das Bodenmaterial der Parabraunerde im Liegenden gefördert worden sein. Sie könnte so noch in die ausgehende Warmzeit gehören. Es ist jedoch wahrscheinlicher, daß in der ausgehenden Warmzeit das Bodenprofil gekappt worden ist und sich erst neuer Löß darüberlegte, der in einer späteren feuchten Phase zu einem Naßboden überprägte wurde. Für diese Auffassung spricht meines Erachtens die scharfe Abgrenzung des Naßbodens gegen die Parabraunerde und die Lößkindel an der Basis des Naßbodens. Die Pseudovergleyung der Parabraunerde könnte mit der Naßbodenbildung in Zusammenhang stehen, aber auch schon früher erfolgt sein. Ein neuerlicher kleiner Klimaumschwung ist daher für die Naßbodenbildung anzunehmen.

Im Mittelwürm herrschten Fließerden und Naßböden, und nur das Jungwürm weist noch primär windgelagerten Löß auf.

Ziegeleigruben bei Düsseldorf-Grafenberg

Der Löß liegt hier wie bei Leichlingen am Westhang des Bergischen Landes und wurde ehemals in drei Ziegeleigruben abgebaut, von denen heute nur in der mittleren der Abbau noch umgeht. Die jüngeren Bildungen sind am besten in der dem Hang zu gelegenen Grube zu erkennen, während in den Gruben zum Rhein hin die tieferen Schichten erschlossen sind. Das Profil ist aus den drei Gruben zusammengestellt (Abb. 6):

	Bis 2,00 m	Parabraunerde des Spätglazials und Holozäns; Flugsandeinlagerungen im unteren Teil
E	— 2,40 m	Löß (10 YR 6/4)
	— 2,65 m	hellgrauer, feinsandiger Löß mit zahlreichen Eisenflecken: Naßboden
	— 3,40 m	Löß (10 YR 6/4)

- D — 4,35 m kalkhaltiger, feinsandiger Lößlehm (10 YR 5/6), ? schwach humos, zahlreiche Eisenflecken, an der Basis Lößkindel: Naßboden.
 — 7,10 m Löß (10 YR 6/4), leicht streifig
-
- C — 7,65 m hellgrauer, feinsandiger Löß mit zahlreichen Eisenflecken: Naßboden
 — 9,45 m Löß (10 YR 6/4)
 bei 8,6 m schwach graue Lößzone mit wenigen Eisenflecken
 — 11,20 m kalkhaltiger, teils licht gelblich-brauner, teils grauer Löß mit zahlreichen Eisenflecken, an der Basis plattig und mit vielen Schnecken- und Schalen: oben Naßboden, an der Basis Fließerde.
-
- B — 13,00 m Parabraunerde, pseudovergleyt
 0,2 m A-Horizont: humoser, feinsandiger Lößlehm (10 YR 4/3) mit Eisenmangankonkretionen.
 1,6 m B-Horizont: feinsandiger Lößlehm mit Kieselsteinen (7,5 YR 5/6).
 — 14,20 m⁺ feinsandiger Lößlehm mit Sandlinsen, zum Teil schichtig.

Bei diesem Profil sei auf den Naßboden (3,40—4,35 m) im Abschnitt D hingewiesen. Schwach verlehmt Bodenmaterial (wahrscheinlich einer kalkhaltigen Braunerde) ist durch stärkere Nässeeinwirkung überprägt worden, so daß diese Bildung als Naßboden angesprochen wird. Durch seine Verbraunung und teilweise Beimengung von humosem Material ist dieser Horizont in sehr vielen Profilen wiederzuerkennen, so daß er recht gut durchverfolgt werden kann. In einigen Profilen ist er noch als kalkhaltige Braunerde entwickelt, meistens jedoch durch spätere Vernässung so stark überprägt, daß er als Naßboden bezeichnet wird.

Unter der Verwitterungsdecke des Spätglazials und Holozäns liegen zahlreiche deutlich braune Bänder, die die gleiche Färbung zeigen wie die Bodenbildung darüber. Korngrößenunterschiede zwischen den braunen Bändern und dem hellen Material sind schon im Gelände deutlich wahrzunehmen. Es handelt sich um Flugsandeinlagerungen. Ihre Verfärbung dürfte im Zusammenhang mit der jüngsten Bodenbildung stehen. Sie treten in sehr vielen Profilen des Niederrheingebietes auf.

Ziegeleigrube Beggendorf SE Geilenkirchen

Die Ziegeleigrube Rosen, Beggendorf, die bereits ganz im Westen des Untersuchungsgebietes liegt, zeigt die gleiche Gliederung, wie wir sie im übrigen Gebiet kennengelernt haben (Abb. 7):

- E Bis 2,10 m Parabraunerde des Spätglazials und Holozäns, Flugsandeinlagerungen im unteren Teil
 — 3,20 m Löß (10 YR 6/4)
-
- D — 3,75 m schwach sandiger Löß, hellgrau, mit Eisenflecken, leicht streifig, an der Basis Lößkindel: Naßboden
 — 4,90 m Löß (10 YR 6/4)
-
- C — 5,10 m kalkhaltiger, kräftig grauer Lößlehm mit wenig Eisenflecken, an der Basis Lößkindel: Naßboden.
 — 5,85 m Löß (10 YR 6/4)
 — 6,10 m hellgrauer Löß, stark streifig
 — 6,40 m sandiger, kieselsteinreicher Löß (10 YR 6/4)
-
- B — 8,45 m Parabraunerde, pseudovergleyt
 1,6 m B-Horizont: feinsandiger Lößlehm (7,5 YR 5/6), nahe der Oberfläche zahlreiche bis erbsengroße Eisenmangankonkretionen
 0,5 m (B)-Horizont: streifiger, feinsandiger Lößlehm (10 YR 6/6) mit Kieselsteinen
-
- 10,00 m⁺ Schottermaterial einer Hauptterrasse.

Dieses Profil zeigt nichts Neues, wurde aber mit aufgenommen, weil es zum Lößgebiet des belgisch-französischen Raumes überleitet. Die Bodenbildungen des Mittelwürms sind hier alle als Naßböden entwickelt. Unter der Verwitterung des Spätglazials und Holozäns sitzen auch hier die braunen Bänder, die zum Hangenden hin stärker und dichter werden. Offenbar hat eine Verlagerung von Tonsubstanz von der Bodenbildung her stattgefunden (mündl. Mitt. W. PAAS).

Die Böden in den Lößprofilen

Als älteste Bodenbildung im Löß tritt gelegentlich eine Art Braunlehm auf, den W. PAAS (Diss. Bonn) genauer untersucht hat. Bislang wurde dieser Bodentyp dem Mindel/Riß-Interglazial zugeschrieben (mündl. Mitt. Prof. E. MÜCKENHAUSEN). W. PAAS glaubt ihn dem Boden auf der Unteren Mittelterrasse gleichsetzen zu dürfen und stellt ihn daher in das Letzte Interglazial. Darüber folgen im allgemeinen zwei Parabraunerden, von denen die ältere meist eine geringere Durchschlammung aufweist. Sehr oft zeigen die Parabraunerden noch die typische Gliederung mit den Horizonten A, A₃ und B, so daß für einen großen Teil eine autochthone Lagerung als sicher angenommen werden kann. In vielen Profilen sind sie durch spätere Nässeinwirkung pseudovergleyt.

Einen anderen Bodentyp stellen braune Verwitterungshorizonte dar, die hauptsächlich im höheren Teil der Profile auftreten. Es handelt sich um noch kalkhaltiges verbrauntes Bodenmaterial, das bei Umlagerung auch schwach humos sein kann. E. SCHÖNHALS (1951) bezeichnet diese Böden als kalkhaltige Braunerde. Oft liegen an ihrer Basis Lößkindel, so daß diese Braunerden sich offenbar noch *in situ* befinden.

Die Naßböden hat zuerst H. FREISING (1951) aus Süddeutschland beschrieben, die nach ihm Ausdruck für ein kaltes und feuchtes Klima sind. Im rheinischen Löß kommen sie ebenso vor und können völlig isoliert im Löß auftreten oder vorangegangene Bodenbildungen überprägen. So läßt sich beobachten, daß nach einer schwachen Verlehmung (Bodenbildung) eine stärkere Vernässung folgte, so daß ein Horizont entstand, den man im Sinne von H. FREISING als Naßboden ansprechen muß.

Der Naßboden allein, bzw. meist mit anschließender Fließerdebildung, kann Ausdruck einer Klimaschwankung sein. Es kann ihm aber auch eine wärmere und trockenere Phase vorangegangen sein, so daß er nur Teil eines Bodenzyklus ist. Der Klimaumschwung erfolgte dann von einer Warmzeit über eine kühle und feuchte Phase zu der kalten und trockeneren des folgenden Stadials. Naßböden und Fließerden sind Ausdruck der kühlen und feuchten Phase. Meistens verwischt aber die Fließerdebildung die vollständige Abfolge. Eine Untergliederung in eine erste Phase mit Tundren-Naßboden und eine zweite Phase mit auf noch stärkere Nässeinwirkung weisender Fließerde nahm bereits K. BRUNNACKER (1956) vor.

Die Naßböden werden auch vom Verf. als Ergebnis einer Klimaschwankung aufgefaßt, wie das H. FREISING schon getan hat. Diese Auffassung stützen faunistische Untersuchungen. Im Lößprofil von Kärlich (H. REMY 1959) z. B. entstammt Fauna 1 einem Naßbodenhorizont. Sie weist in ihrer Zusammensetzung auf eine Zeit größerer Feuchtigkeit, wie sie keinesfalls für ein Stadial mit Lößbildung typisch ist.

Stratigraphische Deutung der Ablagerungen

Für die stratigraphische Einordnung von Lößprofilen im Rheinland ist vor allem die Beziehung zu den Terrassen des Rheines und seiner Nebenflüsse entscheidend. Als einwandfrei datiert kann die Untere Mittelterrasse des Rheines gelten, die im Riß I (Drenthe) aufgeschottert wurde (vgl. die zusammenfassende Darstellung bei P. WOLDSTEDT 1958, S. 56). Mit ihr gleichaltrig ist die Untere Mittelterrasse (= Talwegterrasse) der Mosel (vgl. E. KREMER 1954). Hier liegen auch zwei der vollständigsten Lößprofile im Unter-

suchungsgebiet: Profil von Moselweiß bei Koblenz und das Profil von Metternich bei Koblenz in der ehemaligen Ziegeleigrube der Gebrüder Weglau.

Bei den Ausführungen über das Profil von Metternich wurde schon darauf hingewiesen, daß die Schotter der Unteren Mittelterrasse der Mosel eine kräftige Verwitterung tragen, die bodentypologisch dem Braunlehm nahesteht und etwas anderes darstellt als die Parabraunerden im Lößprofil darüber. Diese Terrassen-Verwitterung gehört in die Zeit nach dem Vorstoß des Saaleeises (Riß I). Für eine Einstufung in das Riß I/II-Interstadial ist die Verwitterung vielleicht zu intensiv. Diese müßte sonst im Interstadial stärker gewesen sein als im Riß/Würm-Interglazial, in das dann eine der Parabraunerden einzustufen wäre. So ist es zunächst wahrscheinlicher, daß die Braunlehmverwitterung in das Letzte Interglazial und der gesamte Löß darüber in das Würm zu stellen ist.

Die bodenkundlichen Überlegungen sprechen zunächst also gegen eine Einstufung der Verwitterung auf der uMT in eine Warmzeit, der man allgemein nur den Charakter eines Interstadials zubilligt (vgl. jedoch G. v. D. BRELIE 1955). In den rheinischen Lößprofilen liegen aber über den Ablagerungen der Saalevereisung noch drei fossile Bodenbildungen, die in „warmen“ Zeiten entstanden sein müssen. Dabei gleichen die beiden Parabraunerden bodentypologisch den rezenten Böden im Untersuchungsgebiet. Wenn die Bodenbildung unmittelbar nach der Saalevereisung auch intensiver gewesen ist als die folgenden, so kann man sie deswegen nicht unbedingt dem letzten Interglazial zuordnen. Dagegen spricht auch die Beobachtung von E. MÜCKENHAUSEN (1939), daß die Böden des Warthestadiums denen der Weichselvereisung näherstehen. Es würde bei dieser Deutung auch jede Spur von Löß des Warthestadiums auf der uMT fehlen, den wir erwarten müßten. So scheint es nicht gerechtfertigt, das letzte Interglazial (Eem) in den Lößprofilen so tief anzusetzen, wie man dazu auf Grund des bodenkundlichen Befundes zunächst geneigt sein könnte. Es wird daher angenommen, daß der Boden auf der uMT in der Riß I/II-Warmzeit entstanden ist. Als letztinterglazialer Boden (Eem) wird im Untersuchungsgebiet die ältere fossile Parabraunerde aufgefaßt, zumal im Rheinland erst aus Ablagerungen über diesem Horizont Funde von Moustier-Artefakten vorliegen. Die Lößablagerungen mit ihren Böden darüber sind danach würmeiszeitlich.

Auf Grund der Bodentypologie gelangen wir also zu der Vorstellung, daß es nach der Saalevereisung mehrere „warme“ Zeiten gegeben hat. G. v. D. BRELIE (1955) sieht auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen in dem Interstadial Riß I/II ein echtes Interglazial („Ohe-Interglazial“), was mit dem bodenkundlichen Befund gut übereinstimmen würde. Wenn wir dann die ältere fossile Parabraunerde in das Eem-Interglazial stellen, für das eine ausgedehnte Bewaldung ähnlich der holozänen nachgewiesen ist, so sollte man auch für die Zeit, in der die jüngere fossile Parabraunerde entstanden ist, mindestens eine teilweise Wiederbewaldung erwarten.

In den meisten Lößprofilen ist demzufolge nur Würmlöß aufgeschlossen. Über den Rißlöß wissen wir noch sehr wenig. Wo er in geringer Mächtigkeit auftritt, ist er intensiv verwittert. Der Würm-Lößkomplex wird durch mehrere Bodenbildungen gegliedert. Bedeutende Wärmeschwankungen liegen in den Abschnitten (A und B) vor. Innerhalb dieser Abschnitte waren noch weitere Klimaschwankungen vorhanden, die sich in manchen rheinischen Lößprofilen als Naßböden abzeichnen. Das Auftreten derartiger Schwankungen in den Lößprofilen dürfte damit aber durchaus nicht vollständig sein.

Im Profil von Koblenz-Metternich ist im Abschnitt A Bodenmaterial erhalten, das zeitlich mit einer kalkhaltigen Braunerde in den Profilen von Koblenz-Moselweiß und Kärlich gleichgestellt wird. Ich glaubte seinerzeit im Profil von Kärlich (REMY 1959) diese Bodenbildung dem Göttweiger Boden gleichsetzen zu dürfen. Es scheint sich aber um einen Boden zu handeln, der zeitlich noch vor dem Göttweiger Boden im Altwürm (A) liegt.

Die Parabraunerde in B ist die letzte kräftige Bodenbildung im Würmlöß. Ich nehme daher an, daß es sich dabei um ein Äquivalent des Verlehmungshorizontes der Gött-

weiger Bodenbildung handelt. Für diese Auffassung scheint mir auch das Auftreten von Moustier-Funden zu sprechen, die im Rheinlande in den Abschnitten A und B liegen. Diese untere Abteilung des Würmlösses wird daher auch im Sinne von P. WOLDSTEDT (1960) als Altwurm bezeichnet.

Dem als Altwurm benannten Zeitraum steht im oberen Teil der Profile ein Lößkomplex gegenüber, der von weniger mächtigen Böden gegliedert und als Mittel- (C+D) und Jungwurm (E) aufgefaßt wird. Den basalen Teil (C) gliedern bis zu drei Naßböden, die aber durch stärkere Fließvorgänge unterdrückt werden können, so daß öfter nur ein \pm mächtiger Fließlöß auftritt. In vielen Profilen ist gröberer Schutt eingelagert, in manchen fluviatiler Sand.

In den Bodenbildungen des Abschnittes C scheinen ähnliche Wärmeschwankungen vorzuliegen, wie sie in österreichischen Profilen die Schwarzerdehorizonte über der Göttweiger Verlehmungszonen darstellen und im Komplex „Stillfried A“ (FINK 1954) zusammengefaßt werden. Der Unterschied liegt in der Bodenausbildung: im Rheinland sind es bis zu drei Naßböden, von denen in wenigen Aufschlüssen wohl der mittlere als kalkhaltige Braunerde entwickelt sein kann.

Ein oft sehr deutlich ausgeprägter Verlehmungshorizont (D) (kalkhaltige Braunerde im Sinne von E. SCHÖNHALS) durchzieht den jüngeren Würmlöß. Er ist in Metternich Träger der Spätaurignac-Kultur und durch eine Molluskenfauna im Profil von Kärlich (H. REMY 1959) als verhältnismäßig warme Schwankung gekennzeichnet. Dieser Horizont scheint besonders im Neuwieder Becken und im nördlichen Niederrheingebiet ausgeprägt zu sein. Seine Mächtigkeit schwankt um 0,5 m.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse in den Profilen von Unterwisternitz und Pollau, wo über einer schwachen Verlehmung, die als Paudorfer Horizont aufgefaßt wird, das Gravette auftritt. Es liegt daher nahe, das Gleiche auch für das Rheinland anzunehmen und den Verlehmungshorizont (D) mit der Paudorfer Verlehmung zu parallelisieren.

Mit der neuen Lößperiode läßt P. WOLDSTEDT (1960) das Jungwurm (E) beginnen. Dieses unterteilt im Rheinland noch ein schwacher, oft unterdrückter Bodenhorizont. Er tritt teils als ganz schwache Verlehmung (Metternich, Garzen II) oder als Naßboden (Grafenberg) auf. An seiner Oberfläche liegt in Metternich eine Fauna (*Pupilla*-Horizont), die auch auftreten kann, ohne daß Anzeichen einer Bodenbildung vorhanden sind. Diese Faunen werden vorerst jedenfalls als gleichalt aufgefaßt. In diesem Komplex E liegt auch ein Tuffbändchen, das nach J. FRECHEN einem Ausbruch bei Kärlich entstammt und weithin nach SE zu verfolgen ist.

Der jüngste Löß trägt die Böden des Spätglazials und Holozäns, die als Braunerden und Parabraunerden entwickelt sind. Gegen Ende der Lößsedimentation entstand durch Schwankungen in der Transportkraft des Windes eine Bänderung, die sich heute in sehr vielen Profilen durch die Verwitterung als braune Streifung an der Basis der jüngsten Bodenbildung abhebt.

Kulturreste im rheinischen Löß

Die Moustier-Funde von Rheindahlen im Niederrheingebiet (K. NARR 1951) gehören wahrscheinlich dem Altwurm an. Eine Moustier-Handspitze von dreieckiger Form ist in der Zgl. Friedhofen in Metternich bei Koblenz gefunden worden. Sie lag nach Angaben von A. GÜNTHER in oder auf einem Bodenhorizont, der mit der jüngsten fossilen Parabraunerde der Zgl. Weglau in Metternich (B) gleichzeitig gestellt werden kann. Damit würde dieser Fund etwa in die Warmzeit zwischen Alt- und Mittelwurm gehören und etwas jünger sein als die Moustierfunde von Rheindahlen.

Erheblich jünger sind die Funde in der Grube Weglau bei Metternich. Sie gehören dem Spätaurignac (Gravette) an und liegen auf dem Verlehmungshorizont des Abschnittes D (Ende von Mittelwurm). Diese Funde lassen sich dank der ausgezeichneten Aufnahme von A. GÜNTHER (1907) und H. HOFER (1937) stratigraphisch sicher einstufen.

Recht unsicher sind die Funde von Rhens. Ihre Lage im Profil konnte A. GÜNTHER damals nicht mehr ermitteln. Es soll sich um Werkzeuge des gleichen Typs handeln wie bei Metternich. Die Fundschicht scheint aber tiefer gelegen zu haben als in Metternich. Ebenso unsicher bleibt die stratigraphische Zuordnung der Funde von Kärlich, die durch einen Ausbläser in jüngere Schichten getragen worden sind.

An das Ende der Lößperiode am Mittelrhein gehören die Funde der Magdalen-Kultur vom Martinsberg bei Andernach.

Vulkanische Einlagerungen

In den Lößablagerungen des Mittelrheingebietes sind vulkanische Einlagerungen nicht selten. Sie haben ihren Ursprung in der Eifel, von wo sie über weite Gebiete getragen worden sind. Die größte Verbreitung hat ein Aschenbändchen im höheren Teil der Profile, das einem Ausbruch bei Kärlich entstammt. Dieses Aschenbändchen tritt in einem weiten, SE gerichteten Streuengebiet bis nach Süddeutschland auf und liegt oft über einer schwachen Verlehmungszone (D) im jüngsten Löß.

Im Profil von Kärlich ist auch in den tieferen Lößschichten bereits vulkanisches Material eingelagert (E. A. ROSAUER 1957, J. FRECHEN & E. A. ROSAUER 1959), das aber bisher nicht in anderen Lößprofilen nachgewiesen werden konnte.

Der Ausbruch der jüngeren Aschen des Rodderberges bei Bonn erfolgte gegen Ende des Mittelwürms (H. REMY 1959). Er liegt etwas vor der Wärmeschwankung, die durch die Spätaurignac-Kultur von Metternich charakterisiert wird (D). Die Verbreitung der Aschen läßt sich nur wenige Kilometer nach N nachweisen.

In vielen Lößprofilen am Mittelrhein liegt auf dem jüngsten Löß Bimstuff, der dem Ausbruch des Laacher-See-Kessels entstammt.

Tabelle 1

Die zeitliche Aufeinanderfolge von Böden, Kulturen und vulkanischen Ereignissen im Würm-Löß am Mittel- und Niederrhein.

Neue Gliederung		Bodenbildungen	Kulturen	vulk. Ereignisse	ältere Gliederungen
Holozän		Braunerde oder Parabraunerde			
Jungwürm	E	(Ende der Lößaufwehung schwache Verlehmung bzw. Naßboden	Magdalen Martinsberg b. Andernach Aurignac-	Laacher-See-Ausbruch	W III Jüng. Löß II b
	D	kalkh. Braunerde bzw. Naßboden	Metternich/ Weglau ? Rhens	Kärlich/ Brockentuff Kärlich/ält. Tuffe Rodderberg, jüng. Aschen	W II Jüng. Löß II a
Altwürm	C	max. 3 Naßböden	Kulturen		
	B	Parabraunerde Naßboden	Metternich/ Friedhofen Moustier- ? Rheindahlen		W I Jüng. Löß I
	A	kalkh. Braunerde Naßboden	Kulturen		
Riß/Würm-Interglazial		Parabraunerde			Riß/Würm-Interglazial

Literatur

- v. D. BRELIE, G.: Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* 6, S. 25-38, Öhringen 1955.
- BRUNNACKER, K.: Würmeiszeitlicher Löß und fossile Böden in Mainfranken. - *Geologica Bavarica* 25, S. 27-43, München 1956.
- FINK, J.: Die fossilen Böden im österreichischen Löß. - *Quartär* 6, S. 85-107, 1954.
- FRECHEN, J. & ROSAUER, E. A.: Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profiles von Kärlich im Neuwieder Becken. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 4, Krefeld 1959.
- FREISING, H.: Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. - *Jh. geol. Abt. württemb. statist. L. A.* 1, S. 54-59, Stuttgart 1951.
- GÜNTHER, A.: Paläolithische Fundstellen im Löß bei Koblenz. - *Bonner Jahrbücher* 116, S. 344 bis 362, Bonn 1907.
- HOFER, H.: Neue Beobachtungen an mittelrheinischen Lößstationen. - *Nachr.-Bl. dtsh. Vorzeit* 13, S. 101-103, Leipzig 1937.
- KREMER, E.: Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte. - *Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde*, H. 6, Bonn 1954.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Fossile Böden im nördlichen Rheinland. - *Zeitschr. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde* 65, S. 81-103, Weinheim/Bergstr. u. Berlin 1954. - - Die stratigraphische Gliederung des Lößkomplexes von Kärlich im Neuwieder Becken. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 4, S. 283-300, Krefeld 1959.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Die Böden des Warthestadiums in Nordhannover im Vergleich zum westlichen Alt- und zum östlichen Jungdiluvium. - *Abh. nat. Ver. Bremen* 31, S. 334-346, Bremen 1939.
- NARR, K.: Alt- und mittelpaläolithische Funde aus rheinischen Freilandstationen. - *Bonner Jahrbücher* 151, S. 5-51, Bonn 1951.
- REMY, H. & PAAS, W.: Die Lößprofile von Koblenz-Metternich und Moselweiß. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 4, S. 331-336, Krefeld 1959.
- REMY, H.: Zur Gliederung des Lösses am unteren Mittelrhein mit besonderer Berücksichtigung der Faunen. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 4, S. 323-330, Krefeld 1959. - - Die zeitliche Stellung der Rodderbergtuffe im rheinischen Löß. - *Decheniana* 112, S. 271-278, Bonn 1960.
- ROSAUER, E. A.: Über die Klimabedingungen der eiszeitlichen Lößbildung (engl.). - *Diss. Bonn* 1957.
- SCHÖNHALS, E.: Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* 1, S. 109 bis 130, Öhringen 1951.
- WOLDSTEDT, P.: *Das Eiszeitalter*, 2. Aufl. Bd. II. - Stuttgart 1958. - - Die Letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* 11, 1960.

Manusk. eingeg. 22. 8. 1960.

Anschrift des Verf.: Dr. Horst Remy, Geologisches Institut der Universität, Bonn, Nußallee 2.

Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa

Ein Beitrag zur Rekonstruktion des Klimas der Glaziale des
quartären Eiszeitalters.

Von KARLHEINZ KAISER, Köln

Mit einer Übersichtskarte und 3 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Bestimmte Periglazialerscheinungen (Eiskeile — Kryoturbationen — Strukturböden — Pingos) werden hinsichtlich ihres äußeren Erscheinungsbildes und ihrer Bildungsursachen, besonders aber im Hinblick auf ihre Verwendbarkeit als Indikatoren eines Dauerfrostbodens kritisch überprüft und kartennmäßig für den mittel- und westeuropäischen Raum nach dem Stand der augenblicklichen Kenntnis verzeichnet.

Die bisherigen Versuche von Rekonstruktionen des Klimas der Glaziale des quartären Eiszeitalters werden ebenfalls kritisch überprüft. Eine Neuberechnung der maximalen pleistozänen Temperaturminderung ergibt einen Wert von 15—16° für bodennahe Bereiche in Mittel- und Westeuropa; selbst für die jüngere Dryaszeit haben wir noch mit einer Temperaturdepression von 11—12° zu rechnen. Beide Werte werden gewonnen durch Vergleich der Jahresmitteltemperaturen im Grenzbereich der Dauerfrostböden zur Zeit ihrer hochglazialen und jungdryaszeitlichen Ausbildung gegenüber den heutigen unter der Voraussetzung, daß sich die aktiven Dauerfrostböden durch die —2°- Jahresisotherme sowohl unter heutigen als auch den glazialen Klimabedingungen eingrenzen lassen.

Summary. Certain periglacial phenomena (ice-wedges, cryoturbations, patterned ground, pingos) are critically investigated with respect to their outer appearance as well as to the causes of their formation, but especially how far they might be used as indicators of an old permafrost. The results for Central and Western Europe have been mapped according to our actual status of knowledge.

The attempts hitherto made to reconstruct the climate of the Quaternary glacial periods, have been thoroughly checked. A new calculation of the maximum diminution of Pleistocene temperature gives a value of 15—16° C (bottom temperature) in Central and Western Europe. For the Younger Dryas we still have to expect a temperature depression of 11—12° C. Both values have been found by comparing mean annual temperatures in the border-zone of permafrost at the high-glacial time and during the Younger Dryas with the actual temperatures. This is true on the premise that the active permafrost area can be limited by the —2° C annual isotherme, both under actual as well as under glacial climatic conditions.

Résumé. Certains phénomènes périglaciaires (fentes en coin, formes de cryoturbation, sols polygonaux et striés, pingos) ont été examinés critiquement à l'égard de leur aspect extérieur et des causes de leur formation, mais spécialement en considération de l'applicabilité comme indicateurs d'une tjaë pérenne. Les résultats pour l'Europe Centrale et l'Europe Occidentale sont dessinés dans une carte selon l'état de notre connaissance actuelle.

Les efforts faits jusqu'à présent de reconstruire le climat des époques glaciaires du Quaternaire sont aussi examinés critiquement. En recalculant la diminution maximale de la température Pleistocène, l'auteur obtient une valeur de 15—16° C (pour les zones près du sol) en Europe Centrale et Occidentale; même pour l'époque du Dryas Supérieur, nous avons à compter avec une dépression de la température de 11—12° C. Les deux valeurs sont gagnées par comparaison des températures moyennes annuelles dans la zone limitrophe des pergélisols aux temps de leur formation glaciaire et dryassique avec les formations actuelles. Comme supposition, l'auteur constate que les pergélisols actifs peuvent être limités par l'isotherme annuelle de —2° C, non seulement dans les conditions climatiques actuelles, mais aussi dans les conditions glaciaires.

A. Einleitung.

Zu Rekonstruktionen des Klimas für die Glaziale des quartären Eiszeitalters sind mannigfache Indikatoren herangezogen worden. Darüber besteht eine große Literatur (vgl. u. a. M. SCHWARZBACH 1950). Kartennmäßige Darstellungen der Verbreitung der Periglazialerscheinungen für die verschiedenen Glaziale des quartären Eiszeitalters haben vor allem J. TRICART (1956) für Frankreich, J. DYLIK in Zusammenarbeit mit zahlreichen

polnischen Quartärforschern im *Biuletyn Peryglacialny* (1956) für Polen und J. SEKŸRA (1960) für die Tschechoslowakei gegeben. Auch für den gesamt-europäischen Raum liegen kartenmäßige Darstellungen vor. Darin wird der Versuch gemacht, auf Grund der Verbreitung bestimmter Periglazialerscheinungen klimatische Rekonstruktionen durchzuführen, insbesondere aber wichtige Klimagrenzen, wie beispielsweise die polare Waldgrenze oder die Südgrenze der Dauerfrostböden für das Kältemaximum eines Glazials (besonders der Würm-Eiszeit) aufzuzeigen (vgl. u. a. J. BÜDEL 1953; H. POSER 1947, 1948; C. TROLL 1947; W. WEISCHET 1954).

Gegenstand vorliegender Arbeit ist letzten Endes auch ein Versuch, das seither, besonders aber in jüngster Zeit zahlreich zusammengetragene Material bestimmter Periglazialerscheinungen (Eiskeile - Kryoturbationen - Strukturböden - Pingos) kritisch zu sichten, d. h. im einzelnen auf ihre Aussagekraft hinsichtlich ihrer Verwendbarkeit zu klimatischen Rekonstruktionen zu überprüfen, sie räumlich unter Berücksichtigung ihrer zeitlichen Stellung zu erfassen und darzustellen, um schließlich auf Grund ihrer chronologischen Stellung und räumlichen Verbreitung in Mittel- und Westeuropa neue Erkenntnisse für den Klimaablauf des quartären Eiszeitalters in diesem Raume abzuleiten.

Wertvolle Hinweise verdanke ich Prof. M. SCHWARZBACH sowie Prof. P. WOLDSTEDT. Ferner danke ich Dr. M. PÉCSI (Budapest) und Herrn P. PRUSKOWSKI (Brühl bei Köln) für die Überlassung wertvollen Bildmaterials.

B. Fossile Eiskeile, Kryoturbationen, Strukturböden und Pingos als Klimazeugen des Periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa.

1. Eiskeile, ihre Bildungsbedingungen und Formenausbildungen.

Die Bildungsbedingungen von Eiskeilen wurden wohl erstmalig von K. VON BUNGE (1902) und dann besonders von K. LEFFINGWELL (1915, 1918) im Dauerfrostboden Alaskas studiert. Nachdem zuvor schon (P. W. BRIDGEMANN 1912) experimentell nachgewiesen worden war, daß sich das Volumen des Eises sowohl bei Abnahme der Temperatur als auch bei Zunahme des Druckes verringert, hat LEFFINGWELL die Entstehung der Eiskeile auf diese Erscheinung der Kontraktion des Eises zurückgeführt. Bei plötzlich auftretenden strengen Wintertemperaturen sollen demgemäß unter lautem Geräusche Spalten im Boden aufreißen. In solche Frostspalten (Kontraktionsrisse) würde dann während der sommerlichen Auftauperiode verunreinigtes Wasser der übersättigten Auftauschicht eindringen, das schließlich, im Zeitabschnitt einer winterlichen Neugefrorennis an den Spaltenwandungen zu Eis kristallisiert, die Spalten infolge der durch die Volumenvergrößerung bedingten Spannungskraft erweitert. Wenn sich diese Vorgänge immerfort wiederholen würden, so entstünden endlich aus den Frostspalten die Eiskeile. Sie bilden sich demnach auch zumeist in Böden, die aus lockeren Aufschüttungen bestehen und in wechselnden Graden frostgefährdet sind. Als aktive Formen sind sie bisher nur in Gebieten mit Dauerfrostböden arktischer bis subarktischer Klimabereiche beobachtet worden. Die fossilen Eiskeile des mittel- und westeuropäischen Raumes wären somit Indikatoren eines periglazialen Dauerfrostbodens; natürlich unter der Voraussetzung, daß sie ähnlich den rezenten Erscheinungen unter nahezu gleichen Klimabedingungen in Gebieten mit Dauergefrorennis ausgebildet worden sind (vgl. Anm. 3).

S. TABER (1943) hat gegen die Kontraktionstheorie LEFFINGWELLS eingewendet, daß diese Art der Kontraktion bereits rückgängig gemacht sei, ehe überhaupt ein Tropfen Wasser zur Auffüllung der Risse während der sommerlichen Auftauperiode zur Verfügung stände. Die Kontraktionsrisse müßten sich also wieder schließen, noch ehe Tauwasser darin eindringen könnte. So hat denn E. SCHENK (1955) die Bildung von Eiskeilen auf Vorgänge der *Dehydration* der Bodenteilchen zurückgeführt; er faßt sie auf als Folgen des Wasserentzuges in den an die Spalten angrenzenden Bodenschichten.

Experimente (u. a. S. TABER 1943; A. DÜCKER 1939) an frostgefährdeten Böden (als solche können alle gelten, die ganz oder lagenweise aus feinst- oder feinklastischen Bestandteilen aufgebaut werden) haben gezeigt, daß diese während des Gefriervorganges ein wabenartiges Netz von Rissen entwickeln. Bei homogenen, grobklastischeren Böden (also beispielsweise bei Kies- und Sandböden) hingegen erfolgt das Eindringen des Frostes viel kontinuierlicher, zumeist ohne jegliche Entwicklung von Spaltennetzwerken. Ferner konnte die Beobachtung gemacht werden, daß sich beim Eindringen des Frostes in den frostgefährdeten Böden die Kalifronten bevorzugt in den gleichzeitig entstehenden Kontraktionsrissen zur Tiefe hin ausbreiten. Aus den relativ wärmeren Bodenschichten wird dabei das Bodenwasser entzogen und zur Kaltfront, also zu den Spaltenwandungen hin, angesogen, wo es dann senkrecht zur Spaltenwand zu Eiskristallen gefriert. In die Spalten können schließlich solange Eisnadeln hineinwachsen, bis alles Bodenwasser den umgebenden Bodenschichten entzogen ist. Natürlich ist auch an die Volumenvergrößerung beim Eisnadelwachstum eine Verbreiterung der Spalte geknüpft. Ebenfalls wird auch immer etwas Tauwasser an den Seiten der oberen Keilwandungen neu gefrieren können und somit an einer gewissen Verbreiterung im wiederholten, periodisch-zeitlichen Ablauf mitwirken können. Nach SCHENK ist dieser Vorgang für das Breitenwachstum eines Eiskeiles jedoch von ganz untergeordneter Bedeutung. Maßgebend dafür ist fast allein das zur Verfügung stehende Wasser im Boden selbst zur Zeit des Gefriervorganges.

Das Größtenwachstum eines Eiskeiles sowohl in die Tiefe als auch in die Breite erfolgt somit relativ schnell. Nach dieser raschen Bildungszeit durchziehen sie den Dauerfrostboden gewissermaßen als inaktive Strukturen, solange, bis sie mit dem Verschwinden desselben fossil werden.

Die Zusammensetzung eines Bodens und sein Wasserhaushalt zur Zeit des Gefriervorganges sind demnach neben der Art des Gefriervorganges und des Gefrierablaufes die wichtigsten Voraussetzungen zur Bildung von Eiskeilen. Wie ist aber die Spaltenbildung in den nicht oder weniger frostgefährdeten Böden mit ihren größeren Porenvolumen zu erklären? Beispielsweise sind ja die fossilen Eiskeile der Niederrheinischen Bucht (vgl. K. KAISER 1958) z. T. (zumindest manche synchronen Formen) an völlig homogene Kies- oder Grobsandsedimente geknüpft, wo also keine Einschaltungen frostgefährdeter Lagen zur Zeit ihrer Ausbildung vorhanden waren. Wie die entsprechenden Experimente gezeigt haben, dringt in solche Sedimente der Frost zwar wesentlich rascher ein; aber es unterbleibt andererseits jede Spaltenbildung beim Gefriervorgang. Man muß somit noch andere Ursachen heranziehen, die Spalten und Risse im Boden zu erzeugen vermögen, die dann durch Vorgänge der Dehydratation zu Eiskeilen umgestaltet werden können. In der Niederrheinischen Bucht zum Beispiel kann man gelegentlich beobachten, daß Eiskeile in Verbindung mit tektonischen Vorzeichnungen auftreten. In unmittelbarer, oft aber auch in weiterer Entfernung der größeren Brüche finden sich vielfach mehr oder weniger dichte und meist parallel zu den Hauptstörungen verlaufende Netzwerke von Rissen und Spalten, die also leicht bei einer anbrechenden Kaltzeit der Eiskeilbildung die Wege geebnet haben mögen. Desgleichen könnte das auch zutreffen für Spalten und Risse, die auf Sackungserscheinungen zurückzuführen sind. Im Raum der Niederrheinischen Bucht kann man vereinzelt auch Eiskeilbildungen in unmittelbarer Nachbarschaft solcher Sackungsrisse beobachten. Trotzdem ist wohl die überwiegende Mehrzahl aller in grobkörnigen Sedimenten ausgebildeten Formen nicht an derartige Vorzeichnungen geknüpft. Es ist somit anzunehmen, daß auch noch unter anderen Voraussetzungen bei beginnender Dauergefrierung solcher Böden Vorgänge der Dehydratation Eiskeile auszubilden vermögen.

Aus den Bildungsbedingungen der Eiskeile (im Sinne der Dehydratationstheorie SCHENK's) folgt, daß aus der Breite der Eiskeile nicht auf die Dauer der Bildung geschlossen werden kann, wie das verschiedentlich versucht worden ist. So hat beispiels-

weise G. SELZER (1936) nachzuweisen versucht, daß die großen Alaska-Eiskeile bei einem angenommenen jährlichen Dickenwachstum von 5 mm ca. 1000 Jahre alt seien und daß eine ähnlich lange Bildungsdauer auch wohl für unsere großen fossilen Eiskeile anzunehmen sei. Ebenfalls sind auch die Frostzerrungsmaße, die beispielsweise H. POSER (1947) anhand der Tiefen und Breiten fossiler Eiskeile Mitteleuropas für die Würmeiszeit kartenmäßig darstellte, für weitere klimatische Folgerungen nicht geeignet.

Vielfach hat man auch versucht (u. a. W. SOERGEL 1936), aus der Tiefe der Eiskeile die Tiefe des Dauerfrostbodens abzuleiten. Es ist jedoch leicht einzusehen, daß die Tiefe der Eiskeile nicht unbedingt auch die Tiefe des Dauerfrostbodens anzugeben braucht. Lediglich in den Dauerfrostboden-Grenzgebieten gehen die Eiskeile oft bis auf die Grenzfläche der Dauergefornis herab. Aus Südostengland beispielsweise hat M. T. TE PUNGA (1957) fossile Eiskeile und Eiskeilnetze beschrieben, die maximal 5 m tief sind; er konnte jedoch mit Hilfe anderer Indikatoren nachweisen, daß der eiszeitliche Dauerfrostboden zur Zeit, als sich diese Eiskeile ausbildeten, hier stellenweise Tiefen bis 45 m, im Durchschnitt mehr als 30 m, erreicht habe. Auch aus den heutigen Dauerfrostbodengebieten (beispielsweise aus Sibirien oder Alaska) ist seit langem bekannt, daß die Dauergefornis oft beträchtliche Tiefen erreicht, demgegenüber die Eiskeile meist nur die oberflächennahen Bereiche derselben durchziehen.

Es hat sich gezeigt, daß in solchen Gebieten Mittel- und Westeuropas, wo während der Eiskeilbildung frostgefährdete Böden vorlagen, auch häufig polygonale Eiskeilnetze ausgebildet worden sind, die den heutigen Tundrapolygonen durchaus entsprechen; so etwa die von G. SELZER (1936) beschriebenen Eiskeilnetze im Lößlehm über Liasablagerung bei Göttingen oder die von M. T. TE PUNGA (1957) mitgeteilten Eiskeilnetze in den tonigen Ablagerungen des Londoner Beckens. Demgegenüber konnten bisher meines Wissens aus Gebieten mit groben Terrassensedimenten, wie beispielsweise im Raum der Niederrheinischen Bucht, solche polygonalen Eiskeilnetze nicht beobachtet werden.

Der unterschiedliche Gebrauch des Begriffspaares „Eiskeil-Frostspalte“ in der Literatur hat hinsichtlich klimatischer Ausdeutungen wiederholt zu unrichtigen Schlußfolgerungen Veranlassung gegeben. So hat beispielsweise A. STEGER (1926, 1944, 1948) im Niederrheingebiet „Frostspalten“ beschrieben, worunter er jedoch niemals einphasige Bildungen im Sinne der späteren Definition „Frostspalte“ von H. GALLWITZ (1949) verstand. Ein gleiches trifft übrigens auch weitestgehend nach erneuter, eingehender Überprüfung für die vorwiegend als „Frostspalten“ beschriebenen Formen des gesamten nord- und nordwestdeutschen Raumes zu. So muß es verwundern, daß sowohl H. POSER (1947) als auch W. WEISCHET (1954) für das Niederrheingebiet und größtenteils auch für den gesamten nord- und nordwestdeutschen Raum nur einphasige Gebilde in ihren Verbreitungskärtchen der fossilen Eiskeile für Mittel- und Westeuropa verzeichneten. WEISCHET schloß dann sogar daraus, daß das Niederrheingebiet als Grenzgebiet des periglazial-kontinentalen Bereiches aufzufassen sei, daß während des Kältemaximums der Würmeiszeit außerhalb (also in Westeuropa) kein Dauerfrostboden mehr existiert habe, und daß die zahlreichen Eiskeile, Kryoturbationen und anderen Periglazialerscheinungen Frankreichs (besonders im Pariser Becken) als Bildungen eines oder mehrerer besonders strenger Winter gedeutet werden müßten.

Aber nicht nur die nomenklatorischen Verwechslungen des Begriffspaares „Frostspalte-Eiskeil“ haben zu falschen klimatischen Ausdeutungen geführt. Bei unseren fossilen Formen ist die Erkenntnis, ob eine einphasige Bildung vorliegt, äußerst schwierig. Vor allem hat H. GALLWITZ (1949) darauf hingewiesen, daß Frostspalten, die ja laut Definition als Bildung eines besonders strengen Winters als Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens nicht zu verwenden wären, wohl in den seltensten Fällen fossil werden. Als solche beschrieb er nur wenige mm breite, feinsandig verfüllte Vertikalrisse in Lößen, oft an den Keilspitzen von Eiskeilen. Aus dem Niederrheingebiet ist bisher

einmal durch H. LEHMANN (1948) eine angebliche Frostspalte aus Schottern der Oberen Mittelterrasse des Rheines bei Mehlem beschrieben worden (vgl. Abb. 1; 3). Daß bei diesen tiefen und schlanken, oft nur wenige cm bis etwa 30 cm breiten Formen, wie sie häufig im nord- und nordwestdeutschen Raume vorgefunden werden, oder wie sie auch beispielsweise von L. WEINBERGER (1944) als „Frostspalten“ aus Mitteldeutschland beschrieben wurden, eine Deutung als perennierende Gebilde viel zwingender ist, habe ich bereits an anderer Stelle dargelegt (K. KAISER 1958).

Die häufigsten aller fossilen Eiskeile sind *epigenetische Formen* (vgl. Abb. 1; 1). Ihre Ausbildung ist also jünger als die Ablagerungen, in denen sie auftreten. Meist ist das an der Füllmasse (während des Fossilisationsprozesses) zu erkennen. Trotzdem sollten Bezeichnungen nach der Füllmasse, wie beispielsweise „Lößkeile“, möglichst vermieden werden, da solche Bezeichnungen nur zu Verwirrungen Anlaß geben, worauf besonders H. GALLWITZ (1949) hingewiesen hat.

Außerst wichtig für die klimazeitliche Stellung von Sedimenten sind indessen darin auftretende Formen, die GALLWITZ als „syngenetische“ Eiskeile bezeichnet hat (vgl. Abb. 1; 2). Wie wir aus den heutigen Daufrostbodengebieten wissen, setzt jede Eiskeilbildung unter stehendem und fließendem Wasser als Sedimentationsmedium aus. Wenn wir aber trotzdem, beispielsweise in der donau- und Günzeiszeitlichen Hauptterrasse der Niederrheinischen Bucht, zahlreiche „syngenetische“ Eiskeile vorfinden (vgl. K. KAISER 1956, 1957), wie auch in anderen entsprechenden quartären Ablagerungen Mittel- und Westeuropas, so können wir diese Formen nur so deuten, daß für die gesamte Akkumulation ein relativ großer Zeitraum zur Verfügung stand und außerdem die Akkumulation einen relativ weiten Raum erfaßte. Das ganze Niederrheingebiet war zweifellos während der Donau- und Günzeiszeit ein einziges, stark verwildertes Fluß-Schwemmfächer-System. Während dort in mehr oder weniger breiten Rinnen Sande und Kiese abgelagert wurden, lagen anderswo inselartig und für lange Zeiten Flächen frei, wo dann bei eindringendem Frost Vorgänge der Dehydratation Eiskeile und solche der Hydratation Kryoturbationen schaffen konnten. Später wurden dann wieder solche vordem freien Flächen überspült und hier sedimentiert, andere vordem überspülte Flächen freigelegt, so daß dann dort Möglichkeiten geschaffen wurden, die die Bildung solcher Formen voraussetzt. Diese Tatsache erklärt auch, daß in den Mittelterrassen (mit Ausnahme des Mehlemer Eiskeiles in der Oberen Mittelterrasse, der aber in seinem Erscheinungsbild so ganz anders ist, und mit Ausnahme erst kürzlich in einem alten Arm der Unteren Mittelterrasse bei Grevenbroich gefundener Eiskeile und Kryoturbationen; vgl. G. VON DER BRELIE, K. KILPPER & R. TEICHMÜLLER 1960) und vor allem in der Niederterrasse des Niederrheingebietes „syngenetische“ Formen fehlen; die mindel-, riß- und würmeiszeitlichen Strombetten des Rheines waren hier eben schon viel zu eng. Andererseits gibt es aber aus anderen Bereichen Mittel- und Westeuropas auch solche jungen „syngenetischen“ Formen. So hat beispielsweise J. FINK (1953) aus der würmeiszeitlichen Präterterrasse des Marchfeldes nördlich der Donauniederung in Niederösterreich einige „syngenetische“ Eiskeile und Kryoturbationen bekannt gemacht, was darauf schließen läßt, daß hier im Jungpleistozän noch die gleichen Bildungsverhältnisse herrschten wie in der Niederrheinischen Bucht im Altpleistozän. Aus dem vordem Gesagten geht hervor, daß der Begriff „syngenetisch“ im Wortsinne für die zuvor umschriebenen Gebilde zumeist nicht angebracht ist; man sollte ihn durch „synchron“ ersetzen. Man würde also unter *synchronen Eiskeilen* (und Kryoturbationen) solche Formen verstehen, die zwar nicht unmittelbar während der Sedimentation der Schichten, in denen sie auftreten, entstanden sind (das wäre meistens unmöglich), aber doch in dem großen Zeitraum einer kaltzeitlichen (in manchen Fällen vielleicht auch nur stadialen) Sedimentation, zu der die umhüllenden Schichten zählen; derart, wie es vordem umrissen wurde. Natürlich sind auch Ausbildungen echter syngenetischer Formen möglich, so beispielsweise bei gewissen äolischen Sedimentationsprozessen

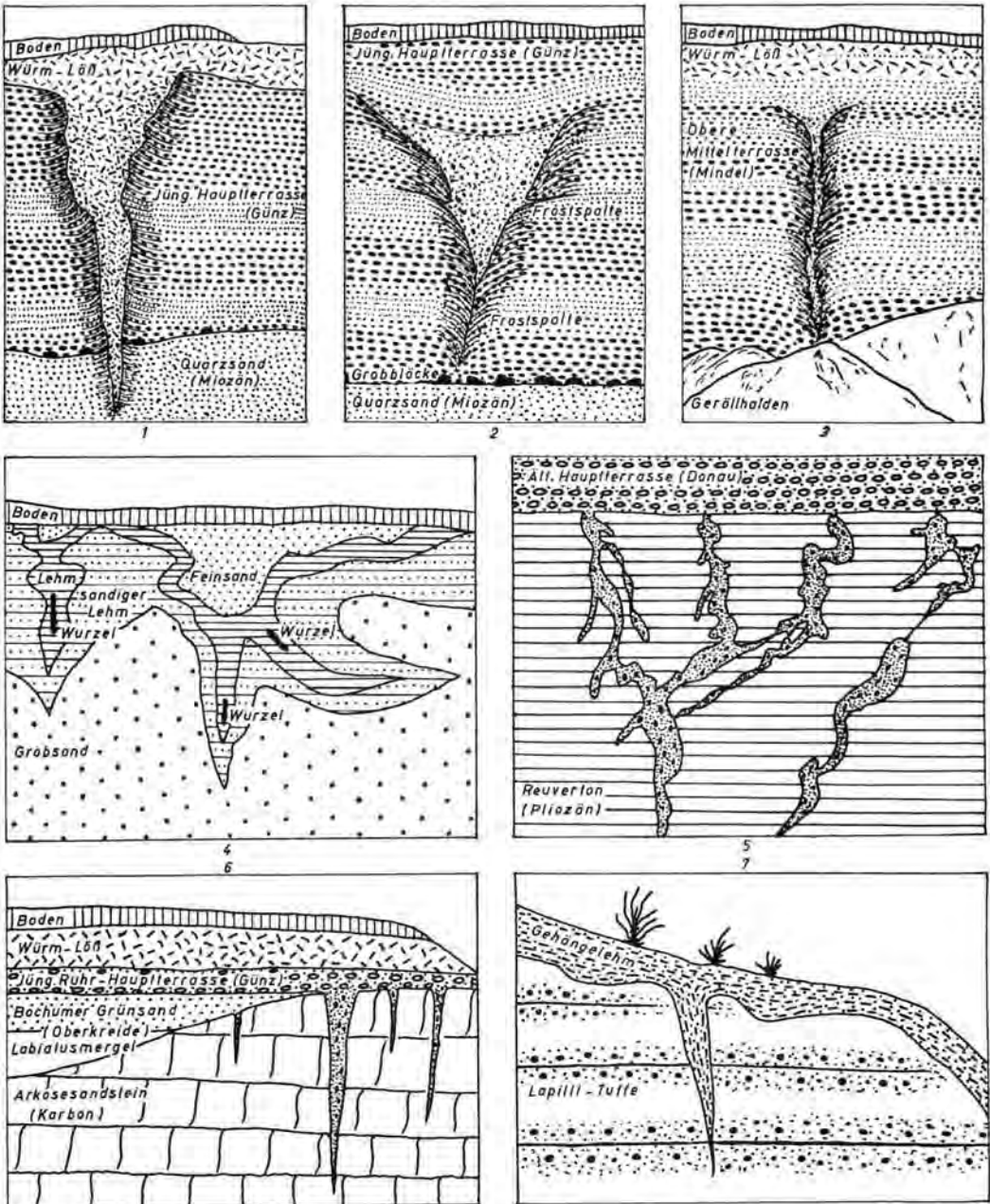


Abb. 1: Eiskeile (1—3) und Pseudo-Eiskeile (4—7).

1: Epigenetischer Eiskeil im Deckgebirge der niederrheinischen Braunkohle.

Die Tiefe des Eiskeiles beträgt ca. 8 m, seine Breite an der Keilschulter ca. 2 m. Die Füllmasse ist ein von oben eingeschlammter Lößlehm, zum geringen Teil auch Sand und Kies der günzeitlichen rheinischen jüngeren Hauptterrasse. Kennzeichnend für den Eiskeil ist

ein ungleichmäßiges Höhenwachstum. An den Keilwandungen sind schwache Abscherungen des Nebengesteins erfolgt.

(Die Abbildung wurde nach einer Aufnahme gezeichnet, die vom Bildarchiv der Roddergruben A.-G. Brühl bei Köln zur Verfügung gestellt wurde. Die Angabe der Maße verdanke ich Herrn P. PRUSKOWSKI, Brühl).

2: Synchroner Eiskeil und Frostspalten im Deckgebirge der nieder-rheinischen Braunkohle.

Die Tiefe und obere Breite des Eiskeiles beträgt ca. 5 m. Die Füllmasse ist ein der Günzeiszeitlichen rheinischen Jüngeren Hauptterrasse entstammendes, vorwiegend feinsandiges Material. Die erst nach der Eiskeilbildung sedimentierten hangenden Sand-Kies-Lagen sind über der Keilschulter schwach abwärts verbogen, um dann weiter oberhalb in horizontale Lagerung überzugehen. An den Keilwandungen sind Abscherungen des Nebengesteins erfolgt. Die Keilspitze setzt sich nach unten in eine 2 m tiefe und einige cm bis wenige mm breite Frostspalte fort. Von den Keilwandungen aus greifen in die ehemals horizontal gelagerten Schichten sich seitlich zu Frostspalten ausdünnende fossile „Eisgänge“ ein. Hinsichtlich der gesamten Eiskeilbildung ist ein ungleichmäßiges Höhen- und Breitenwachstum kennzeichnend. Neben den basalen Grobblöcken kann diese Form als Indikator der kaltzeitlichen Stellung der rheinischen Jüngeren Hauptterrasse gelten. (Nach K. KAISER 1956).

3: Synchroner Eiskeil (Pseudo-Frostspalte) in Schottern der Oberen Mittelterrasse des Rheines bei Mehlem.

Die Tiefe des Eiskeiles beträgt ca. 2 m, seine Breite an der Keilschulter ca. 40 cm (mittlere Breite: 15 cm). Die Füllmasse ist ein der mindeleiszeitlichen rheinischen Oberen Mittelterrasse entstammendes, vorwiegend feinsandiges Material. An den Keilwandungen zeigen sich Abscherungen des Nebengesteins. Für den Eiskeil ist ein gleichmäßiges Höhenwachstum kennzeichnend. Diese Form kann als kaltzeitlicher Indikator der klimazeitlichen Stellung der rheinischen Oberen Mittelterrasse gelten. (Nach H. LEHMANN, 1948, der diese Form als Frostspalte deutete).

4: Pseudo-Eiskeilnetz (Wurzelgänge) in Sanden der Canaan Area, New Hampshire, USA.

Die Tiefe der Wurzelgänge beträgt 2–3 m. Sie sind mit Lehmen, lehmigen Sanden und Feinsanden verfüllt. In den Gängen sind oft Wurzelreste von Bäumen erhalten. (Nach C. S. DENNY, 1958).

5: Pseudo-Eiskeilnetz (Sandverfüllungen fluvialer ausgewaschener Trockenrisse) in pliozänen Reuvertönen des Diergardtschen Waldes in der Niederrheinischen Bucht.

Die Tiefe der Bildungen beträgt einige m. Die Füllmasse ist ein feinsandiges, der Basis der donauzeitlichen rheinischen Älteren Hauptterrasse entstammendes Material. (Nach R. WOLTERS 1951, der diese Bildung als Eiskeilnetz deutete.)

6: Pseudo-Eiskeile (durch Frostdruck erweiterte Vertikalklüfte) in karbonischen Arkosesandsteinen am Kassenberg bei Mülheim an der Ruhr.

Die maximale Tiefe der keilartig erweiterten Klüfte beträgt 2 m, ihre maximale Breite 20 cm. Füllmassen sind vorwiegend feinsandig-tonige Materialien, vereinzelt mit Geröllen der Günzeiszeitlichen Ruhrhauptterrasse. (Nach K. KAISER 1956).

7: Pseudo-Eiskeil (Gehängerutsch-Zerr-Riß) in quartären Lapillituffen am Gehänge des Mte. Cavo, Albaner Berge bei Rom.

Die Tiefe des Zerr-Risses beträgt ca. 1 m, seine obere Breite 15 cm. Füllmasse ist ein Gehängelehm, der die Lapilli-Tuffe überdeckt. (Nach M. SCHWARZBACH 1952).

(Löß) über Dauerfrostbodengebieten. Trotzdem würde aber auch hier der Begriff „synchron“ zutreffend sein, so daß es ratsam erscheint, den Begriff „syngenetisch“ für solche Formen uneingeschränkt durch „synchron“ zu ersetzen.

H. GALLWITZ (1949) hat als wichtigstes Kriterium zur Unterscheidung synchroner von epigenetischen Eiskeilen die Störungen des Schichtenverbandes an den Keilwandungen herausgestellt. Danach treten bei epigenetischen Formen die Schichtglieder immer ungestört oder schwach aufwärts verbogen (wenn nicht nachträglich kryogen oder durch andere Vorgänge gestört) an die Keilwandungen heran. Umgekehrt macht er für synchrone Formen abwärtsgerichtete, mehr oder weniger stärkere Schichtenschleppungen geltend. E. SCHENK (1955) hingegen betont, daß bei den Vorgängen der

Dehydratation und beim oberflächennahen Auftauen Verbiegungen und Verschleppungen der Schichten nahe den Keilwandungen sich einstellen, die so oder so gerichtet sein können. In der Tat sah ich bisher immer die GALLWITZ'sche Regel erfüllt (vgl. auch Abb. 1; 1-3). Allerdings wird in den meisten Fällen die Entscheidung, ob eine synchrone Form vorliegt, nicht allein aus den Störungen der Schichten an den Keilwandungen, sondern aus der Lage des betreffenden Eiskeiles im gesamten Schichtenverband, namentlich aus der Lagerung der über der Keilschulter hangenden Schichtenserie zu treffen sein. So findet man bei den synchronen Formen zumeist neben den an den Keilwandungen abwärts verbogenen Schichtgliedern über der Keilschulter zunächst wannenförmig und immer schwächer einwärts verbogene Schichtglieder, die dann schließlich (oft wenige m, oft nur 1 m über der Keilschulter) in normale (meist horizontale) Lagerung übergehen.

Bereitet die Entscheidung der Frage nach der Genese der verschiedenen Formen oft erhebliche Schwierigkeiten, die aber für klimazeitliche Ausdeutungen von größter Wichtigkeit ist, so ist es andererseits auch in verschiedenen Fällen nicht immer leicht, die Echtheit einer Form (als Dehydratationsbildung im Dauerfrostboden) überhaupt nachzuweisen. In Abbildung 1 (4-7) sind die wichtigsten und am häufigsten vorkommenden Pseudo-Eiskeilbildungen zusammengestellt worden. Solche Pseudo-Formen sind in der Tat echten oft sehr ähnlich und vielfach sehr schwer von diesen zu unterscheiden. Es verwundert deshalb nicht, daß vielfach zunächst als echte beschriebene sich später als Pseudo-Bildungen erwiesen haben, und daß vor allem die zunächst daraus gezogenen Schlüsse sich später als irrig erweisen mußten. So trifft das beispielsweise für die auf Abbildung 1 (5) dargestellte Form zu. In diesem Zusammenhang darf auch darauf hingewiesen werden, daß die von F. LOTZE (1932) und H. KRÜGER (1932) aus Niedersachsen, sowie die von H. THÜRACH (1896), E. KOKEN (1901) und J. F. GELLERT (1933) aus Süddeutschland beschriebenen „Stiche“ in der Tat echten Eiskeilbildungen oft sehr ähnlich sehen (vgl. H. POSER 1947).

Eine große Schwierigkeit bereitet indessen auch die Datierung der Eiskeile, wie überhaupt der ganzen Periglazialerscheinungen. Zwar ist es in den meisten Fällen möglich, sie einem bestimmten Glazial zuzuordnen. Doch kann man sich der Feststellung von H. POSER (1947) nicht uneingeschränkt anschließen, daß die Formen des west- und mitteleuropäischen Raumes Höchstständen der eiszeitlichen Temperaturminderung entsprächen. Er begründet diese Feststellung damit, daß ja derartige Formen in den wümeiszeitlichen Jungendmoränenbereichen fehlen, woraus er schloß, daß in den späten Abschnitten des letzten Glazials keine Bildungsbedingungen mehr geherrscht hätten und Dauerfrostböden wahrscheinlich nur noch ganz lokal, vielleicht inselartig in den strengen kontinentalen Räumen des östlichen Mitteleuropa ausgebildet gewesen seien.

Selbst wenn bislang solche Bildungen aus den Jungendmoränenbereichen nicht bekannt waren, hätte man bedenken müssen, daß diese nicht unbedingt Höchstständen eines Glazials zu entsprechen brauchten, z. T. also auch sehr jung sein konnten. Außerdem hatte bereits A. I. MOSKVIČIN (1940) aus den baltischen Jungendmoränen Eiskeile beschrieben, und vor allem C. H. EDELMANN, F. FLORSCHÜTZ & J. JESWIET (1936) aus den Niederlanden neben zahlreichen Kryoturbationen und Strukturböden (Steinpolygone) auch Eiskeile vom Alter der Jüngeren Dryaszeit bekannt gemacht. Inzwischen ist noch eine Menge neuer Beobachtungen sowohl aus den nordischen und alpinen Jungmoränenbereichen als auch über junge Formen aus der mitteleuropäischen Periglazialregion mitgeteilt worden. So hat A. DÜCKER (1954) zahlreiche Formen innerhalb der Würmendmoränen (aber noch außerhalb der Pommerschen Endmoränen) aus dem Raume nordöstlich Hamburgs beschrieben. O. SCHULTZ (1931) stellte Kryoturbationen in den jungogitlazialen Endmoränenstapeln von Jasmund (Rügen) fest, und H. REINHARDT (mündl. Mitt. anlässlich eines Kolloquiumvortrages in Köln, Jan. 1960) beobachtete Eiskeile und andere Periglazialerscheinungen innerhalb der Pommerschen Endmoränen Mecklenburgs. Noch

zahlreicher sind indessen die Formen, die uns polnische Forscher im Biuletyn Peryglacialny (1956) aus West- und Ostpreußen (hier z. T. innerhalb der Innerbaltischen Endmoränenstaffeln), besonders aber aus dem Posener Raume beschrieben haben. Mit Ausnahme von Eiskeilen in Schonen (G. JOHNSON 1956, 1958, 1959) sind allerdings bisher meines Wissens aus dem goti- und finiglazialen Vergletscherungsgebiet keine Eiskeile und Kryoturbationen jüngeren Alters mitgeteilt worden. Schließlich hat auch L. WEINBERGER (1954) aus dem alpinen Vereisungsgebiet, und zwar aus dem inneren Jungendmoränenbereich des Salzachvorlandgletschers (bei Brunn), Eiskeile bekannt gemacht, die er der Dryaszeit zuordnete.

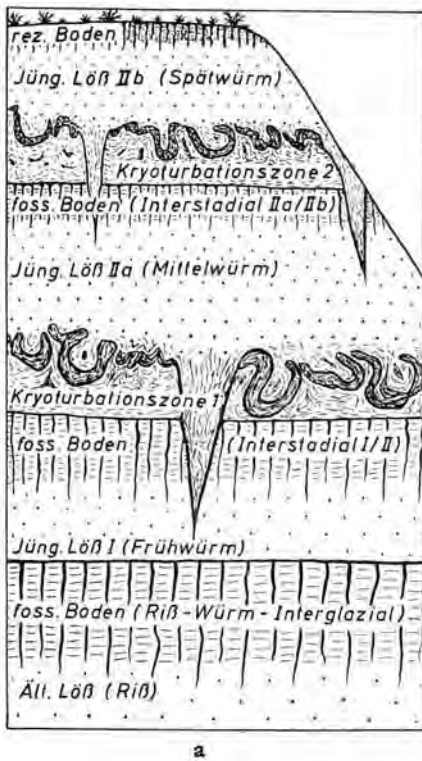
Alle diese Formen können nicht im Hochglazial der Würmeiszeit ausgebildet worden sein; andererseits brauchen sie aber auch keineswegs der Dryaszeit zu entsprechen, wie das vielfach (u. a. von L. WEINBERGER 1954) angenommen wurde. Als sichere Periglazialerscheinungen von jungdryaszeitlichem Alter können bislang neben den aus den Niederlanden aus allerödzeitlichen Sedimenten beschriebenen Formen (C. H. EDELMANN, F. FLORSCHÜTZ & J. JESWIET 1936) nur solche aus Laacher-See-Tuffen des Neuwieder Beckens (vgl. Abb. 2) gelten¹⁾. Außerdem zeigt das durch Bodenhorizonte und Kryoturbationszonen (mit Eiskeilen) mehrfach gegliederte (würmeiszeitliche) Lößprofil der Grube Kärlich im Neuwieder Becken (Abb. 2), daß es zwar in seltenen Fällen gelingt, Periglazialerscheinungen bestimmten Abschnitten eines Glazials zuzuordnen, daß wir aber viele der uns bekannten Formen, an denen wir diese differenzierte Datierung nicht vornehmen können, nicht unbedingt immer Höchstständen eines Glazials zuordnen können. Wenn wir also in den Niederlanden und im Neuwieder Becken Anzeiger eines jungdryaszeitlichen Dauerfrostbodens vorfinden, selbst wenn dieser hier zu jener Zeit nur noch inselartig aufgetreten sein sollte, so ist daraus zu ersehen, daß für den Zeitraum des Höchststandes der Würmeiszeit, für die Zeit der größten Temperaturminderung dieses Glazials, das niederrheinisch-niederländische Gebiet niemals Grenzgebiet des periglazial-kontinentalen Raumes mit seinem geschlossenem Dauerfrostboden gewesen sein kann, wie das W. WEISCHET (1954) zu demonstrieren versuchte.

Gerade das Kärlicher (würmeiszeitliche) Lößprofil im Neuwieder Becken veranschaulicht andererseits recht deutlich, daß die intensivsten Wirkungen der Solifluktion, die Ausbildungen von Kryoturbationen und z. T. auch von Eiskeilen meist nicht in der mehr trockenen, hochglazialen, bzw. hochstadialen Lößphase, sondern in der feuchteren Frühphase eines Glazials, bzw. Stadials erfolgten. Diese Tatsache einer frühglazialen, bzw. frühestadialen Stellung mancher Eiskeile, vor allem aber von Kryoturbationen, klimabedingten Talasymmetrien und anderer Periglazialerscheinungen vor den mehr trockenen, aber hochstadialen, bzw. hochglazialen Lößphasen (klimatische Sukzession innerhalb der Glaziale und Stadiale) ist schon verschiedentlich betont worden, vor allem durch J. BÜDEL (1953). Ebenso ist im Rahmen der Untersuchungen der (würmeiszeitlichen) Lößprofile besonders in Hessen, in der Oberrheinebene, im gesamten süddeutschen Raume

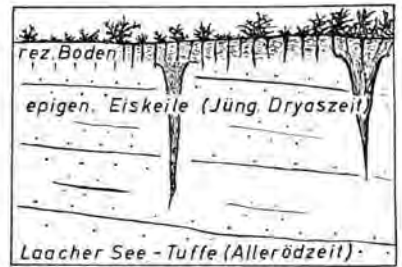
¹⁾ Die diesbezüglichen Hinweise verdanke ich Prof. J. FRECHEN, Bonn. Eine genauere Bearbeitung der dortigen Profile ist von J. FRECHEN & E. ROSAUER (1960) und H. REMY (1960) erfolgt. Neben dem Auffinden epigenetischer Eiskeile in allerödzeitlichen Bimssteintuffen verdienen die Beobachtungen über die klimatische Gliederung der würmeiszeitlichen Lößfolgen in der Kärlicher Tongrube besonders erwähnt zu werden. Nach Zeiten der Bodenbildung (Interstadial) folgen offenbar zunächst solche mit intensiver Solifluktion (angezeigt durch Kryoturbationen), die dann die eigentlichen Lößphasen (Stadial) erst einleiten. Bemerkenswert dabei ist, daß die vorgefundenen Eiskeile größtenteils die Solifluktionszonen durchsetzen, daß somit die Ausbildung der Eiskeile zumeist erst nach der Solifluktionsphase, also schon während der hochstadialen Lößakkumulation erfolgt ist.

FRECHEN, J. & ROSAUER, E. H.: Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profils von Kärlich im Neuwieder Becken. - Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf. 4, Krefeld 1960.

REMY, H.: Zur Gliederung des Lößes am unteren Mittelrhein mit besonderer Berücksichtigung der Faunen. - Ebendort 4, 1960.



a



b

Abb. 2: Eiskeile (und andere Periglazialerscheinungen) aus 3 Stadialen in würm-eiszeitlichen Sedimenten des Neuwieder Beckens.

Die maximale Tiefe der Eiskeile beträgt ca. 2 m, ihre maximale Breite 50 cm. Füllmassen sind Lößlehm (linkes Profil), bzw. feinerdiges Material vermischt mit Laacher See-Tuffen (rechtes Profil). Alle Eiskeile zeigen ein gleichmäßiges Höhenwachstum.

Abbildung 2a vermittelt einen Profil-Ausschnitt eines Teiles der Deckschichten (Löß) auf den Tonen des Südweststoßes der Tongrube an der Kettiger Höhe bei Kärlich. Über einem mächtigen, fossilen Boden (Riß/Würm-Interglazial) folgt ein jüngerer Löß (Würm), der durch 2 weniger mächtige Verlehmungszonen und (darüber) Kryoturba­tionionszonen (mit Eiskeilen) gegliedert wird. Ob hierbei die untere Verlehmungszone dem Göttweiger und die obere dem Paudorfer Boden entspricht, kann vorerst nicht entschieden werden. Recht deutlich aber ist zu ersehen, daß die stadialen Lößphasen durch Zeiten beträchtlicher Solifluktionseffekte (mit Ausbildung von Kryoturba­tionen) eingeleitet und solchen der Ausbildung von Eiskeilen begleitet werden. Die Eiskeile durchsetzen nicht nur die liegenden interstadialen Verlehmungszonen, sondern zumeist auch die frühstadialen Solifluktionseffekte unmittelbar darüber.

Abbildung 2b vermittelt einen Profilausschnitt aus einer Bimssteingrube südlich Weißenturm. Dieses Profil stellt zeitlich gesehen die Fortsetzung des Lößprofils (Abb. 2a) dar. Die Eiskeile in den allerödzeitlichen Laacher See-Tuffen sind epigenetische Formen und können nur jungdryaszeitliches Alter haben. (Beide Abbildungen nach J. FRECHEN & E. H. ROSAUER 1960 und H. REMY 1960 auf Grund der Hinweise von Prof. J. FRECHEN, Bonn; vgl. auch Anm. 1).

und vor allem in Niederösterreich immer wieder darauf hingewiesen worden, daß die Solifluktionseffekte (gelegentlich mit Eiskeilen, mehr aber mit Kryoturba­tionen) unmittelbar den interglazialen, bzw. interstadialen Verlehmungszonen (z. B. der Göttweiger oder der Paudorfer Bodenbildung) nachfolgen und dann die hochstadiale (bzw. hochglaziale) Lößphase einleiten. Andererseits zeigt aber auch gerade das Kärlicher Lößprofil (vgl. Anm. 1), daß den Eiskeilen hinsichtlich ihrer Stellung innerhalb eines Stadials (bzw. Glazials) im allgemeinen wohl gegenüber anderen Periglazialerscheinungen eine Sonder-

stellung zukommt, indem ihre Ausbildung offenbar zumeist zu einem späteren Zeitpunkt erfolgt als die anderer Periglazialerscheinungen, besonders der Kryoturbationen. Streng genommen ist man also nur in solchen Räumen berechtigt, Schlüsse hinsichtlich eines hochstadialen (bzw. hochglazialen) Klimas zu ziehen, wenn den Indikatoren selbst eine solche Stellung zukommt, was unter den Periglazialerscheinungen aber fast nur für die Eiskeile zuzutreffen scheint.

2. Kryoturbationen, Strukturböden und Pingos.

Wie die Eiskeile, so setzen auch die schlierigen, gekröseartigen Verwulstungen oberflächennaher Bodenschichten, die als Schichtenstörungen auf Frosteinwirkungen zurückzuführen sind und als „Brodellböden“, „Würgeböden“, „Taschenböden“, „Tropfenböden“, „Wannenböden“, „Wickelböden“, „Congelitururbationen“ und heute international üblich als „Kryoturbationen“ bezeichnet werden, im allgemeinen (und ebenso auch Strukturböden und Pingos) einen Dauerfrostboden voraus. Mannigfaltig wie Formen und Namen sind aber auch die Theorien, die zur Erklärung dieser Bildungen entwickelt worden sind. Eine Zusammenstellung all dieser Theorien haben u. a. E. SCHENK (1955) und besonders C. TROLL (1947) gegeben, worauf verwiesen sei. Am besten bleibt wohl die Erklärung von A. STEGER (1926, 1944), daß die Verwürgungen aus der weichen, wasserübersättigten Bodenmasse der sommerlichen Auftauschicht, zwischen Dauerfrostboden und von oben her zunehmender Neugefrorenis, im anbrechenden Winter hervorgegangen seien, indem sie unter Druck gesetzt und verknetet wurden. A. DÜCKER (1954) hat dann noch besonders auf die Bedeutung von edaphischen Verhältnissen der Bodenbedeckung (z. B. auch der Schneedecke), ferner von orographischen (z. B. Exposition) und regional-klimatischen Gegebenheiten für die Entstehung von Kryoturbationen hingewiesen. Schließlich hat dann E. SCHENK (1955) eine befriedigende geochemisch-mechanische Erklärung geben können. Nach ihm sind es einerseits Kräfte kolloidchemischer Art, namentlich Vorgänge der Hydratation im gefrierenden Boden und andererseits die antreibend und formend wirkenden Gesetze der reinen Mechanik, die ihre Ausbildung bestimmen. Ganz allgemein kann man die Vorgänge der Kryoturbation von folgenden Faktoren abhängig machen:

1. Vom Kälte wert; Anzahl der Kältetage und Kältetemperaturen, wonach sich die Tiefe der winterlichen Neugefrorenis und des Bodenfrostes überhaupt (besonders die verschieden rasche Frosteindringungstiefe) richtet.
2. Von der Anzahl und Art des Wechsels von Gefrieren und Auftauen, wovon Formen und Maße bestimmt werden.
3. Vom Gestein und dessen Wasserführung, die den Grad der kryogenen Verknetungen bestimmen.
4. Von der Schneedecke und weiteren edaphischen Verhältnissen der Bodenbedeckung, die den Ansatz des Auftauens und Neugefrierens vorzeichnen.
5. Von orographischen (Exposition) und regional-klimatischen Gegebenheiten, die verstärkend (z. B. an Böschungen) oder vermindern einwirken können.

Wie bei den Eiskeilen, so kann man auch hier epigenetische von synchronen Bildungen unterscheiden (vgl. Abb. 3; 1-3) und sie formenmäßig auf 2 Gruppen zurückführen. Einmal (zwar sehr selten) solche, die in einem nach der Körnung ziemlich homogenen Medium ausgebildet wurden, kennzeichnen sich als Kryoturbationen schlechthin (vgl. Abb. 3; 1). So beispielsweise in Terrassensedimenten, wie Kiesen oder Sanden. Dann andererseits (am häufigsten und typischsten) solche, die an einen Schichtenwechsel geknüpft sind, kennzeichnen sich als Taschen-, Tropfen-, Wannen- oder Wickelböden; bei-

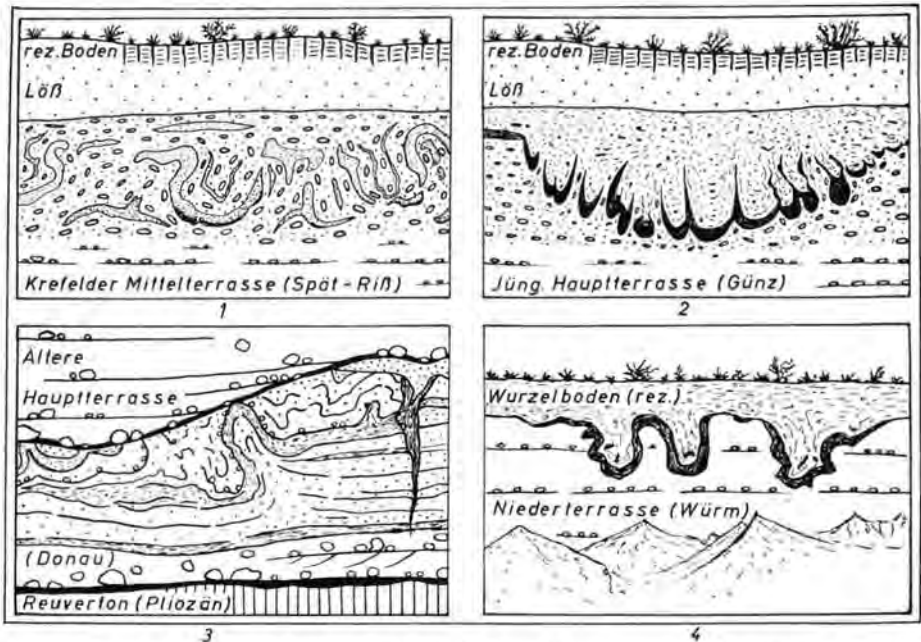


Abb. 3: Kryoturbationen (1—3) und Pseudo-Kryoturbationen (3—4).
1: „Würgeboden“ in Schottern der spätrißeiszeitlichen Krefelder Mittelterrasse bei Krefeld am Niederrhein.

Die Tiefe der Kryoturbationen (unter der heutigen Bodenoberfläche, Lößmächtigkeit: ca. 1 m) beträgt ca. 3 m. Die Ausbildung ist in einem nach der Körnung relativ homogenen Terrassenschotter (ohne schluffige und tonige Einschaltungen) erfolgt. (Nach A. STEGER 1944).
2: „Taschenboden“ im Deckgebirge der rheinischen Braunkohle bei Brühl.

Die maximale Tiefe dieser epigenetischen Kryoturbationen in Schottern der rheinischen günzeiszeitlichen Jüngeren Hauptterrasse (unter der heutigen Bodenoberfläche, Lößmächtigkeit: ca. 1 m) beträgt ca. 3 m. Die untere Grenzfläche der „Taschen“ kennzeichnet sich als ursprüngliche Schichtgrenze. In den „Taschen“ finden sich antonige Feinsande, die durch Mangan- und Eisenverbindungen schwarz verfärbt und fest verkittet sind; unterhalb grobe Terrassenschotter.

(Die Abbildung wurde nach einer Aufnahme gezeichnet, die vom Bildarchiv der Roddergruben A.-G. Brühl bei Köln zur Verfügung gestellt wurde. Die Angabe der Maße verdanke ich Herrn P. PRUSKOWSKI, Brühl).

3: Synchrone Kryoturbation (und Eiskeil) in Schottern der donau-eiszeitlichen Maas-Hauptterrasse (Ältere Hauptterrasse) bei Jülich in der Niederrheinischen Bucht.

Die Tiefe der Kryoturbationen beträgt ca. 2 m; die Tiefe des Eiskeiles ebenfalls ca. 2 m, seine obere Breite ca. 40 cm. Füllmasse des Eiskeiles sind Feinsande, die den Terrassensedimenten entstammen. Die Kryoturbationen werden nach oben durch eine Erosionsdiskordanzfläche schräg abgeschnitten. Über dieser Diskordanz folgen ca. 5 m mächtige Kies-Sand-Folgen, die wie die liegenden Lagen, in denen die Kryoturbationen vorkommen, der donau-eiszeitlichen Älteren Hauptterrasse zugehören. Das Profil wird nach oben abgeschlossen durch ca. 1 m mächtige Rheinschotter, die der günzeiszeitlichen Jüngeren Hauptterrasse zugeordnet werden. Die sonst am Niederrhein zwischen beiden Schotterserien vorkommenden Tegelen-Tone (Donau/Günz-Interglazial) wurden erst weiter östlich durch Bohrungen nachgewiesen. Das Alter des liegenden Tones als pliozäner Reuverton wurde durch pollenanalytische Untersuchungen, die R. SCHÜTRUMPF durchführte, gesichert. (Nach einer Aufnahme von Herrn L. AHORNER, Brüggen bei Köln).

4: Pseudo-Kryoturbationen (Wurzelboden) in der Niederterrasse der Oberrheinebene bei Karlsruhe.

Die Tiefe der Baumwurzelsäcke beträgt ca. 150 cm. (Nach einer Aufnahme von L. HIRSCH 1950 gezeichnet).

spielsweise, wenn Kiesen, Sanden oder anderen grobkörnigeren Ablagerungen Ton- oder Schluffbänder eingelagert sind (vgl. Abb. 3; 2).

Seit mehreren Jahren mehren sich die Argumente, daß zur Bildung kryoturbater Schichtenstörungen durchaus eine episodische „Tjäle“ genüge, also kein Dauerfrostboden vorhanden zu sein brauche. So konnte S. BAC (vgl. G. VIETE 1953) im besonders strengen Winter 1941/42 im großen Weichselbogen bei Pulawy (Polen) durch Frosteinwirkungen ausgelöste Kryoturbationen in lehmigen Sanden bis zu 30 cm Bodentiefe beobachten. Bereits an anderem Ort (K. KAISER 1958) bin ich auf dieses Problem und auf die Pseudo-Erscheinungen (vgl. Abb. 3; 4) eingegangen (vgl. auch u. a. W. WEISCHET 1954 und L. G. HIRSCH 1950). Trotzdem kann man mit Sicherheit annehmen, daß die Mehrzahl der Kryoturbationen des west- und mitteleuropäischen Raumes echte Dauerfrostboden-Erscheinungen sind, wofür ihr Auftreten gemeinsam mit Eiskeilen und anderen Periglazialerscheinungen, sowie der Grad und die Ausmaße der Verknetungen u. a. sprechen.

Indessen ist es nicht berechtigt, anhand der Bodentiefen solcher Erscheinungen auf die Auftautiefen zu schließen und auf Grund dieser graduelle Werte der sommerlichen Temperaturen z. Zt. ihrer Ausbildung abzuleiten.

1. Einmal können wir in den wenigsten Fällen die wahre Auftautiefe ermitteln, da man z. B. die genaue Bodenoberfläche z. Zt. der Ausbildung solcher Schichtenstörungen nicht genügend genau rekonstruieren kann.
2. Genau wie bei den Eiskeilen können wir nur in den seltensten Fällen entscheiden, welche Formen einer Frühphase eines Hochstadials, welche einem frühen oder späten Abschnitt eines betr. Glazials mit ganz anderen Klimabedingungen entsprechen.
3. Aus den Bildungsbedingungen von Kryoturbationen folgt, daß die Beträge der Auftautiefe auf engem Raum, je nach den Verhältnissen von Sonnenstand (Exposition), Schneedecke und weiteren edaphischen Faktoren der Bodenbedeckung, wonach sich ja das Eindringen der sommerlichen Auftauschicht und auch der winterlichen Neugefrorennis weitgehend richtet, dann auch nach dem Gestein und dessen Fließfähigkeit, beträchtlich schwanken können mit Meterunterschieden. Beispielsweise gibt es in der Niederrheinischen Bucht Auftautiefen von maximal 9 m und minimal von nur einigen Dezimetern (vgl. K. KAISER 1958). Schon 1 m Unterschied in der Tiefe der Auftauschicht würde jedoch bei Klimarekonstruktionen 3-4° der mittleren Sommertemperatur ausmachen.
4. Die kleinräumigen Lage- und Klimabedingungen können oft ganz erheblich von den großklimatischen Gegebenheiten abweichen und das Großbild entstellende Bedingungen schaffen.

Wenn uns also H. POSER (1947, 1948) ein an sich so schönes Kärtchen mit Linien gleicher Auftautiefen und, daraus wieder abgeleitet, die sommerlichen Klimawerte für die Würmeiszeit entworfen hat, so ist aus dem zuvor Gesagten leicht einzusehen, daß das in dieser Art nicht statthaf ist. Weit mehr als die Hälfte aller Formen der Niederrheinischen Bucht lassen sich hinsichtlich ihrer Auftautiefen nicht in dieses Schema einordnen, und für andere Räume Mittel- und Westeuropas trifft das nach erneuter Überprüfung z. T. ebenso zu. Auch scheint nach einer kritischen Überprüfung des neuen Materials (vor allem aus dem polnischen und französischen Raum) die Feststellung von H. POSER (1947, 1948) nicht mehr gerechtfertigt, daß ausgerechnet Westeuropa durch hohe Beträge der Auftautiefen gegenüber relativ geringeren der östlichen Gebiete Mitteleuropas ausgezeichnet sein solle. Wir haben somit keine Veranlassung anzunehmen, daß die großklimatischen Gegebenheiten der Glaziale des Eiszeitalters von den jetzigen (abgesehen von graduellen Unterschieden) verschieden waren.

Von den übrigen Periglazialerscheinungen ist auf der Übersichtskarte noch die Verbreitung der fossilen Strukturböden und Pingos in Mittel- und Westeuropa ver-

zeichnet worden. Gerade durch das Auffinden fossiler Strukturböden besonders in Frankreich ist die Kenntnis unserer Periglazialerscheinungen in den letzten Jahren wesentlich bereichert worden. Eine Erklärung ihrer Entstehung hat vor allem E. SCHENK (1955) gegeben und ihre jetzige Verbreitung besonders W. B. SCHOSTAKOWITSCH (1927) und B. FRENZEL & C. TROLL (1952) aufgezeigt. Ähnlich wie bei den Kryoturbationen ist auch zu ihrer Ausbildung ein periglazialer Dauerfrostboden nicht unbedingt erforderlich, was durch zahlreiche Beobachtungen belegt werden kann (vgl. u. a. M. SCHWARZBACH 1956). Doch können wir auch hier wieder annehmen, daß die Mehrzahl der in Mittel- und Westeuropa vorgefundenen fossilen Strukturböden zur gleichen Zeit entstanden ist wie die Eiskeile und Kryoturbationen und somit auch größtenteils an einen periglazialen Dauerfrostboden geknüpft sein dürfte.

Fossile Pingos sind bisher nur aus dem Pariser Becken (A. CAILLEUX 1956), aus Belgien (P. MACER & J. ALEXANDRE 1957; A. PISSART 1956) und den Niederlanden (G. C. MAARLEVELD & J. C. VAN DEN TOORN 1955) bekannt gemacht worden. Für Pingos gilt wie für die Eiskeile, daß man sie bisher als rezente Bildungen nur in Dauerfrostbodengebieten vorgefunden hat. Es muß dabei aber offen bleiben, ob die fossilen Formen der genannten Gebiete wirklich immer echte Pingos darstellen, was vor allem für die Formen des Pariser Beckens als recht zweifelhaft angesehen werden muß (vgl. auch Anm. 3).

C. Versuch einer Rekonstruktion des Eiszeitklimas.

Auf Grund der Verbreitung der Periglazialerscheinungen wie auch anhand anderer Klimazeugen sind verschiedentlich Klimarekonstruktionen für die Glaziale des Eiszeitalters, besonders aber für die Würmeiszeit durchgeführt worden (vgl. M. SCHWARZBACH 1950).

A. PENCK (1938) hat für die Alpen auf Grund der eiszeitlichen Schneegrenzdepression eine Temperaturminderung von mehr als 6° ermittelt. W. WEISCHET (1954) hat die rezente und würmeiszeitliche Schneegrenze von Großbritannien über Mitteleuropa bis in die Alpen hinein verfolgt und für diesen Raum eine Temperaturdepression für die letzte Eiszeit von $8-10^{\circ}$ für Luftschichten in 1000-2000 m Höhe errechnet. Es fragt sich aber, ob sich so einerseits in den Alpen die eiszeitliche wie andererseits in den Mittelgebirgen die gegenwärtige Schneegrenze genügend genau ermitteln läßt, daß man daraus die Temperatur für diese Zeit ableiten kann. Bei der Rekonstruktion der Schneegrenzdepression setzt man nämlich voraus, daß die Niederschlagsverhältnisse, besonders das Maß der Niederschläge, und die Lagebedingungen, vor allem die orographischen Gegebenheiten, den gegenwärtigen gleich oder zumindest sehr ähnlich sind. Unter der Annahme, das Maß der Niederschläge sei zur Zeit der größten Temperaturminderung während der Glaziale des Eiszeitalters geringer gewesen, was durchaus wahrscheinlich ist, und die Alpen oder Teile derselben seien in jüngster Zeit herausgehoben worden (auf den Einfluß junger tektonischer Hebungen in den Hochgebirgen hat besonders F. MACHATSCHEK 1944 hingewiesen), würde (in beiden Fällen) eine zu geringe Schneegrenzdepression vorgetauscht und daraus ebenso auch eine zu geringe Minderung der eiszeitlichen gegenüber den jetzigen Temperaturen abgeleitet. Außerdem hat vor allem H. MORTENSEN (1957) noch andere Einwände geltend gemacht.

Für die Insekten von Starunia in Galizien, die hier zusammen mit einem Nashorn geborgen werden konnten, errechnete F. ZEUNER (1934), daß mindestens 6-7 Monate über 0° , davon 2 Monate mehr als 9° gewesen sein müßten. Bei einer heutigen Julitemperatur dort von 18° ergäbe das eine Minderung der Sommertemperaturen von $8-9^{\circ}$. Sind an sich schon auf Grund der Verbreitung von tierischen Organismen, wie auch beispielsweise der des Moschusochsen, durchgeführte paläoklimatische Auswertungen (gradueller Art) meist ungeeignet, weil man einerseits die Wanderwege der Tiere nicht genügend genau einsehen und andererseits auch die klimatische Anpassungsfähigkeit gewisser

Tiere unzureichend erkennen kann, so muß man sich außerdem fragen, ob jene Insekten von *Starunia* auch wirklich einem Hochstadial der letzten Vereisung zuzuordnen sind.

C. GAGEL (1923), P. RANGE (1923) und E. WERTH (1925) haben auf Grund der Verbreitung der kleinblättrigen *Dryas octopetala* und anderer Tundrapflanzen, wie *Salix polaris*, *Betula nana*, einiger *Hypnum*-, *Distichum*- u. a. Arten für die mehr nördlichen Teile von Mitteleuropa eine Temperaturminderung während der letzten Eiszeit gegenüber der Jetztzeit von 6-10° errechnet. Andererseits ist aus der Verschiebung der Grenze zwischen borealem Nadelwaldgürtel und der subpolaren Tundrenregion im Meridianschnitt während der letzten Eiszeit um ca. 20° nach Süden eine Temperaturdepression von 10-12° ermittelt worden (vgl. u. a. auch W. WEISCHET 1954). Zu ähnlichen Ergebnissen hinsichtlich der Temperaturminderung auf Grund der Verschiebung der polaren Waldgrenze kam auch H. POSER (1947) für den Raum des Wiener und Pannonischen Beckens (Juli: 8°, Januar: -12°). Die Werte allerdings, die er für Süd- und Westfrankreich angibt (Juli: 7°, Januar: 0-3°, Jahr: 3-5°), dürften mit dem Stand unserer jetzigen Kenntnis kaum im Einklang stehen. Überhaupt kann man gegen diese paläobotanischen Klimarekonstruktionen (wenn auch weit eingeschränkter) die gleichen Bedenken geltend machen wie gegen die paläozoologischen Klimabestimmungen. Besonders für Süd- und Westfrankreich ist das biologische Bild für die Glaziale des Eiszeitalters noch derart ungewiß, daß die klimatischen Bestimmungen, wie sie POSER durchführte, unsicher sein müssen.

Auf Grund der Tageswarmen in Bändertonen in Schlesien konnte M. SCHWARZBACH (1940) feststellen, daß während der Zeit der größten Eisausdehnung mindestens 5-6 Monate im Mittel über 5° waren, was einer Temperaturminderung von 8-10° entspräche. Er betont jedoch, daß das keineswegs dem eiszeitlichen Temperaturminimum entspräche.

H. QUIRING (1928) hat anhand von Solifluktionerscheinungen über Dauerfrostböden im Westerwald (Verbreitung periglazialer Blockströme) eine eiszeitliche Temperaturminderung von 9° ermittelt. Es ist leicht einzusehen, daß der ermittelte Wert ein Mindestwert, aber kein absoluter Wert ist; denn unter den gleichen Voraussetzungen würden sich beispielsweise für West- und Mittelfrankreich viel tiefere Werte ermitteln lassen.

Einer Idee von P. KESSLER (1923) folgend, hat W. SOERGEL (1936) in Mitteldeutschland (vor allem bei Weimar in Thüringen) die Auftautiefen über Eiskeilen, die angeblich zwischen 60 und 80 cm betragen, benutzt, um sie mit den heutigen Frühjahrstemperaturen zu vergleichen, unter denen nach einer Wintergefrorenis gleiche Auftautiefen erzielt werden. Auf diese Weise ermittelte er Frühjahrs- bzw. Frühsommertemperaturen z. Zt. der Bildung der Eiskeile von 3°, was einer Temperaturminderung gegenüber der jetzigen von 11° entspräche. Hier kann man den zuvor gemachten Einwand gleichermaßen geltend machen. Außerdem habe ich zuvor schon eingehender dargelegt, daß solche Auftautiefen für derartige Klimarekonstruktionen (ähnlich denen, die auch H. POSER 1947, 1948 durchführte) wenig geeignet erscheinen.

Auf der Übersichtskarte ist die Verbreitung der wichtigsten Periglazialerscheinungen Mittel- und Westeuropas verzeichnet worden. Als Anzeiger eines periglazialen Dauerfrostbodens gestatten sie ihre Südgrenze zu umreißen. Sie verläuft ähnlich der, wie sie bereits vordem schon J. BÜDEL (1953) verzeichnet hatte. Die heutigen Dauerfrostböden der Erde (z. B. Sibirien, vgl. C. TROLL 1947) werden fast allerorts äquatorwärts von der -2°-Jahresisotherme, gelegentlich aber auch von der 0°-Jahresisotherme umschlossen. Jedoch sind diese Dauerfrostböden in unmittelbarer Nähe der 0°-Jahresisotherme inaktive Relikte, d. h. sie würden sich augenblicklich dort nicht neu bilden. Es scheint deshalb berechtigt (entgegen dem Einwand von W. WEISCHET 1954, daß sich die Grenze der Dauerfrostböden nicht durch elementare Klimawerte eingrenzen ließe), die aktiven Dauerfrost-

Tafel 1

Übersicht der pleistozänen Vergletscherungen sowie der Periglazial-Erscheinungen in Mittel- und Westeuropa

A. Die pleistozäne Vergletscherung in Mittel- und Westeuropa (8—21).

I. Würm- (Weichsel-) eiszeitliche Eisrandlagen (15—21).

- 20: „Gotiglazial“ b) Rügen-Phase. Eisrandlagen in Schonen, auf Falster und Rügen (Bergener und Jasmunder Staffel). a) Velgaster Phase. Eisrandbildungen auf Langeland, im nördlichen Pommern und auf Samland.
- 19: „Daniglazial“ b) Belt-Phase. Eisrandbildungen in der Umrahmung der Belte, der Kieler und Lübecker Bucht, sowie im mittleren Pommern und Ostpreußen (Innerbaltische Endmoräne). a) Pommersche Phase. Eisrandbildung im östlichen Jütland und Schleswig-Holstein (Ostjütische Endmoräne), im mittleren und südlichen Mecklenburg-Pommern (Pommersche Endmoräne mit Rosenthaler und Berenter Staffel) und im südlichen Ostpreußen (Mittelbaltische Endmoränen).
- 18: „Scottish Readvance“ (Pommersche Phase der Britischen Inseln) mit Mittelirischer Endmoräne, dem Carlingford- und Cumberland-Vorstoß.
- 17: „Germaniglazial“. Äußere Eisrandbildungen der Weichsel-Eiszeit im mittleren Jütland und Schleswig-Holstein (Jütische Endmoräne), sowie im nordöstlichen Polen (Nordpolnische Endmoräne oder „Varsovien II“) und im äußeren Baltikum (Außerbaltische Endmoräne, Waldai-Endmoräne), ferner in der Mark Brandenburg und in Westpolen: b) Frankfurt-Posener Phase, a) Brandenburger Phase.
- 16: „Newer Drift“ („Germaniglazial“ der Britischen Inseln).
- 15: Würm-Glazial. Äußerste Randlagen der Würmvereisung in den Alpen, Pyrenäen und Mittelgebirgen (die Rückzugslagen sind hier nicht verzeichnet worden).

II. Ältere Eisrandlagen (9—14).

- 14: Warthe-Stadium. Eisrandbildungen der Britischen Inseln (Hunstanton-Vorstoß), in der Lüneburger Heide, im Fläming, in der Lausitz und im nördlichen Mittel-Polen.
- 13: Drenthe-Stadium. Äußere Eisrandlagen der Saale-Eiszeit auf den Britischen Inseln (Gipping-Vorstoß der „Great Eastern Glaciation“), in den Niederlanden und Nordwestdeutschland (mit Rehburger, Krefelder und Osning-Staffel), in Mitteldeutschland und Schlesien sowie im südlichen Mittel-Polen (Mittelpolnische Endmoräne oder „Varsovien I“).
- 12: Riß-Glazial. Äußerste Randlagen der Rißvereisung in den Alpen, Pyrenäen und Mittelgebirgen.
- 11: Elster-Glazial. Äußere Eisrandlagen der Elster-Eiszeit der Britischen Inseln (Cromer- und Lowestoft-Vorstoß der „North Sea Glaciation“ Ostenglands), in den östlichen Niederlanden und Nordwestdeutschland (Hondsrug-Vorstoß), in Mitteldeutschland und Schlesien sowie in Süd-Polen (Südpolnische Endmoräne oder „Cracovien“).
- 10: Maximalausdehnung des Nordischen Inlandeises (elster- und saaleeiszeitlich).
- 9: Mindel- und ältere Glaziale. Äußere Eisrandlagen der Mindel- und älterer Vereisungen in den Alpen und im Plateau Central.

III. Karvergletscherung (8).

- 8: Kargletscher (nur in den Mittelgebirgen verzeichnet; vorwiegend würmeiszeitlich).

B. Die Periglazial-Erscheinungen in Mittel- und Westeuropa (4—7).

- 7: Eiskeil oder Eiskeilnetz. c) würmeiszeitlich, b) rißeiszeitlich, a) mindel-, günz- oder donaueiszeitlich.
- 6: Kryoturba­tion (Würgeböden, Taschenböden usw.). c) würmeiszeitlich, b) rißeiszeitlich, a) mindel-, günz- oder donaueiszeitlich.
- 5: Strukturböden (überwiegend würmeiszeitlich).
- 4: Pingos (überwiegend würmeiszeitlich).
- 3: Vermutliche Südgrenze des geschlossenen Dauerfrostbodens während des pleistozänen Kältemaximums.
- 2: Vermutlicher Verlauf der polaren Waldgrenze während des pleistozänen Kältemaximums.
- 1: Vermutlicher Verlauf der äußersten Festlandsgrenze im Pleistozän.

böden der Erde mit der -2° -Jahresisotherme zu umreißen, was durch zahlreiche Beobachtungen in den polaren und subpolaren Gebieten der Erde bestätigt wird. Das würde aber heißen, selbst wenn wir in Südwestfrankreich und im südpannonischen Raume während der Glaziale des quartären Eiszeitalters nur eine inselartige Verbreitung des periglazialen Dauerfrostbodens gehabt hätten, daß die eiszeitliche Temperaturminderung zumindest kurzfristig $15-16^{\circ}$ in Bodennähe betragen haben muß; denn die Gebiete in unmittelbarer Nähe der auf der Übersichtskarte verzeichneten Südgrenze des eiszeitlichen Dauerfrostbodens haben heute mittlere Jahrestemperaturen von $13-14^{\circ}$ ²⁾. Unter der gleichen Voraussetzung muß man selbst noch für die jüngere Dryaszeit eine Temperaturminderung von $11-12^{\circ}$ annehmen, da das Gebiet der Niederlande und des Neuwieder Beckens, wo man mit Sicherheit jungdryaszeitliche Dauerfrostbodenindikatoren nachweisen kann, ein heutiges Temperaturmittel von $9-10^{\circ}$ hat. Man kann hier außerdem wohl ausschließen, daß es sich infolge der vorausgegangenen, wesentlich wärmeren Allerödzeit hierbei um Periglazialbildungen in Dauerfrostboden-Relikten handelt, deren Ausbildung in älteren Abschnitten des Würmglazials erfolgt sei. Es muß allerdings nochmals betont werden, daß die zuvor mitgeteilten Ergebnisse nur dann Gültigkeit besitzen, wenn die folgenden Voraussetzungen erfüllt sind:

1. Die fossilen Eiskeile und Pingos sowie die Mehrzahl der Kryoturbationen und Strukturböden des west- und mitteleuropäischen Raumes sind in Glazialen, bzw. Stadialen des quartären Eiszeitalters ausgebildet worden und setzen hinsichtlich ihrer Bildung einen periglazialen Dauerfrostboden voraus.
2. Der fossile Dauerfrostboden, dessen Verbreitung in Mittel- und Westeuropa durch das Vorkommen der zuvor aufgeführten Periglazialerscheinungen angezeigt wird, ist unter ähnlichen Klimabedingungen entstanden wie die heutigen Dauerfrostböden der polaren und subpolaren Regionen unserer Erde.
3. Ein Dauerfrostboden läßt sich hinsichtlich seiner Verbreitung zur Zeit seiner Ausbildung durch elementare Klimawerte, namentlich durch die -2° -Jahresisotherme, eingrenzen.

²⁾ Außerhalb der auf der Übersichtskarte verzeichneten Südgrenze der durch Eiskeile und andere Indikatoren angezeigten pleistozänen Dauerfrostböden Mittel- und Westeuropas sind aus Schottern des Ebrobeckens bei Zaragoza/Spanien (Meereshöhe: ca. 200 m, mittlere Jahrestemperatur 14°) Eiskeile und Kryoturbationen beschrieben worden (G. JOHNSON 1960); ebenfalls wurden Periglazialerscheinungen aus Algerien und Marokko mitgeteilt (vgl. die entspr. Aufsätze im *Biul. Peryglacj.* 4, 1956). Im Frühjahr 1960 habe ich in einer Lößziegelei bei Belgrad/Jugoslawien Eiskeile und Kryoturbationen in ca. 8 m mächtigem Löß beobachtet, was darauf schließen läßt, daß die Südgrenze der Dauerfrostböden im Südosteuropäischen Raum wesentlich weiter auszudehnen ist, als das seinerzeit durch H. POSER (1947) oder J. BÜDEL (1953) verzeichnet wurde (mittlere Jahrestemperatur von Belgrad: ca. 11°). Während der gleichen Zeit lernte ich nördlich Rayak in der Bekaa/Libanon (Meereshöhe: ca. 1000 m; mittlere Jahrestemperatur: $14-15^{\circ}$) in lockeren mittelpleistozänen Litani-Schottern klimabedingte Talasymmetrien (z. T. sogar „kennzeichnende Talasymmetrien“) kennen, deren Ausbildung gewiß einen pleistozänen (kaltzeitlichen) Frostboden voraussetzt; ferner in der Sahl es Sahara (in Meereshöhen zwischen 850 und 950 m) in vermutlich altpleistozänen Lockersedimenten über Neogen-Konglomeraten sowie in oberkretazischen Mergeltonen unter mittelpleistozänen Schottern im Baradatal bei Doumar nordwestlich Damaskus (Meereshöhe: ca. 750 m) — die Lokalitäten befinden sich auf der Westabdachung des Antilibanon/Syrien (mittlere Jahrestemperaturen: $15-17^{\circ}$) — Eiskeile und Eiskeilnetze, letztere in den tonigen Ablagerungen bei Doumar.

All diese Beobachtungen über Periglazialerscheinungen aus peripheren Bereichen des Mittelmeeres (Spanien-Marokko-Algerien-Syrien-Libanon) weisen schließlich darauf hin, daß wir auch noch außerhalb der geschlossenen Dauerfrostböden Mittel- und Westeuropas mit der Ausbildung von lokalen Frostböden während der Glaziale des quartären Eiszeitalters zu rechnen haben und daß andererseits dafür in bestimmten Gebieten (z. B. Syrien und Libanon) noch höhere Werte der Temperaturdepression angezeigt zu sein scheinen.

Zu weiteren Klimarekonstruktionen gradueller Art, namentlich auch hinsichtlich der Niederschläge, der Windverhältnisse und der Strahlung, sind wir indessen vorerst auf Grund dieser Erscheinungen für die Glaziale des Eiszeitalters noch nicht berichtigt³⁾.

Angeführte Schriften

A. Allgemeine Literatur

I. Glaziale und periglaziale Erscheinungen.

- BÜDEL, J.: Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. - Erdkunde 7, 249-266, Bonn 1953.
- BÜDEL, J.: Die Frostschutzzone Südost-Spitzbergens. - - Colloquium Geogr. 6, 1-105, Bonn 1960.
- CAILLEUX, A. & TAYLOR, G.: Cryopédologie. Étude des sols gelés. - - 280 S., Paris 1954.
- CORBEL, J.: Les sols polygonaux. Observations, expériences, genèse. - Rev. Géom. dynam. 2, 49-68, Paris 1954.
- DENNY, C. S.: Surficial Geology of the Canaan Area, New Hampshire. - - Bull. Geol. Surv. 1061-C, 73-101, Washington D. C. 1958.
- DÜCKER, A.: Über die Entstehung von Frostspalten. - - Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein 25, 58-64, Kiel 1951.
- FRENZEL, B. & TROLL, C.: Die Vegetationszonen des nördlichen Eurasien während der letzten Eiszeit. - - Eiszeitalter und Gegenwart 2, 154-167, Öhringen/Württ. 1952.
- GALLWITZ, H.: Eiskeile und glaziale Sedimentation. - - Geologica 2, 1-24, Berlin 1949.
- GRIFF, K.: Zwei Beiträge zur Frage der periglazialen Vorgänge. - - Meyniana 1, 112-118, Kiel 1952.
- HEMPEL, L.: Messungen an eiszeitlichen Strukturböden auf dem Göttinger Muschelkalk. - - N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1955, 465-474, Stuttgart 1956.
- HIRSCH, L. G.: Echte und falsche Dauerfrostböden auf der Oberrheinebene zwischen Karlsruhe und Mannheim. - - Beitr. naturk. Forsch. SW-Deutschl. 9, 1-14, Karlsruhe 1950.
- KAISER, K.: Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. Ein Beitrag zur Kenntnis der Periglazialerscheinungen der Rheinlande. - - Eiszeitalter und Gegenwart 9, 110-129, Öhringen/Württ. 1958.
- KLEBELSBERG, R. VON: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. - Bd. 1 und 2, Wien 1948 und 1949 (mit Karten und einer Literaturübersicht über die pleistozänen Vergletscherungen auf der ganzen Erde).
- KUENEN, P. H.: Experiments in Geology. - - Transact. Geol. Soc. Glasgow 23, 1-28, 1958.
- MULLER, S. W.: Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. - - 2. Aufl., 231 S., Ann Arbor/Midigan 1947.
- MURAWSKI, H.: Beispiele für die Wirkungsabhängigkeit mechanischer Kräfte von der Gesteinsbeschaffenheit. - - Z. Geom., N. F. 2, 1-11, Berlin 1958.
- POSER, H.: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. - - Naturw. 34, 10-18, Berlin 1947.
- POSER, H.: Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. - - Naturw. 34, 232-238 und 262-267, Berlin 1947.
- POSER, H.: Boden- und Klimaverhältnisse in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. - - Erdkunde 2, 53-68, Bonn 1948 (mit Karten der Verbreitung der Periglazialerscheinungen in Mittel- und Westeuropa und einer Literaturübersicht).
- SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. - - Abh. hess. geol. Landesamt Bodenf. 13, 1-92, Wiesbaden 1955 (mit einer Literaturübersicht über die Hypothesen der Eiskeil-, Kryoturbationen- und Strukturbodenbildung).

³⁾ Nach Abschluß des Manuskriptes wurde mir erst folgende wichtige Arbeit zugänglich: B. FRENZEL: Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. - Abh. Akad. Wiss. u. Lit., math.-nat. Kl. 13 (1959), 937-1099, Mainz 1960.

Darin wird u. a. die gegenwärtige Verbreitung von Eiskeilen und Eiskeilnetzen (in Verbindung mit Riesenpolygonen) einerseits, sowie das rezente Vorkommen von Strukturböden und Pingos (ferner von Thufur, Blockmeeren, „Naleds“ und „Taryn“) andererseits in Nord-Eurasien verzeichnet. Bemerkenswert dabei ist, daß erstere (Eiskeile) nur in Gebieten mit Dauergefrorenis als aktive Formen erscheinen, stärker gehäuft sogar nur weit im Innern der geschlossenen Dauerfrostbodengebiete. Demgegenüber können die nachgenannten Erscheinungen als aktive Formen auch außerhalb der geschlossenen Dauerfrostböden auftreten; allerdings sind sie in stärkerer Häufung jedoch zu meist an diese geknüpft; vor allem gilt das für die größeren Pingos, so daß man mit größter Wahrscheinlichkeit die fossilen Pingos Belgiens und besonders der Niederlande als echte Dauerfrostbodenanzeiger (gleich den Eiskeilen) ansprechen kann.

- SCHENK, E.: Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydratationsvorgänge im Boden. - - Eiszeitalter und Gegenwart 6, 170-184, Öhringen/Württ. 1955.
- SCHMID, J.: Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. - - Heidelberg 1955.
- SCHMID, J.: Der Bodenfrost als gestaltende und zerstörende Naturerscheinung in den gemäßigten winterkalten Gebieten. - - Forsch. und Fortschr. 31, 1-32, Berlin 1957.
- SCHOSTAKOWITSCH, W. B.: Der ewig gefrorene Boden Sibiriens. - Z. Ges. Erdk., 394-427, Berlin 1927.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. - - Stuttgart 1950 (mit einer Literaturübersicht für die gesamte Erde).
- SCHWARZBACH, M.: Ein Pseudociskeil aus den Albaner Bergen bei Rom. - - Geol. Rundsch. 40, 56-57, Stuttgart 1952.
- SCHWARZBACH, M.: Allgemeiner Überblick über die Klimageschichte Islands. - - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1955, 97-130, Stuttgart 1956.
- TABER, S.: Perennially frozen ground in Alaska, its origin and history. - - Bull. geol. Soc. Am. 54, 1433-1548, Baltimore 1943.
- TRICART, J.: Le modelé périglaciaire. Cours de Géomorphologie. - - C. D. U., Paris 1950.
- TROLL, C.: Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. - - Geol. Rundsch. 34, 545-694, Stuttgart 1944 (mit einer Literaturübersicht für die ganze Erde).
- TROLL, C.: Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. - Erdkunde 1, 162-175, Bonn 1947.
- TROLL, C.: Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. - Ebendort 2, 1-21, Bonn 1948.
- WOLDSTEDT, P.: Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - - Eiszeitalter und Gegenwart 4/5, 34-48, Öhringen/Württ. 1954.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - - 2. Aufl., Stuttgart 1955.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. - - 2. Aufl., Bd. 1 u. 2, Stuttgart 1954 u. 1958 (mit einer Literaturübersicht für die ganze Erde).

2. Klimarekonstruktionen.

- BÜDEL, J.: Die Gliederung der Würmkaltzeit. - - Würzburger geogr. Arb. 8, 1-45, 1960 (mit einer Literaturübersicht über die Gliederung der Würmeiszeit).
- KLUTE, F.: Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeologischer Tatsachen. - - Geogr. Rundsch. 1, 81-89 u. 121-126, Braunschweig 1949.
- KLUTE, F.: Das Klima Europas während des Maximums der Weichseleiszeit und die Änderung zur Jetztzeit. - Erdkunde 5, 273-283, Bonn 1951.
- MORTENSEN, H.: Temperaturgradient und Eiszeitklima am Beispiel der pleistozänen Schneegrenzdepression in den Rand- und Subtropen. - Z. Geom., N. F. 1, 44-56, Göttingen 1957.
- POSER, H.: 1947a, 1947b, 1948 (S. unter A. 1.).
- WEISCHET, W.: Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung. - - Mit. geogr. Ges. München 39, 95-116, 1954.
- WOLDSTEDT, P.: 1955, 1954 u. 1958 (S. unter A. 1.).

B. Spezielle Literatur.

1. Deutschland.

- ARNOLD, H.: Ein aufgedecktes würmperiglaziales Frostspalten-Polygonnetz bei Gütersloh. - - Z. deutsch. geol. Ges. 105, 137, Hannover 1954.
- BLEICH, K. & GROSCHOFF, P.: Periglazialbildungen am Fuße der Schwäbischen Alb bei Bad Überkingen. - Jber. u. Mitt. oberr. geol. Ver., N. F. 41, 95-102, Stuttgart 1959.
- BRELIE, G. VON DER, KLPPER, K. & TEICHMÜLLER, R.: Das Pleistozän-Profil von Frimmersdorf an der Erft. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4, 179-196, Krefeld 1960.
- BRÜNING, H.: Periglazialerscheinungen und Landschaftsgenese im Bereich des mittleren Elbtales bei Magdeburg. - Göttinger geogr. Abh. 22, 1-80, 1959 (mit einer Literaturübersicht für den Magdeburger Raum).
- DÜCKER, A.: Die Periglazialerscheinungen im holsteinischen Pleistozän. - - Ebendort 16, 1-52, 1954 (mit einer Literaturübersicht für Schleswig-Holstein).
- EBERS, E.: Die Periglazialerscheinungen im bayerischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandglatschers. - - Ebendort 15, 9-16, 1954.
- GENIESER, K.: Probleme der Eiszeitforschung im nordsächsischen Raume. - - Heimatkundl. Bl. (Gesch. Nat. Sachs.) 2, 122-132, Dresden 1957 (mit einer Literaturübersicht für Sachsen).
- HELLER, F.: Merkwürdige Spaltenverfüllungen im Blasensandstein des Keupers von Mittelfranken. - - Geol. Bl. NO-Bayern 4, 77-79, Erlangen 1954.
- HEMPEL, L.: Frostbodenbildung und Lössanwehung in der Würmeiszeit auf Muschelkalk und Buntsandstein bei Göttingen. - Abh. Akad. Wiss. Lit., Math.-Naturw. Kl. 2, 11-42, Mainz 55.

- HIRSCH, L. G.: Eiszeitliche Frostböden in der Oberrheinebene bei Karlsruhe. - - Beitr. naturk. Forsch. SW-Deutschl. 8, 61-73, Karlsruhe 1949 (mit einer Literaturübersicht für Nordbaden, vgl. auch L. G. HIRSCH 1950 unter A. 1.).
- HÖVERMANN, J.: Die Periglazialerscheinungen im Harz. - - Göttinger geogr. Abh. 14, 7-44, 1953.
- HÖVERMANN, J.: Die Periglazialerscheinungen im Tegernseegebiet. - - Ebendort 15, 91-124, 1954.
- KAISER, K.: 1958 (S. unter A. 1.; mit einer Karte der Periglazialerscheinungen der Niederrheinischen Bucht und einer Literaturübersicht für diesen Raum).
- LEMBKE, H.: Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet westlich des Oderbruches bei Freienwalde. - - Göttinger geogr. Abh. 16, 55-95, 1954.
- LUDWIG, A.: Beobachtungen im Pleistozän des nördlichen Harzvorlandes. - - Geologie 7, 769-793, Berlin 1958 (mit einer Literaturübersicht für das nördliche Harzvorland).
- MURAWSKI, H.: Periglaziale Klimazeugen des Pleistozäns im Raum von Karlsruhe. - - Beitr. naturk. Forsch. SW-Deutschl. 16, 59-64, Karlsruhe 1957.
- PICARD, K.: Beobachtungen im Diluvium des Stadtgebietes von Essen. - - Geol. Jb. 65, 573-588, Hannover/Celle 1951.
- PICARD, K.: Eiskeile in Sanden bei Dülmen (Westfalen). - - Geol. Rundsch. 40, 51-55, Stuttgart 52.
- PICARD, K.: Eiskeile bei Kellinghusen (Mittelholstein). - - N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1956, 365-373, Stuttgart 1957.
- POSER, H.: 1947a, 1947b, 1948 (S. unter A. 1.; mit Karten der Verbreitung der Periglazialerscheinungen in Mitteleuropa und einer Literaturübersicht für diesen Raum).
- POSER, H. & HÖVERMANN, J.: Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. - - Abh. braunschw. wiss. Ges. 3, 61-115, Braunschweig 1951.
- PRELL, R.: Über das Pleistozän bei Heidelberg. - - Geol. Jb. 67, 243-258, Hannover/Celle 1953.
- SCHMID, E.: Diluviale Frostbodenformen bei Riegel. - - Mit bad. geol. Landesanst. 1947, 46-47, Freiburg i. B. 1948.
- SCHÖNHALS, E.: Riß- und würmeiszeitliche Frostbodenstrukturen aus der Magdeburger Börde. - - Geol. Jb. 65, 589-602, Hannover/Celle 1950.
- SCHÖNHALS, E.: Ein fossiler periglazialer Strukturboden bei Appenrod am Nordrand des Vogelsberges. - - Notizbl. hess. Landesamt Bodenf. 84, 374-379, Wiesbaden 1956.
- SCHREINER, A.: Niederterrasse, Flugsand und Löß am Kaiserstuhl (Südbaden). - - Mit bad. Landesver. Naturk. Naturschutz, N. F. 7, 105-111, Freiburg i. B. 1958.
- SFÜHLER, L.: Einführung in die Geologie der Pfalz. - - Veröff. Pfälz. Ges. z. Förder. d. Wiss. 34, 1-432, Speyer/Rh. 1957 (mit einer Literaturübersicht für die Pfalz).
- STEUSLOFF, U.: Periglaziale „Tropfen“- und Taschenböden im südlichen Münsterland bei Haltern. - - Geol. Jb. 66, 305-312, Hannover/Celle 1952.
- UNGER, K. P.: Klimamorphologische Untersuchungen an pleistozänen Schotterkörpern der Saale. - - Biul. Peryglacj. 4, 405-414, Łódź 1956.
- VIETE, G.: Über die erstinterglazialen Schotter der Salzke zwischen Brennstedt und Langenbogen. - - Bergakad. 5, 361-367, Freiburg i. Sa. 1953.
- WEBER, K.: Eine Froststruktur in Juraplattenskalken bei Kelheim. - - N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 107, 229-239, Stuttgart 1959.
- WORTMANN, H.: Ein erstes sicheres Vorkommen von periglazialen Steinnetzböden im Norddeutschen Flachland. - - Eiszeitalter und Gegenwart 7, 119-126, Öhringen/Württ. 1956.
2. Großbritannien.
- DIMBLEY, G. W.: Pleistocene ice wedges in North-East-Yorkshire. - - Journ. Soil Sci. 3, 1-19, London 1952.
- FITZ PATRICK, E. A.: Progress report on the observations of periglacial phenomena in the British Isles. - - Biul. Peryglacj. 4, 99-115, Łódź 1956 (mit einer Literaturübersicht für Großbritannien).
- TE PUNGA, M. T.: Periglaciation in Southern England. - - aus: HOL, J. B. L.: The earth, its crust and its atmosphere. - - 186-198, Leiden 1957 (mit einer Literaturübersicht für Südenland).
3. Niederlande, Belgien, Luxemburg.
- GULLENTOPS, F.: Contribution à la chronologie du pleistocène et des formes du relief en Belgique. - - Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain 18, 123-252, Louvain 1954.
- KORTENBOUT VAN DER SLUYS, G.: The Cryoturbations in the Tegelen Region. - - Geol. en Mijnb., N. S. 18, 421-422, 's-Gravenhage 1956.
- LECKWIJCK, W. VAN & MACAR, P.: Phénomènes pseudo-tectoniques, la plupart d'origine périglaciaire, dans les dépôts sablo-graveleux dits „Onx“ et les terrasses fluviales de la région liégeoise. - - Ann. Soc. Géol. Belg. 73, 1-78, Bruxelles 1949-50.
- MAARLEVELD, G. C.: Sur les sédiments périglaciaires en Hollande: formes et phénomènes. - - Biul. Peryglacj. 4, 73-82, Łódź 1956 (mit einer Literaturübersicht für die Niederlande).
- MAARLEVELD, G. C. & TOORN, J. C. VAN DEN: Pseudo-Sölle in Noord-Nederland. - - Tijdschr. kon. nederl. aandr. Gen. 72, 344-360, Leiden 1955.

- MACAR, P. & ALEXANDRE, J.: Compte rendu de la session extraordinaire, Ardennes 1957. - - Ann. Soc. Géol. Belg. 81, 1-107, Liège 1957-58.
- MACAR, P. & LECKWIJCK, W. VAN: Les fentes à remplissage de la région liégeoise. - - Ann. Soc. Géol. Belg. 81, 359-408, Liège 1957-58.
- MARÉCHAL, R. & MAARLEVELD, G. C.: L'extension des phénomènes périglaciaires en Belgique et aux Pays-Bas. - - Med. geol. Sticht., N. S. 8, 77-86, Haarlem-Heerlen 1956 (mit einer Literaturübersicht für Belgien und die Niederlande).
- PISSART, A.: L'origine périglaciaire des "viviers" des Hautes Fagnes. - - Ann. Soc. Géol. Belg. 79, B 119-131, Liège 1956-57.
- STRAATEN, L. M. J. U.: Structural features of the "Papzand"-formation at Tegelen (Netherlands). - - Geol. en Mijnb., N. S. 18, 416-420, 's-Gravenhage 1956.
- 3. Frankreich, Spanien.**
- CAILLEUX, A.: Mares, Mardelles et Pingos. - - Compt. rend. Acad. Sci. 242, 1912-1914, Paris 1956.
- JOHNSON, G.: Cryoturbation at Zaragoza, Northern Spain. - - Z. Geom., N. F. 4, 75-80, Berlin 60.
- TRICART, J.: France. - - Biul. Peryglacj. 4, 117-138, Łódź 1956.
- TRICART, J.: Cartes des phénomènes périglaciaires quaternaires en France. - - Paris 1956 (mit Karten der Periglazialerscheinungen Frankreichs und einer Literaturübersicht für diesen Raum).
- 4. Schweiz, Österreich.**
- BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. - - Eiszeitalter und Gegenwart 4/5, 49-82, Öhringen/Württ. 1954.
- FINK, J.: Wegbeschreibung: Wien-Marchfeld-Stillfried. - - Verh. geol. Bundesanst., Sonderheft D, 82-116, Wien 1955.
- FINK, J. & MAJDAN, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. - - Jb. geol. Bundesanst. 97, 211-249, Wien 1954.
- FURRER, G.: Der Stand der Periglazialforschung in der Schweiz. - - Biul. Peryglacj. 4, 139-140, Łódź 1956.
- LAHNER, G.: Die Eiszeit und ihr Kulturinhalt. - - Mit. Ges. Erdk. Linz 11, 1947.
- WEINBERGER, L.: Die Periglazialerscheinungen im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. - - Göttinger geogr. Abh. 15, 17-90, 1954.
(Zahlreiche Hinweise für Österreich verdanke ich Prof. J. FINK, Wien. Ältere Literatur: S. unter H. POSER 1948).
- 5. Polen, Tschechoslowakei, Ungarn.**
- DYLIK, J.: Gegenwärtige Probleme der Periglazialforschung in Polen. - - Peterm. Mit. 100, 28-33, Gotha 1956.
- DYLIK, J.: Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. - - Biul. Peryglacj. 4, 195-238, Łódź 1956 (mit einer Karte der Periglazialerscheinungen Polens und einer Literaturübersicht für diesen Raum).
- KÁDÁR, L.: Die Abhängigkeit der Terrassen- und Lößbildung von quartären Klimaveränderungen in Ungarn. - - Biul. Peryglacj. 4, 371-405, Łódź 1956 (mit einer Literaturübersicht für Ungarn).
- KEREKES, J.: Die periglazialen Bildungen Ungarns. - - Mit. Jb. kgl. ung. geol. Anst. 37, Budapest 1943.
- MOSKVITIN, A. I.: Eiskeile, keilartige Spalten und ihre stratigraphische Bedeutung. - - Bull. Soc. Natural. Moscou, N. S. 48, Sect. Geol. 18, Moskau 1940.
- SEKYRA, J.: Působení mrazu na půdu. Kryopedologie se zvlášť ním zretelem k ČSR. - - Geotechnica 27, 1-164, Praha 1960 (mit einer Karte der Periglazialerscheinungen der Tschechoslowakei und einer Literaturübersicht).
(Zahlreiche Angaben über das Vorkommen von Periglazialerscheinungen in Ungarn verdanke ich außerdem Doz. Dr. M. PÉCSI, Budapest. Ältere Literatur: S. unter H. POSER 1948).
- 6. Skandinavien.**
- HOPPE, G.: Suède. - - Biul. Peryglacj. 4, 55, Łódź 1956.
- JOHNSON, G.: True and false ice-wedges in Southern Sweden. - - Geogr. Ann. 41, 15-33, Stockholm 1959 (mit einer Literaturübersicht für Schweden).

Manusk. eingeg. 10. 8. 1960.

Anschrift des Verfassers: Dr. Karlheinz Kaiser, Geol. Inst. der Universität, Köln, Zulpicher Str. 47.

Pointes foliacées anciennes

Par J.-L. BAUDET, Paris

Avec 5 fig.

Zusammenfassung. Das Problem der Blattspitzen, die verschiedentlich schon in einem technisch hochentwickelten Acheuléen auftreten, ist augenblicklich ein akutes Thema der prähistorischen Wissenschaft. Ihr Aussehen läßt in der Tat vermuten, daß es sich hierbei um eventuelle Vorläufer der Typen des Solutréen handelt. Diese Industrieformen tauchen in gewissen Zentren auf, die vielleicht am Ursprung der Solutréencivilisation stehen. Da aber bis heute noch keine direkte Ableitung mit Sicherheit hat herausgestellt werden können, verdienen alle weiteren Auskünfte zusammengetragen und zur Kenntnis gebracht zu werden.

Diesbezügliche Beobachtungen sind vor kurzem in stratigraphisch eindeutiger Lage im Tal der Aisne (Frankreich) — Abb. 5 — gemacht worden sowie ein interessanter Fund im südlichen Luxemburg (Gutland) — Abb. 1. Diese verhältnismäßig schmalen, langgezogenen Formen scheinen den südlichen Typen (Var) näher zu stehen als den aus Zentraleuropa bekannten Beispielen (Bayern, Tschechoslowakei).

Résumé. La question des instruments lithiques foliacés, qui se remarquent parfois dans l'Acheuléen évolué, est un fait d'actualité dans les recherches préhistoriques. Leur aspect suggère effectivement la probabilité d'une préfiguration des spécimens solutréens; formule apparaissant dans certains centres qui peuvent être à l'origine de cette dernière civilisation. C'est la raison pour laquelle, en l'absence de filiation directe parfaitement établie, tous les renseignements connus méritent d'être réunis.

Des observations récentes ont été faites, en stratigraphie, dans la vallée de l'Aisne (France) — fig. 5 — et une découverte remarquable dans le Sud du Luxembourg (Gutland) — fig. 1. Ces formes, relativement élancées, semblent plus proches des types méridionaux (Var) que des exemples déjà mentionnés en Europe centrale (Bavière, Tchécoslovaquie).

L'Abbé Breuil, dans une étude en cours de publication, résume l'essentiel des connaissances sur l'apparition des formes lithiques foliacées et l'origine, ou "les origines", du Solutréen. L'illustre préhistorien considère que ces problèmes sont loin d'être résolus, malgré l'abondance des matériaux accumulés, et qu'ils demandent l'apport d'une forte documentation supplémentaire. Par conséquent, nous croyons faire oeuvre utile en signalant des trouvailles légèrement dissemblables mais qui offrent l'avantage d'appartenir à des contrées sensiblement voisines, relativement septentrionales et encore dépourvues d'indices de ce genre.

La première est celle d'un instrument qui nous fut aimablement soumis par M. M. HEUERTZ, Directeur du Musée d'Histoire Naturelle de Luxembourg. Il fut recueilli dans la région S. E. du Grand-Duché — dans le Gutland — à l'altitude de 350 m sur les hauteurs voisines d'Oswweiler. Cette découverte est due à la perspicacité de M. Charles RIPPERT (fig. 1).

Du fait même des conditions de la trouvaille, en surface du sol, son niveau stratigraphique originel est inconnu et sa position chronologique fort discutable. Néanmoins, sa similitude typologique avec certains documents paléolithiques d'Europe Centrale et des analogies avec les types décrits par Mlle. G. FREUND et le Professeur L. ZOTZ, dans l'inventaire du désormais célèbre gisement bavarois du Weinberg, permettent de présumer une antiquité assez reculée dans le dernier glacial.

On y retrouve en effet, outre la forme, l'élégance et le peu d'épaisseur des exemples précités, le travail encore moustéroïde du façonnement. Plus encore, la pièce d'Oswweiler présente une sorte de cran marginal, proximal. Particularité que l'on rencontre également à Mauern et à Předmost. Il paraît aussi très intéressant de faire remarquer que cet objet est nettement plus élancé que les formes orientales et que, sous cet aspect, il se rapproche plus ouvertement des types de la couche B II de la Baume-Bonne. Grotte-abri

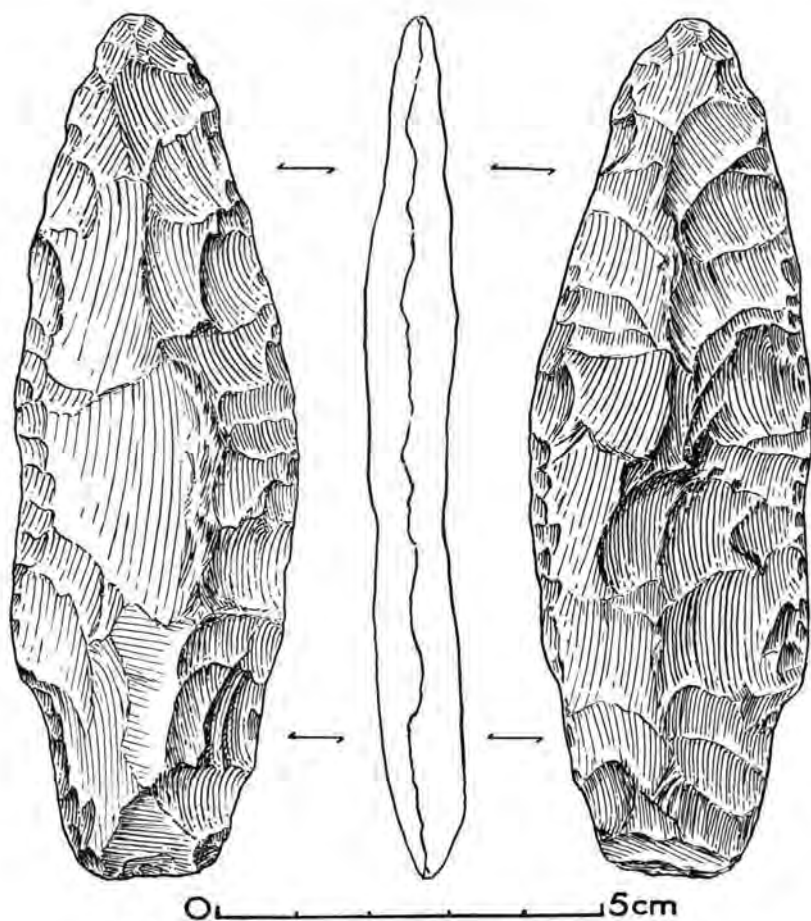


Fig. 1. Instrument foliacé. Osweiler (Grand-Duché de Luxembourg).

fouillée par B. BOTTET à Quinson (Basses-Alpes). Dans ce sens, peut-être serait-il utile d'opérer une confrontation plus intime avec les éléments 11 et 12 de la planche VI de l'étude publiée à Monaco en 1956.

Quelque soit l'importance des indices tirés des précédentes comparaisons, l'objet du Luxembourg, lié ultérieurement à d'autres jalons plus nombreux, mérite de figurer sur la liste des éléments précieux, situés sur le chemin des découvertes danubiennes à l'épanouissement solutréen français. De plus, il est opportun de signaler les caractères, aux ressemblances plus méridionales, qui l'éloignent partiellement du "Présolutréen" classique.

Nous profitons de l'occasion pour rappeler que cette dernière nomenclature est amicalement controversée par l'Abbé BREUIL, le "Présolutréen" étant l'un des premiers termes utilisés dans la bataille de l'Aurignacien (1907—1909). Notre Maître préconise l'emploi de "Weinbergien" qui, somme toute, rend un hommage encore plus vibrant aux éminents travaux effectués sur le site du bras fossile du Danube.

Notre description d'éléments susceptibles de participer à la solution d'une énigme intéressante n'est pas close. En effet, elle se complète de données qui concernent plus spécialement notre pays; ces renseignements étant d'autant plus importants qu'ils se rapportent à une époque jusqu'alors admise comme plus ancienne.

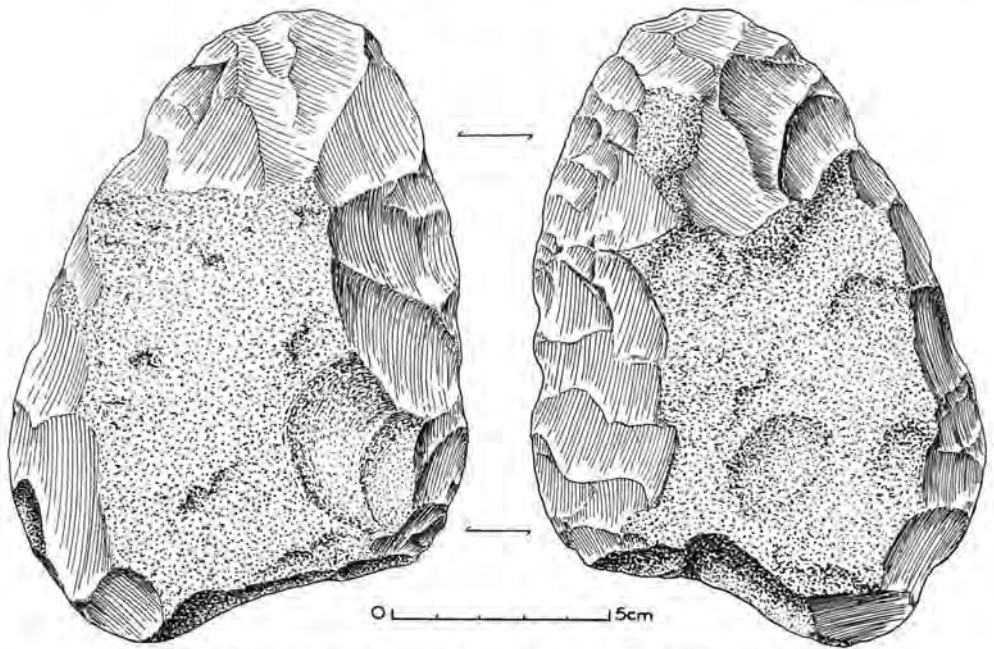


Fig. 2. Biface sur plaquette siliceuse. Pommiers, Aisne (France).

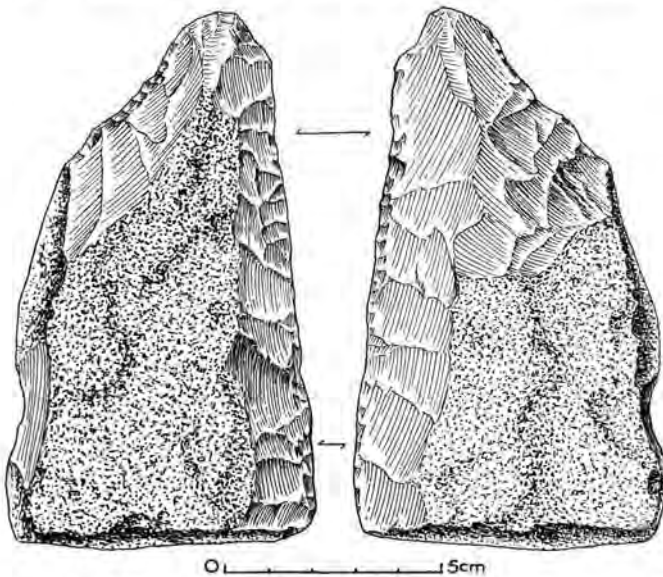


Fig. 3. Outil bifacial sur plaquette gréseuse. Soissons, Aisne (France).

Il s'agit d'indications partant d'une zone du remplissage sédimentaire de la vallée de l'Aisne, étudiée principalement aux environs de Soissons et dans le tronçon amont vers Neufchâtel, et aboutissant aux éléments préhistoriques qu'elle contient. Cet horizon — situé en bas-niveau — sableux, glauconifère, constitué de matériaux empruntés au Tertiaire, forme un lit presque ininterrompu qui s'observe parallèlement à la rivière. Il

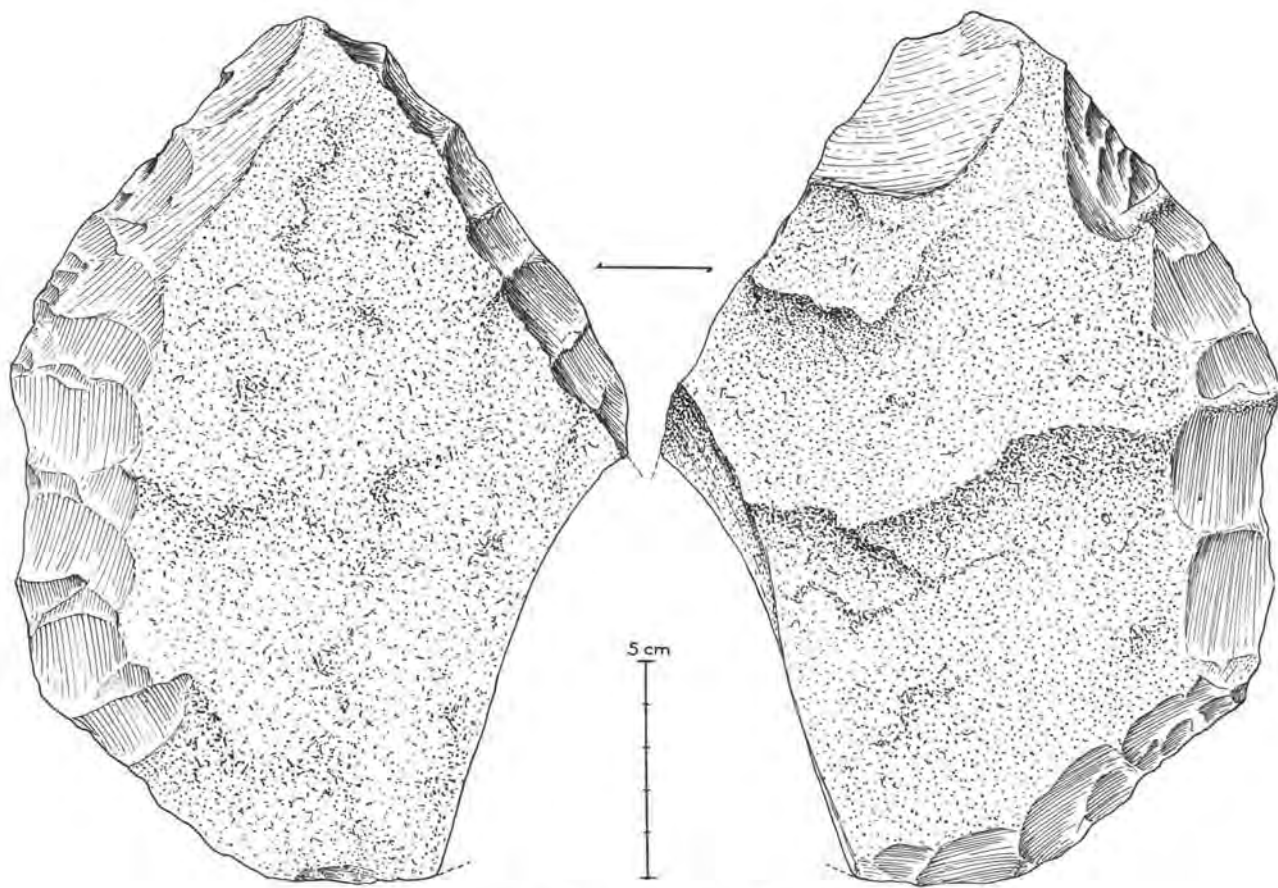


Fig. 4. Instrument discoïde sur plaquette de grès. St.-Mard, Aisne (France).

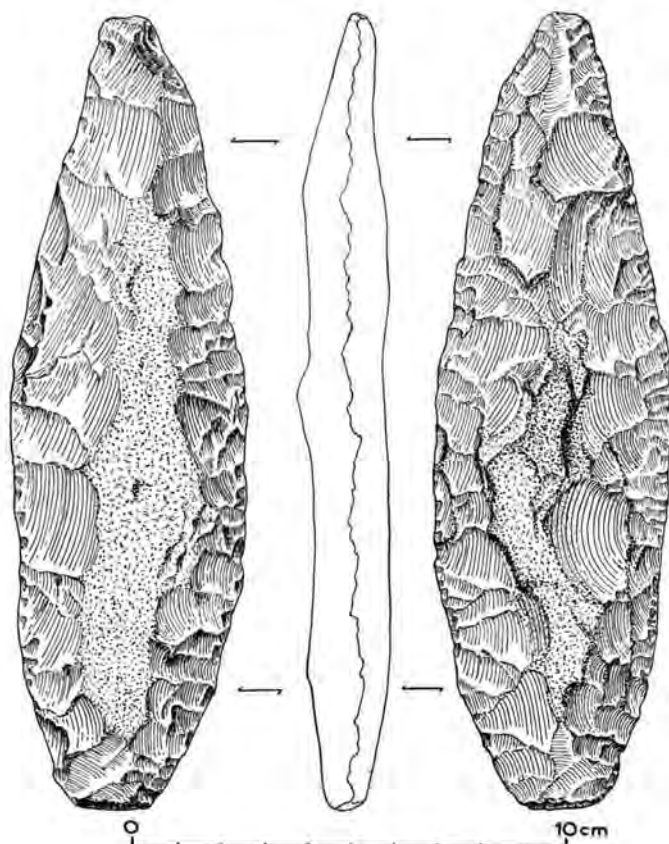


Fig. 5. Instrument foliacé. Pommiers, Aisne (France).

est inclus dans les sédiments latéraux, à quelques mètres de profondeur, dans une position nettement inférieure au thalweg actuel. Cette couche contient des bifaces tirés de plaquettes siliceuses ou gréseuses dont la plupart des spécimens ont été obtenus par simple épannelage marginal, le matériau originel étant fréquemment trop mince pour nécessiter un travail bifacial plus étendu (fig. 2 et 3).

Le même niveau, dont l'analyse morphoscopique des éléments quartzeux révèle un brassage fluvial assez prononcé (nombreux polis luisants), fournit aussi des disques épannelés en bordure marginale (fig. 4). Formes déterminées, comme les bifaces ci-dessus décrits, par l'utilisation du matériau autochtone.

Mais ceci n'est pas tout. On y découvrit également plusieurs pièces foliacées — maintenant réparties dans diverses collections — dont un exemplaire nous a été généreusement confié, pour étude, par le R. P. CHRÉTIEN de Pontoise. Objet trouvé par M. BECKER de Soissons et destiné aux séries du Musée de l'Homme (fig. 5). Cet instrument remarquable, de 18 cm de long sur une largeur maximum de 55 mm, n'a guère plus de 18 mm d'épaisseur à l'endroit où le cortex conservé présente une légère protubérance. Malgré les restes de pellicule hydratée de la plaquette originelle, on remarque un travail où les enlèvements d'esquilles subparallèles sont assez fréquents et préfigurent les procédés leptolithiques.

Dans l'ensemble, la technique employée est nettement plus évoluée que celle pratiquée en surface de la pointe luxembourgeoise. De plus, cette exécution a eu comme conséquence de donner une forme très élancée qui contraste des spécimens weinbergiens. Par son

rapport de l'intersection longueur-largeur 9 x 20 on y trouve un indice proche de certains exemples du Solutréen moyen classique.

Nous sommes évidemment loin de cette gamme solutréenne; mais, tant par ses affinités typologiques que par sa position stratigraphique — dans un interstade du remplissage de basse-terrasse — et par sa fraîcheur physique, nous considérons cet instrument (ainsi que ceux de même provenance) comme appartenant au dernier glacial; probablement à une phase postérieure à celle de Mauern. Evidemment, c'est une chose à revoir stratigraphiquement en détail, avec toute l'objectivité désirée, car ces indices sont indubitablement dignes d'intérêt.

La contrainte vraisemblable du matériau sur l'exécution humaine, dont nous avons à maintes reprises cité l'exemple¹⁾, trouve ici, comme dans l'outillage de la Klause (Bavière), un écho encore inédit. Mais, nous restons convaincu que, dans la vallée de l'Aisne, le niveau subcontinu de sable partiellement roulé par l'élément liquide — dans un cours à débit lent — appartient à une phase tardive du Würm = Weichsel, et que cette magnifique pointe foliacée se rapporte, par conséquent, à une époque plus proche du Paléolithique supérieur que la civilisation weinbergienne. Il faut évidemment exclure tous les documents palethniques diversement répartis dans les autres horizons de remplissage du chenal, éléments repris par solifluxion ou lixiviation à des formations plus anciennes.

Nous croyons indispensable de faire connaître les quelques renseignements précités afin qu'ils puissent contribuer à l'éclaircissement de divers problèmes non encore résolus. Et, il nous a semblé particulièrement favorable, grâce à l'amabilité du Professeur WOLDSTEDT, d'en donner une expression première au pays où les "Blattspitzen" ont, depuis longtemps déjà, suscité de précieuses investigations.

Bibliographie récente :

- BREUIL, H.: Le Solutréen. Définition. Historique. Classification. - Sous presse.
 BAUDET, J.-L.: Questions d'actualité. - "Revue Anthropologique", nouv. série, 1, pp. 113-123, Paris 1955. - - Façès et matériau. - Ibidem 3, pp. 178-192, 1957.
 BOTTET, B.: La grotte-abri de la Baume-Bonne à Quinson (B.-A.) - "Bull. Musée d'Anthropologie préhist. Monaco" 3, pp. 79-121, 1956.
 FREUND, G.: Die Blattspitzen des Paläolithikums in Europa. - Quartär-Bibliothek, Bd. 1, 349 pp., Bonn 1952.
 ZOTZ, L.: Das Paläolithikum in den Weinberghöhlen bei Mauern. - Quartär-Bibliothek, Bd. 2, 330 pp., Bonn 1955. - - Kösten, ein Werkplatz des Praesolutréen in Oberfranken. - Quartär-Bibliothek, Bd. 3, 145 pp., Bonn 1959.

Manusk. eingeg. 18. 8. 1960.

Anschrift des Verf.: J.-L. Baudet, Professeur à l'Ecole d'Anthropologie, Institut de Paléontologie Humaine, Paris XIII^e 1, rue René Panhard.

1) a - Société d'Ethnographie de Paris, Mai 1960, b - Revue Anthropologique, 1957.

Die Letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa

Von PAUL WOLDSTEDT, Bonn

Mit 8 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Die Letzte Eiszeit (Würm/Wisconsin) zeigt in Nordamerika und Europa im großen denselben Verlauf. Das machen neue Beobachtungen und C^{14} -Bestimmungen, besonders in den Randzonen der großen Inlandeisgebiete, wahrscheinlich. Auf einen älteren, in sich gegliederten Eisvorstoß zwischen etwa 70 und 50 000 J. v. h. folgte zunächst ein kräftiges Interstadial (Göttweig, Talbot) und darauf ein mittlerer Abschnitt von wechselndem klimatischem Charakter, d. h. mit wärmeren Zeiten (Intervallen und Interstadialen), aber auch mit kälteren, in denen Lößbildung stattfand. Dieser Abschnitt reichte vom Ende des Göttweiger Interstadials (d. h. von rund 43 000 bis etwa 25 000 J. v. h. In einem jüngeren Abschnitt fand ein erneuter, in sich wieder gegliederter Vorstoß statt, der fast überall zur Maximalausdehnung der Letzten Eiszeit führte und dann in Etappen zurückging. Er reichte von rund 25 000 bis rund 10 000 J. v. h. Um diese Zeit ging die entscheidende Erwärmung vor sich, die die Letzte Eiszeit abschloß (wenn auch größere Eisreste diese Erwärmung zunächst noch überdauerten). Die drei Abschnitte der Letzten Eiszeit werden am besten als Alt-, Mittel- und Jungwürm bzw. Alt-, Mittel- und Jungwisconsin bezeichnet.

Abstract. As new observations and C^{14} -determinations, especially in the surrounding of the big inlandices, show, the evolution of the Last Glaciation took place in the same manner in Europe as in North America. A first great ice advance (with minor oscillations) which lasted from about 70 000 to about 50 000 Years B. P., was followed first by a great interstadial (Göttweig, Talbot) and then by a middle part with a changing climatic character, viz. with warmer times („interstadials“) and colder ones (with formation of loess etc.). This part lasted from the end of the Göttweig-Interstadial (about 43 000) to about 25 000 Y.B.P. In the third part of the Last Glaciation a new great advance of the ice took place, which led to the maximum extension. Then the ice receded with some minor readvances. About 10 000 Y.B.P. the temperature rose strongly and brought the Last Glaciation to an end (though some big ice relicts still existed).

The three parts of the Last Glaciation should be named: Old, Middle and Young Würm (Old, Middle, Young or Lower, Middle, Upper Wisconsin).

Eine große Anzahl von Arbeiten sowohl des deutschen wie des amerikanischen Schrifttums der letzten Jahrzehnte befaßt sich mit dem Ablauf der Letzten Eiszeit in den beiden Kontinenten (Würm, Wisconsin). Dieser Teil des Eiszeitalters ist der einzige, für den es bisher gelungen ist, mit Hilfe der C^{14} -Methode absolute Zeitbestimmungen zu erhalten und auf diese Weise ein wesentlich exakteres Bild vom Ablauf der Letzten Eiszeit zu gewinnen. Es liegt nahe, die Ergebnisse, wie sie sich für Amerika herausgestellt haben, mit denen in Europa zu vergleichen.¹⁾

1. Das Letzte Interglazial (Eem, Sangamon)

Es ist bisher nicht möglich gewesen, die Letzte Interglazialzeit (Eem, Sangamon) oder wenigstens ihr Ende exakt durch C^{14} zu datieren. An der Gleichaltrigkeit des Eem- und Sangamon-Interglazials kann nicht gezweifelt werden (vgl. u. a. WOLDSTEDT 1960, S. 15). Während der Ablauf des Eem-Interglazials, vor allem seiner Vegetations-Entwicklung, in weiten Teilen Europas wohl bekannt ist, läßt sich in Amerika bisher nur wenig über die Vegetations-Abfolge im Sangamon aussagen.

¹⁾ Auf zwei größeren Reisen (1928 und 1959), die beide von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt wurden, war es mir möglich, die wichtigsten Gebiete Nordamerikas nicht nur im zentralen Vereisungsbereich, sondern auch in den Randgebieten im Osten, Süden und Westen des Kontinents kennen zu lernen. Ganz besonderen Dank schulde ich den zahlreichen amerikanischen Geologen, die mich in allen diesen Gebieten geführt haben. Es sind zuviele, als daß ich sie im einzelnen nennen könnte.

In Europa zeigt sich über weite Gebiete eine außerordentliche Gleichmäßigkeit in der Vegetationsentwicklung der Gemäßigten Zone. Wohl stellen sich gewisse gesetzmäßige Änderungen im Florenbild ein, wenn man von Westen nach Osten geht, so eine Zunahme der Linde und der Tanne, aber die Abfolge der Baum-Gemeinschaften bleibt eigentlich überall dieselbe, und es ist ohne weiteres möglich, ein Pollendiagramm von Westeuropa mit einem solchen aus Osteuropa zu vergleichen. Auch das nördliche Alpenvorland, aus dem bisher nur wenige Untersuchungen vorliegen — so die von Helga REICH (1953) über die Schieferkohlen von Großweil und Pfefferbühl — läßt sich ohne Schwierigkeit eingliedern.

Von einer solchen Übersicht sind wir in Nordamerika noch weit entfernt. Von Interglazialen, die wahrscheinlich in das Sangamon gehören, ist bisher nur das von Toronto pollenanalytisch untersucht worden (J. TERASMAE 1959). Hier konnte nur ein Teil des Interglazials erfaßt werden, die „Don-Schichten“, die in der Hauptsache eine warme Phase (Temperatur-Mittel vielleicht 2—3° C wärmer als jetzt) und dann den Übergang zu einer kühleren Phase zeigen. Charakteristische Gipfel oder Baumgemeinschaften für bestimmte Abschnitte lassen sich noch nicht feststellen, da Vergleichsuntersuchungen aus anderen Gebieten fehlen. Wie ich an anderer Stelle schon hervorhob (WOLDSTEDT 1960), sollte es möglich sein, andere Sangamon-Interglaziale zu finden, am ehesten in alten Endmoränengebieten der Illinoian-Vereisung, und weiter diese Interglaziale zu verknüpfen mit den marinen Bildungen der Cape-May- oder Pamlico-Schichten. Dann könnte man auch in Nordamerika einen wichtigen Ausgangspunkt für weitere stratigraphische Untersuchungen gewinnen.

2. Die Letzte Eiszeit in Nordamerika

a) Östliches Nordamerika

Über den „Don-Schichten“, die, wie wir sahen, mit großer Wahrscheinlichkeit in das Sangamon gehören, folgen, wie besonders A. P. COLEMAN (1933) nachwies, die „Scarborough-Schichten“. Sie wurden bisher meist in einen kühleren Abschnitt der Sangamon-Interglazialzeit gestellt. J. TERASMAE (1959) hebt auf Grund seiner pollenanalytischen Untersuchungen hervor, daß die Scarborough-Beds wahrscheinlich mit einem subarktischen Klima beginnen und auch enden, während der Hauptteil borealen Charakter zeigt (Temperaturen etwa 5—6° C niedriger als heute). So scheinen die Scarborough-Beds also von dem Sangamon-Interglazial durch einen ersten Kältevorstoß getrennt zu sein, d. h. also ein (erstes ?) Intervall²⁾ der Letzten Eiszeit zu bilden. TERASMAE parallelisiert die Scarborough-Schichten mit dem St. Pierre-Intervall in der Three Rivers-Gegend des St. Lorenz-Tieflandes (J. TERASMAE 1957). Für dieses Intervall wurde nach A. DREIMANIS (1959) in Groningen ein Alter von rund 65 000 C¹⁴-Jahren vor heute³⁾ ermittelt (Gro 1711 = 67 000 ± 1000, Gro 1766 = 64 000 ± 2000). Es entspricht damit dem Amersfoort-Intervall in Europa.

²⁾ G. LÜTTIG (1959) hat Vorschläge über die Begriffe „Interstadial“, „Interval“ usw. gemacht. Sie erscheinen theoretisch richtig, sind aber in der Praxis nicht immer leicht anzuwenden. Wenn im folgenden „Interstadial“ und „Intervall“ unterschieden werden, so soll damit nur zum Ausdruck gebracht werden, daß in dem einen Falle („Interstadial“) eine vermutlich etwas länger dauernde, bedeutendere Erwärmung (mit entsprechendem Rückgang des Eises), im anderen Falle („Intervall“) eine kürzere, weniger bedeutende gemeint ist. Die Unterscheidung ist meist nur gefühlsmäßig.

³⁾ Die Jahreszahlen werden von den Laboratorien meist als „Jahre vor heute“ (d. h. vor dem Bestimmungstermin) angegeben. So sind sie auch hier zitiert worden. Die Vorgeschichtler sind dagegen gewohnt, in „Jahren vor (oder nach) Christus“ zu rechnen. Man sollte sich möglichst bald über eine einzige Rechnungsweise (eventuell mit neuem Nullpunkt) einigen, da immer wieder Verwechslungen der beiden Zählarten vorkommen.

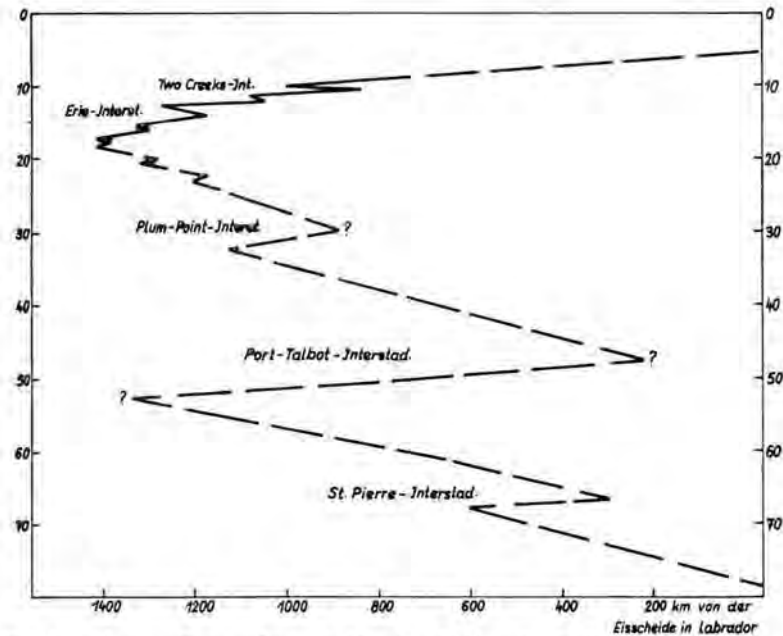


Abb. 1. Vereisungskurve (Letzte Eiszeit) für das Gebiet der östlichen Großen Seen und des St. Lorenz (nach A. DREIMANIS 1959). Die Zahlen rechts und links bedeuten (hier und auf den anderen Abb.) Jahrtausende vor der Gegenwart.

Das Eis rückte dann (vgl. Abb. 1) zu einem ersten Maximum vor.⁴⁾ Wo dieses Maximum erreicht wurde, ist noch umstritten. Nach DREIMANIS (1959) lag es jedenfalls südlich des Erie-Sees. Es folgte dann ein Rückzug („Talbot-Interstadial“), der zum mindesten das Erie-Becken freigab. Denn in diesem wurden Beckenbildungen abgesetzt. Die palynologische Untersuchung eines Mehlsandes mit einer Gytta zeigte, daß nach einer baumlosen Zeit *Pinus*, *Picea*, *Larix* und *Betula* einwanderten. Im Optimum waren *Pinus*-formen mit großen Pollenkörnern vorhanden, die jedoch bald wieder verschwanden. Dieses Optimum ist nach DREIMANIS mehr als 40 000 C¹⁴-Jahre alt. Der genannte Autor schätzt, daß das Ende des Talbot-Interstadials etwa bei 33—36 000 C¹⁴-Jahren v. h. liege. Der darauf folgende Eisvorstoß erfüllte wieder das Erie-Becken, ging aber wahrscheinlich nicht sehr weit darüber hinaus. Eine verhältnismäßig kurzfristige Erwärmung trieb den Gletscher wieder zurück, und *Larix*, *Picea* und wahrscheinlich auch *Pinus* wanderten für kurze Zeit ein. Es war das Plum-Point-Interstadial, das wahrscheinlich ein paar Jahrtausende dauerte und vielleicht um 25—28 000 Jahre v. h. endete (C¹⁴-Daten: L 185 B = 28 200 ± 1 500, W 177 = 27 500 ± 1 200, L 217 B = 24 000 ± 1 600).

Dann erst erfolgte nach DREIMANIS der endgültige Vorstoß zum Maximum des „klassischen“ Wisconsin, das bei rund 20—16 000 J. v. h. erreicht wurde. Der Vormarsch

⁴⁾ In Diskussionen über Vereisungs- und Klimakurven ist Kritik an der bisherigen sehr ungleichmäßigen Art der Kurvendarstellung geübt worden. Mal wird — bei horizontalen Kurven — die Gegenwart links, mal rechts angenommen. Bei senkrechter Anordnung nimmt mal die Ausdehnung des Eises (oder die Abnahme der Temperatur) nach links zu, mal nach rechts. Es dürfte grundsätzlich richtig sein, die Kurven ähnlich anzuordnen wie Profile oder Pollendiagramme, d. h. daß das Älteste unten, das Jüngste oben erscheint. Es entsteht dann die Frage, ob man bei einer Klimakurve die negativen Werte links, die positiven rechts darstellen will oder umgekehrt. Ich möchte der erstgenannten Möglichkeit den Vorzug geben, und so sind die Klimakurven dieses Aufsatzes konstruiert worden. Für die Vereisungskurven ergibt sich dann, um sie mit den Klimakurven vergleichbar zu machen, daß man die Eisausdehnung von rechts nach links wachsen läßt. So sind jedenfalls die Vereisungskurven dieses Aufsatzes angeordnet.

kann an zahlreichen Punkten im einzelnen festgelegt werden (vgl. u. a. R. F. FLINT 1957, S. 326; R. P. GOLDTHWAIT 1958). Dadurch daß eine zusammenhängende waldlose Tundrenzzone vor dem Eisrande nicht existierte, sondern das Eis bei seinem Vorrücken in Waldland vorstieß, wurden vielfach Baumstämme in die Grundmoräne aufgenommen (vgl. hierzu G. W. BURNS 1958). Sie gestatten meistens eine exakte C^{14} -Bestimmung. So sind wir über den Vormarsch und den Rückzug des „klassischen“ Wisconsin in Nordamerika besser orientiert als über den entsprechenden Abschnitt in Europa, wo vor dem Gletscher kein Waldland lag, sondern eine baumfreie Tundra.

Der Rückzug erfolgte ebenfalls in Schwankungen. Besonders bekannt ist das Two-Creeks-Intervall, das nach den C^{14} -Bestimmungen dem Alleröd-Intervall in Europa entspricht. Der darauf folgende Valders-Vorstöß muß dann den fennoskandischen Endmoränen („Salpausselkä-Phase“) entsprechen. Diese Gleichsetzung war zunächst etwas überraschend. Denn die Valders-Endmoränen liegen in Nordamerika noch durchaus im peripheren Bereich, während die Fennoskandischen Endmoränen bereits zum zentralen Vergletscherungsgebiet Europas gehören. Aber dieser Unterschied hängt offenbar mit der verschiedenen Größe der beiden Inlandeise zusammen. Das drei- bis viermal so große amerikanische Inlandeis reagierte im ganzen langsamer auf die spät- und postglaziale Erwärmung als das europäische (das grönländische und das antarktische haben die holozäne Erwärmung überlebt).

Während sich nach A. DREIMANIS (1959) im Gebiet des Erie-Sees zwischen den beiden Hauptvorstößen der Letzten Eiszeit zwei Interstadiale ausscheiden lassen, das längere Talbot-Interstadial und das kürzere Plum-Point-Interstadial, die durch einen kürzeren Eisvorstoß getrennt waren, verschmelzen die beiden Interstadiale im Randgebiet zu einem einzigen größeren, dem Sidney-Interstadial (vgl. hierzu u. a. FORSYTH & LA ROQUE 1956, J. FORSYTH 1958). Die Länge dieses Interstadials ist auf Grund der Verwitterungsschicht, die auf einem als Alt-Wisconsin angesehenen Geschiebemergel in Ohio entwickelt ist, auf etwa 16 000 Jahre geschätzt worden. Das bedeutet aber nicht, daß das eigentliche Interstadial so lange gedauert habe, sondern nur, daß dieses Gebiet in Ohio während etwa 16 000 Jahren (vielleicht sogar noch wesentlich länger) eisfrei war. Das eigentliche Interstadial bzw. die eigentlichen Interstadiale machten nur einen Teil dieser Zeit aus.

Für den von den amerikanischen Quartärgeologen angenommenen Alt-Wisconsin-Eisvorstoß liegen im übrigen eine ganze Reihe von C^{14} -Bestimmungen vor. Sie erscheinen aber fast alle in der Form: älter als so und so viele Jahre, da die Laboratorien in Nordamerika ältere Werte nicht bestimmen konnten. So sind sichere Schlüsse aus diesen Werten nicht zu ziehen.

Ein weiterer Versuch, die Gliederung des Wisconsin graphisch darzustellen, ist jüngst von J. C. FRYE & H. B. WILLMAN (1960) gemacht worden. Ihre Kurve wird in Abb. 2 wiedergegeben.

Auch hier werden zwei Hauptstadiale der Letzten Eiszeit unterschieden: ein älteres, hier als Altonian Substage bezeichnet, und ein jüngerer, das dem bisherigen „klassischen“ Wisconsin entspricht. Beide werden in dieser Darstellung durch das „Farmdalian Substage“ getrennt. Dieses soll von etwa 28 000 bis 22 000 Jahren v. h. gedauert haben.

Gegenüber der Darstellung von R. F. FLINT (1957, S. 326, die in Abb. 3 wiedergegeben wird) und der von A. DREIMANIS (1959) ergeben sich einige Unterschiede. Die Datierung des „Farmdale-Interstadials“ (wie wir diesen Abschnitt bezeichnen würden) geht in der Hauptsache auf Holz zurück, das in Profilen nahe dem klassischen Farm-Creek-Profil (M. M. LEIGHTON 1926) in entsprechender Position gefunden wurde. Die Werte sind: für eine Probe in den obersten 30 cm des Profils: $22\,900 \pm 900$ J. v. h. (W-68), für eine etwa 1 m tiefe Probe: $25\,100 \pm 800$ J. (W-69). Weitere Werte gehen bis $26\,100 \pm 600$ J.

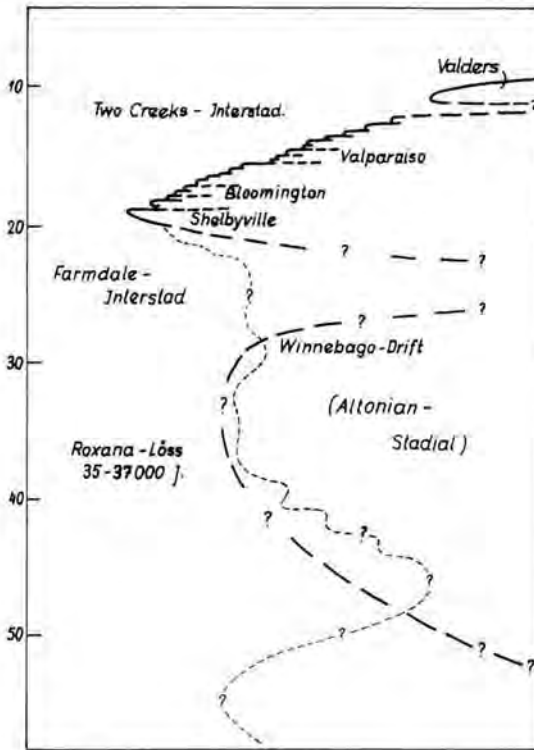


Abb. 2. Vereisungskurve (Letzte Eiszeit) für den Bereich des Michigan-Lobus (nach FRYE & WILLMAN 1960). Mit gestrichelter Linie ist (von mir) eine andere mögliche Variante angedeutet worden.

(W-381). Der „Farmdale silt and peat“ wurde also zwischen 23- und 26 000 J. v. h. gebildet. Darunter folgen 2—2½ m graubrauner Löss, der gelegentlich etwas humos und größtenteils entkalkt ist. Nur der tiefste halbe Meter zeigt noch Kalkgehalt. Darunter folgt die interglaziale Verwitterungsrinde des Illinoian-Geschiebemergels. Wie ich 1929 (S. 274) ausgeführt habe, muß der Löss, den LEIGHTON später Farmdale-Löss genannt hat, in einer früheren Phase der auf das Sangamon folgenden Kaltzeit gebildet sein; ich vermutete damals, der Iowan-Vereisung. Die Boden- bzw. Torfbildung auf diesem Löss ist aber wesentlich jünger; sie hat sich, wie schon gesagt wurde, in der Hauptsache zwischen

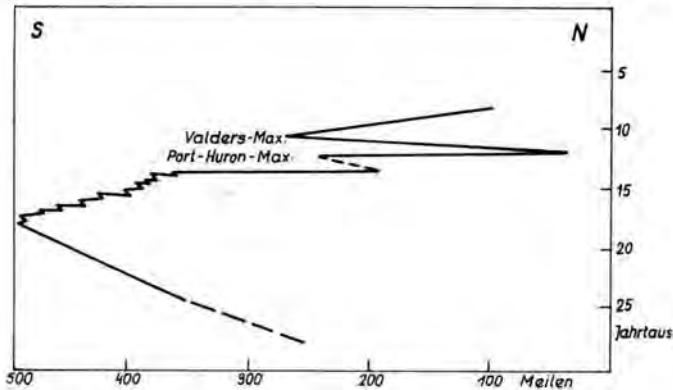


Abb. 3. Vereisungskurve des „klassischen“ Wisconsins für das Gebiet der Großen Seen (nach R. F. FLINT 1957).

23—26 000 Jahren v. h. gebildet, was zeitlich etwa dem europäischen „Paudorf“-Horizont entsprechen würde (für das allerdings die bisherigen C^{14} -Bestimmungen in Europa ein Alter von 25—28 000 J. v. h. angeben). Dann setzte neue Lößbildung ein, offenbar im Zusammenhang mit dem Vorrücken des „klassischen Wisconsins“.

Die Kurve des Vorrückens des „klassischen“ Wisconsins ist von FRYE & WILLMAN (Abb. 2) reichlich steil gezeichnet worden, wesentlich steiler als der Rückzug bis zum Two-Creeks-Intervall. Ein so rasches Vorrücken des Inlandeises ist nicht sehr wahrscheinlich. Man wird eher ein etwas langsames Vorrücken erwarten. Es ist überhaupt die Frage, ob während des Farmdale-Interstadials ein sehr weites Zurückgehen des Eisrandes anzunehmen ist. Auf Abb. 2 ist eine andere Interpretation angedeutet worden, die unter Berücksichtigung der sonstigen Ergebnisse möglich erscheint. Über das Alter des Lösses, auf dem sich der Farmdale-Boden und -Torf bildete, wissen wir mit Sicherheit nichts. Er könnte dem Mittleren Jüngeren Löß Europas entsprechen, könnte aber auch älter sein.

In der Tat wird von FRYE & WILLMAN (1960) ein mächtiges älteres Paket jüngerer Lösses in mehreren Profilen von Illinois angegeben. Es wird als „Roxana silt“ bezeichnet. C^{14} -Bestimmungen (auf Grund von Schneckenschalen) ergaben für Teile dieses Lösses $35\,200 \pm 1\,000$ J. (W-729) und $37\,000 \pm 1\,500$ J. (W-869) — Werte, die zu den neuen Altersbestimmungen von Oberfellabrunn (siehe unten) passen würden, ebenso auch zu der Kurve von A. DREIMANIS (Abb. 1).

b) Westliches Nordamerika

Altersbestimmungen sind auch in den nicht vereisten Gebieten vorgenommen worden, so vor allem im Great Basin. Ganz im Südwesten dieses abflußlosen Gebietes liegt der heute völlig ausgetrocknete Searles-Lake. Die durch eine Reihe von Bohrungen aufgeschlossene Schichtenfolge des Sees zeigt nach R. F. FLINT & W. A. GALE (1958) unterhalb von 67 m das sog. „Mixed layer“, das mindestens 200 m mächtig ist. Es repräsentiert wahrscheinlich eine Zeit, die klimatisch nicht allzu verschieden war von der gegenwärtigen. Es folgt der „Bottom Mud“, eine bis ca. 30 m mächtige Schicht von Ton, Silt und Salzen mit organischen Beimengungen. Sie repräsentiert eine feuchte Zeit (Pluvial), in der ein größerer See bestand, der seinerseits Zuflüsse erhielt und selber zum östlich gelegenen Panamint-Valley entwässerte. Nach Radiocarbon-Bestimmungen dauerte diese Zeit von $>46\,000$ J. v. h. bis $>32\,000$ J. v. h. Das Klima wurde wieder trockener, und Zu- und Abfluß des Sees hörten auf. Es wurde nun das 8—11 m mächtige Untere Salzlager abgesetzt, das eine trockene Zeit repräsentiert. Eine neue feinsandig-tonige Schicht („Parting-Mud“), 3—4 m mächtig, bezeichnet wieder eine feuchte Zeit, die nach Radiocarbon-Bestimmungen von $>23\,000$ bis etwa 10 000 J. v. h. dauerte. In der darauf folgenden trockenen Zeit wurde dann das obere Salzlager abgesetzt.

Vergleicht man diese Zeitbestimmungen mit den vorher besprochenen aus dem östlichen Nordamerika, so stimmt das Ende der Pluvialzeit im Westen ausgezeichnet überein mit dem Beginn der wärmeren Postglazialzeit im Osten. Auch der Anfang des letzten großen Eisvorstoßes im Osten stimmt einigermaßen mit den westlichen Zahlen überein, wenn man als Beginn des Vorstoßes das Ende des Farmdale-Interstadials ansieht. Geht man von den Kurven von FLINT und DREIMANIS aus, so müßte man den Beginn etwas früher ansetzen (28—30 000 J. v. h.).

Ähnliche Untersuchungen wie am Searles-See sind von BROECKER & ORR (1958) für die beiden großen Seen des Great Basin, den Lake Bonneville und den Lake Lakontan, ausgeführt worden. Die C^{14} -Bestimmungen beziehen sich hier auf Süßwasserkalke. Ihre Verlässlichkeit ist umstritten; doch soll der Fehler nach den genannten Autoren nicht mehr als 10% betragen. Beide Seen hatten nach diesen Untersuchungen einen Tiefstand, der von mindestens 34 000 J. v. h. an bestand. Es folgte (vgl. Abb. 4) ein Hochstand, der etwa von 25 000 bis 14 000 J. v. h. dauerte. Bei ungefähr 13 000 J. v. h. hatten die Seen einen

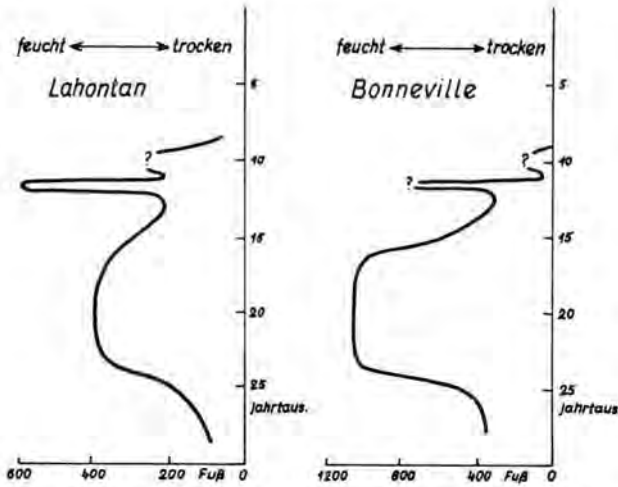


Abb. 4. Kurve der Wasserstände im Lahontan- und Bonneville-See während des „klassischen“ Wisconsin (nach BROECKER & ORR 1958).

verhältnismäßig tiefen Stand, dem beim Lahontan (und vielleicht auch beim Bonneville) ein plötzlicher steiler Anstieg folgte; das Maximum wurde bei 11 700 J.v.h. erreicht. Es folgte ein ebenso schnelles Absinken bis zu einem Minimum, das bei rund 11 000 J. v. h. lag. Ein letztes Maximum vor dem endgültigen Einschrumpfen hat möglicherweise gegen 10 000 J. v. h. bestanden.

Es liegt nahe, etwa folgende Parallelisierung durchzuführen:

Westl. Nordamerika	Östl. Nordamerika	Europa
Tiefstand älter als 25 000 J.v.h.	Plum-Point-(Farndale)- Interstadial	Paudorf-(+Arcy-?) Interstadial
Hochstand zwischen 25 000 u. 14 000 J.v.h.	Jung-Wisconsin („Classical. Wisc.“)	Hauptvorstoß v. Jung- würm
Tiefstand bei 13 000 J.v.h.	Erie-Intervall	Bölling-Intervall
Hochstand bei 11 700 J.v.h.	Port-Huron-Vorstoß	Ältere Dryaszeit
Tiefstand bei 11 000 J.v.h.	Two-Creeks-Intervall	Alleröd-Intervall
Hochstand bei 10 000 J.v.h.	Valders-Vorstoß	Jüngere Dryaszeit

Wenig Übereinstimmung herrscht bisher bei den Werten für die vorhergehenden Abschnitte. Während im Osten eine Interstadialzeit etwa zwischen 50 000 und 40 000 J.v.h. und eine kürzere zwischen rund 30 000 und 25 000 Jahren angenommen wird, soll im Westen eine wärmere und trockenere Zeit zwischen >32 000 und >23 000 J.v.h. vorhanden gewesen sein. Die davor liegende kalte Zeit („Alt-Wisconsin“) lag im Osten zwischen etwa 70 000 und etwa 50 000 J.v.h., im Westen zwischen >46 000 und >32 000 J.v.h. Es wird weiterer C¹⁴-Bestimmungen, besonders im Westen, bedürfen, bis man hier zur Klarheit kommt.

3. Die Letzte Eiszeit (Würm, Weichsel) in Europa

Nach den Untersuchungen von C. EMILIANI (1958, S. 271) an Tiefsee-Bohrkernen endete die Letzte Interglazialzeit (R/W, Eem) vor etwa 70—80 000 Jahren (Abb. 5). Wir haben dann eine Reihe von C¹⁴-Bestimmungen aus der älteren Würmzeit, die alle im Groninger C¹⁴-Laboratorium durch Hl. DE VRIES ausgeführt worden sind. Wenn auch die absoluten Werte dieser Bestimmungen wohl noch nicht über jeden Zweifel erhaben sind, so dürften sie doch größenordnungsmäßig richtig sein. Es erscheint möglich, danach den Verlauf der Letzten Eiszeit in Europa in großen Zügen zu rekonstruieren.

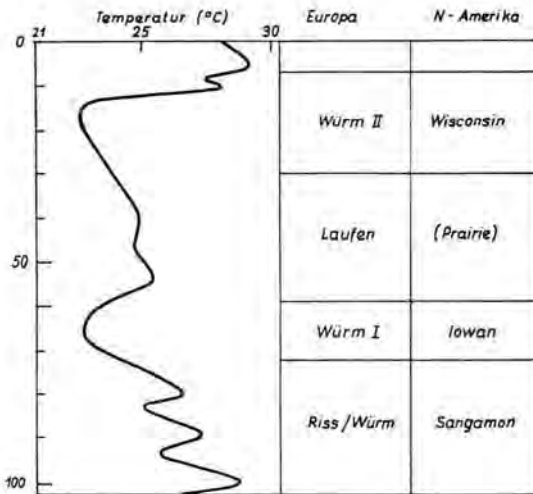


Abb. 5. Temperaturkurve für die letzten 100 000 Jahre, ermittelt an Tiefsee-Bohrkernen, und ihre Interpretation (nach C. EMILIANI 1958).

Ein ältester Wert ergibt sich für das im Hangenden der Eem-Schichten angetroffene Amersfoort-Intervall (nach dem Vorkommen Amersfoort XII), eine etwas wärmere Zeit nach einer ersten kühleren (Beginn von Würm). Es ist zu $64\,000 \pm 1\,100$ (Gro 1397) bestimmt (A. HARING u. a. 1958) und auch in Jütland (Rodebaek) festgestellt worden (vgl. Sv. Th. ANDERSEN u. a. 1960). Ihm entspricht wohl, wie schon gesagt wurde, das St. Pierre-Intervall in Nordamerika. Ein zweites Interstadial (Brörup) liegt bei etwa 59 000 J. (Gro 1470 = $59\,430 \pm 1\,000$, Gro 1729 = $58\,740 \pm 1\,000$; S. T. ANDERSEN u. a. 1960) und hat anscheinend mehrere Tausend Jahre gedauert. Es hat damit etwa dasselbe Alter wie die Pollenzone 11 (*Picea*-Dominanz) im Diagramm von Großweil-Ohlsdorf in Oberbayern (Helga REICH 1953). Auch in den Niederlanden ist es nachzuweisen. In dieselbe Zeit gehört vielleicht das Vorkommen von Chelford, Cheshire/England (etwas älter als 57 000 J.), während die bekannte Moustier-Station von Lebernstedt (südl. Braunschweig) auf $55\,000 \pm 1\,000$ J. (Gro 2083) datiert wurde. Sie gehört damit wahrscheinlich wieder in eine etwas kältere Zeit.

Ob das Interstadial von Loopsedt bei Schleswig, dessen Ende nach Hl. DE VRIES (1958) bei $50\,000 \pm 2\,000$ J. (Gro 1365) liegt, ein besonderes drittes Interstadial darstellt oder — was wahrscheinlicher ist — noch zum Brörup-Interstadial gehört, muß offen bleiben.

Über die Maximal-Ausdehnung dieses ersten Würm-Abschnittes („Altwürm“) in Europa wissen wir bisher nichts. Es scheint, daß sie überall hinter der Maximal-Ausdehnung des Jungwürms zurückgeblieben ist. Etwa um 50 000 J.v.h. begann das Eis wohl wieder zurückzugehen. Über diesen wie den dann folgenden mittleren Abschnitt der Letzten Eiszeit wissen wir bisher sehr wenig. ANDERSEN, DE VRIES & ZAGWIJN (1960) glauben in der langen Zeit zwischen etwa 55 000 und 14 000 J.v.h. überhaupt nur eine etwas wärmere Schwankung feststellen zu können (bei etwa 28—30 000 J.), die sie als möglicherweise gleichaltrig mit Paudorf ansehen. Die Dinge liegen jedoch offenbar viel komplizierter.

Dies zeigt auch eine Kurve, die Arlette LEROI-GOURHAN 1959 veröffentlicht hat (leider noch ohne Text) und die hier in etwas vereinfachter Form wiedergegeben wird (Abb. 6). Sie zeigt in dem uns hier interessierenden Abschnitt unterhalb von 29 000 J.v.h. zunächst ein kürzer dauerndes, aber ausgeprägtes Interstadial, das als Arcy-Interstadial bezeichnet wird. In sie werden die Aurignac-Vorkommen von Arcy-sur-Cure, aber auch

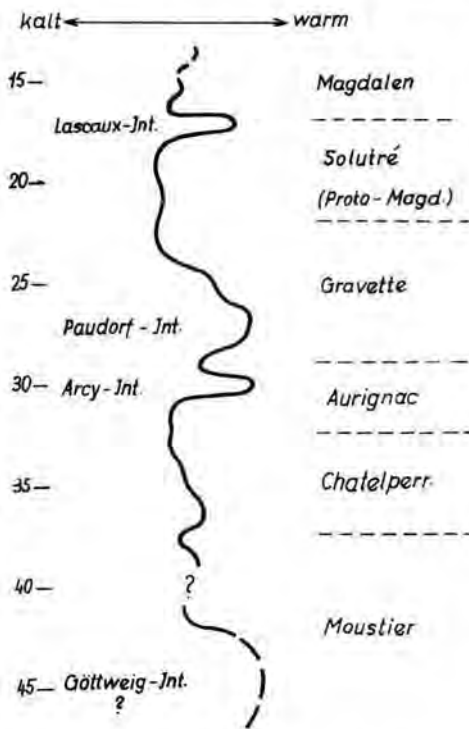


Abb. 6. Temperaturkurve für Frankreich während der Zeit von etwa 48 000—12 000 Jahren vor der Gegenwart (nach A. LEROI-GOURHAN 1959).

die von Istállóskő (Ungarn) und La Quina gestellt. Davor soll eine kalte Zeit von einigen Tausend Jahren liegen und davor wieder eine etwas wärmere, in die der Hauptteil des Châtelperrons gestellt wird. Das eigentliche Göttweiger Interstadial wird von A. LEROI-GOURHAN zwischen etwa 42 und 47 000 J.v.h. vermutet. Die Kurve basiert hauptsächlich auf zahlreichen Pollen-Untersuchungen, die die Verfasserin besonders in der Schichtenfolge von Arcy-sur-Cure, aber auch an anderen Stellen ausgeführt hat, und auf einer Reihe von C^{14} -Bestimmungen (vgl. für diesen Abschnitt und das Jungwürm auch H. L. MOVIUS 1960, H. GROSS 1958, 1959, 1960 sowie J. NARR 1959, 1960).

Wenn wir zu einer geologischen Beurteilung dieses Abschnittes der Letzten Eiszeit kommen wollen, müssen wir noch etwas weiter ausgreifen. Wie die Untersuchungen der letzten Jahrzehnte gezeigt haben, läßt der Würm-Löß, seit langem, besonders seit W. SOERGEL's grundlegenden Untersuchungen (1919), als „Jüngerer Löß“ bezeichnet, eine Gliederung in 3—4 Abschnitte erkennen. So unterscheidet F. BORDES (1954) im Seine-Becken oberhalb des „argile rouge“, der die Verwitterungszone des Eem-Interglazials darstellt, drei jüngere Löss, die durch fossile Böden getrennt sind. Die beiden unteren jüngeren Lössen enthalten Moustier-Kulturen, während sich im oberen Jungpaläolithikum (Périgord, Aurignac usw.) findet. In Mitteleuropa (vgl. u. a. E. SCHÖNHALS 1951, F. BRANDTNER 1954, 1956, PROŠEK & LOŽEK 1957, H. REMY 1960) ist ebenfalls eine Dreigliederung des jüngeren Lösses festgestellt worden. Doch deckt sich diese Gliederung nicht mit der in Frankreich aufgestellten. Der untere jüngere Löß in Mitteleuropa, der hier die (seltenen!) Moustier-Kulturen enthält, entspricht offenbar dem jüngeren Löß I und II des Seine-Beckens, und die jüngeren Löss II und III Mitteleuropas mit jungpaläolithischen Kulturen (Aurignac, Gravette usw.) sind die Äquivalente des (oftmals zweigeteilten) jüngeren Lösses III des Seine-Beckens (vgl. hierzu F. BORDES 1958). Es ergibt sich also, wie ich 1956 ausgeführt habe, folgende Gleichstellung:

Frankreich		Mitteleuropa	
III ^b	} Solutré z. T. Aurignac + Périgord	III	} Gravette Aurignac + Szeleta
III ^a		II	
II	} Moustier	I	Moustier
I			

Es scheint, daß auch der Jüngere Löß I von Mitteleuropa öfters zweigeteilt ist; zum mindesten trifft dies für das Niederrheingebiet zu, wie neuere, noch im Gange befindliche Untersuchungen gezeigt haben (vgl. u. a. H. REMY 1960). So ist also eine weitgehende Übereinstimmung zwischen Mittel- und Westeuropa vorhanden. Die einzelnen Stufen des jüngeren Lösses werden durch mehr oder weniger entwickelte Böden getrennt, die sich regional verfolgen lassen. Zwischen den mitteleuropäischen Jüngeren Lössen I und II ist eine Bodenbildung besonderer Art entwickelt, die F. BRANDTNER (1954, S. 73) als „Fellabrunner Bodenbildungskomplex“ bezeichnet hat. Der eigentliche interstadiale Boden wird durch eine Verlehmung bezeichnet, während darüber ein mehrfacher Wechsel von Löß- und Schwarzerdebildung vorhanden ist (vgl. Abb. 6 bei BRANDTNER 1954). Dieses Abwechseln von Löß und Schwarzerde bezeichnet den Übergang vom Interstadial zum II. Würmstadial. Offenbar fand hier ein rascher Wechsel zwischen etwas kälteren Löß- und etwas wärmeren Schwarzerde-Bildungszeiten statt, wie ich dies in meiner Kurve der Letzten Eiszeit (WOLDSTEDT 1958a, 1958b, S. 244) angedeutet habe (vgl. auch Abb. 8).

Für das eigentliche Interstadial, dessen Bodenbildung im unteren Teil des Profils Fellabrunn (Verlehmungszone) vorliegt, ist seit J. BAYER (1913) die Bezeichnung „Göttweiger Interstadial“ gebraucht worden. F. ZEUNER (1954) und H. GROSS (1956) haben sie wieder aufgenommen, und ich bin dieser Namensgebung gefolgt (1958b, S. 237), halte sie aber heute doch nicht für sehr glücklich. Denn gerade in Göttweig selber ist der sichere Nachweis nicht zu erbringen, daß der dort ausgebildete Boden wirklich in den Jüngeren Löß gehört. So hätte man vielleicht besser den von BRANDTNER vorgeschlagenen Namen: „Fellabrunner Bodenbildungskomplex“ anwenden sollen. Aber die Bezeichnung „Göttweiger Interstadial“ spielt seit langem in der Literatur eine Rolle, und so sei sie in dieser Arbeit weiter verwendet. H. GROSS (dieser Band S. 100) versteht neuerdings darunter den ganzen länger dauernden Komplex, der die Letzte Eiszeit in zwei Hauptabschnitte teilt.

Die entscheidenden Fragen sind nun die: wann war dieses Interstadial bzw. dieser „Interstadial-Komplex“? Und wie ist er klimatisch zu beurteilen? Leider ist in Mitteleuropa bisher ein ganz klares Bild noch nicht zu gewinnen.

Zunächst ist hier die C¹⁴-Bestimmung von Holzkohle aus der Hauptfundschrift der Höhlenbärenreste in der Salzofenhöhle (Elisabeth SCHMID 1958) zu besprechen. Sie hat ein Alter von 34 000 ± 3 000 J. (Gro-761) ergeben. Die Salzofenhöhle liegt in 2008 m ü.d.M. Nun sollte man sich auf eine solche einzelne C¹⁴-Bestimmung nicht allzu sehr verlassen. Man sollte sie vor allen Dingen so schnell wie möglich durch weitere Bestimmungen ergänzen. Aber wenn die Bestimmung nicht überhaupt völlig falsch ist und die Schicht möglicherweise in das R/W-Interglazial gehört, wird man soviel sagen können: zu irgend einer Zeit des mittleren Würms muß die Vergletscherung der Alpen soweit zurückgegangen sein, daß eine Begehung der Salzofenhöhle möglich war. Ob das dieselbe Zeit war, als die in 1 700 m Höhe in den Karawanken gelegene Potočka-Höhle mit ihrer Olschewa-Kultur (vgl. u. a. S. BRODAR 1938) begehbar war, ist nicht gesagt. Die Begehung der Potočka-Höhle könnte auch in dem von A. LEROI-GOURHAN angenommenen, späteren Arcy-Interstadial stattgefunden haben.

Wenn Höhlen in 2 000 und 1 700 m Höhe begehbar waren, so müssen wir auf jeden Fall mit einer kräftigen Erwärmung und einem starken Rückgang des Eises in den Alpen

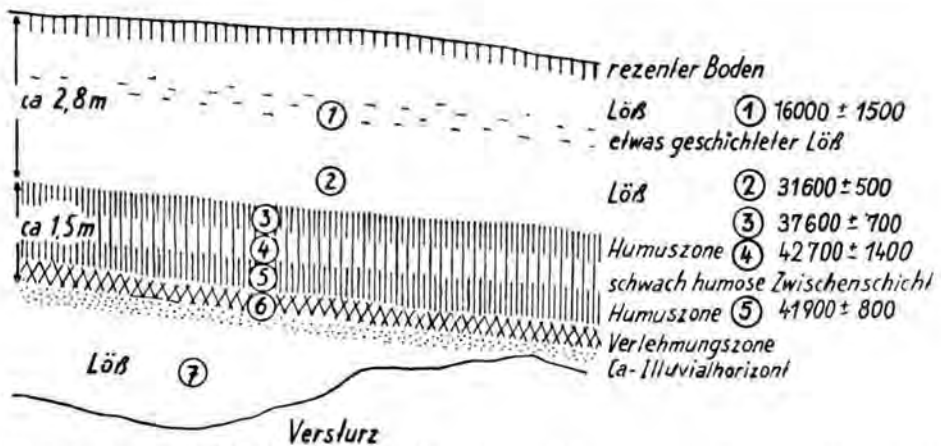


Abb. 7. Profil von Oberfellabrunn (Nieder-Österreich) nach FELGENHAUER, FINK & DE VRIES (1959) mit den für die Schichten 1—5 ermittelten C¹⁴-Alterszahlen (Jahre vor heute).

rechnen. Es entzieht sich aber jeglicher Schätzung, wie weit etwa das Nordische Inlandeis zurückgegangen war. —

Weiter sind die neuen C¹⁴-Bestimmungen zu erörtern, die für das Profil von Oberfellabrunn ausgeführt worden sind (FELGENHAUER, FINK & DE VRIES 1959). Der eigentliche Verlehmungshorizont, der mit dem Göttweiger parallelisiert wird, ist hier, wie schon oben auseinandergesetzt wurde, überlagert von mehreren Humuszonen, die mit der Verlehmung nichts zu tun haben, sondern jüngere Bodenbildungen darstellen. In Groningen ausgeführte C¹⁴-Bestimmungen lieferten die in Abb. 7 angegebenen Werte. Es erscheint etwas überraschend, daß zwischen den beiden im Löss genommenen Proben 1 und 2 ein Zeitraum von beinahe 16 000 Jahren (!) liegen soll. Das ist an sich wohl möglich, aber doch nicht gerade zu erwarten. In 6 000 Jahren Abstand folgt die Probe 3 in der oberen Humuszone, in weiteren 5 000 Jahren Probe 4 in der schwach humosen Zwischenschicht, während für die in der unteren Humuszone entnommene Probe 5 wieder ein etwas geringeres Alter als für 4 angegeben wird. Offenbar liegen hier noch Unsicherheiten in der Bestimmung vor, so daß einstweilen Vorsicht geboten ist. Sollte der Wert von rund 42 000 für die untere Humuszone richtig sein, so ergäbe sich für die darunterliegende Verlehmungszone, die ja im allgemeinen mit dem Göttweiger Interstadial gleichgesetzt wird, ein noch größeres Alter. Sie müßte dann etwa mit dem Torfband von Hörmating (45 000 J.) gleichaltrig sein. Das von Edith EBERS in diesem Band beschriebene Profil von Hörmating in Oberbayern wird im einzelnen von H. GROSS mit dem Profil von Oberfellabrunn verglichen (dieser Band, S. 99 bis 106).

Über die klimatische Entwicklung des Göttweiger Interstadials im engeren Sinne (Hörmatinger Interstadial) wissen wir bisher sehr wenig. Wenn es zutrifft, daß der „obere Torf“ von Cimoszkowicze bei Nowogrodek, den M. GAWŁOWSKA (1934) bearbeitet hat, in das Göttweiger Interstadial gehört, dann würde das Pollendiagramm (vgl. WOLDSTEDT 1958b, Abb. 45 auf S. 130) einen Anhalt für die Klimaentwicklung geben. Beherrschende Bäume sind *Pinus*, *Betula* und *Alnus*. *Picea*, Eichenmischwald und *Corylus* sind in geringen Prozenten vertreten. Wir müssen dabei bedenken, daß es sich hier um ein kontinentales, sommerwarmes Gebiet handelt. Im Westen werden wir mit Laubbäumen nur an besonders begünstigten Örtlichkeiten rechnen können. Es sollte versucht werden, von Cimoszkowicze so bald wie möglich eine C¹⁴-Bestimmung zu bekommen.

Auf das eigentliche Göttweiger (=Hörmatinger) Interstadial folgte der schon geschilderte rasche Wechsel zwischen Lößaufwehung und Schwarzerde-Bildung. Aber es

muß auch in der darauffolgenden Zeit des Mittelwürms noch zu weiterer Lößbildung gekommen sein, wie u. a. die neuen Bestimmungen von Oberfellabrunn zeigen.

Die Kulturschichten 4 und 5 der Station Willendorf II (FELGENHAUER, FINK & DE VRIES 1959, S. 37) haben ein Alter von etwa 32 000 J. ergeben (Schicht 4 mit Aurignac s. str.: Gro 1273 = $31\ 840 \pm 2\ 500$ J., Schicht 5: $32\ 000 \pm 3\ 000$ J.). Sie sollen nach FELGENHAUER kaltzeitlich sein und würden, wenn man die Kurve von A. LEROI-GOURHAN zugrunde legt, in die Zeit vor das Arcy-Interstadial gehören. Von einem solchen Arcy-Interstadial ist allerdings im Profil von Willendorf nichts zu sehen.

Immerhin müssen wir nach den Pollen-Untersuchungen von A. LEROI-GOURHAN mit dem Auftreten dieses Interstadials rechnen, das in seiner Zeitstellung etwa dem Plum-Point-Interstadial Nordamerikas entsprechen würde.

Es entsteht dann die Frage, ob man hierher vielleicht auch die Schieferkohlen im Glütschtal mit einem Alter von $29\ 000 \pm 1\ 500$ J. (OESCHGER u. a. 1959), ferner Torfe vom Karrestobel mit einem fast gleichen Alter (Gro 1260 = $29\ 000 \pm 500$, Gro 1277 = $28\ 840 \pm 300$) stellen könnte.

Bei ungefähr 25—28 000 J.v.h. liegt dann das bekannte Paudorfer Interstadial. Holzkohle aus Gravette-Schichten unmittelbar über dem fossilen Boden ergab für das Vorkommen von Pollau (Pavlov) in Mähren ein Alter von 25—26 000 Jahren (Gro 1272 = $26\ 400 \pm 230$ J.; Gro 1325 = $24\ 800 \pm 150$ J.), für ein entsprechendes Vorkommen von Unterwisternitz (Dolní Vestonice), Mähren, ein Alter von $25\ 600 \pm 170$ J. (Gro 1286). Das Ende der Paudorfer Schwankung mag also bei 25—26 000 J.v.h. gelegen haben, und dann begann der Vorstoß zur Maximalausdehnung der Würm-Vereisung.

In Norddeutschland wurde vom Eise wahrscheinlich erst die (später überfahrene) Stettiner, dann die Brandenburger und Frankfurter Eisrandlage erreicht. Wann dies der Fall war, wissen wir nicht genau, da C^{14} -Bestimmungen für diese Endmoränen fehlen. Für die Pommersche Endmoräne kann ein Mindestalter von etwa 16 000 Jahren v. h. (14 000 J.v.Chr.) angenommen werden (vgl. WOLDSTEDT 1958b, S. 151), für das Brandenburger vielleicht ein solches von 18 000 J.v.h. Wir kommen damit auf ganz ähnliche Zahlen, wie sie für das Maximum des Jung-Wisconsin in Nordamerika durch C^{14} -Bestimmungen festgelegt worden sind.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß auch die alpine Würm-Vereisung ihr Maximum in derselben Zeit erreichte. Die teilweise als „Würm I“, „Würm II“ und „Würm III“ bezeichneten Endmoränen gehören alle in das Jungwürm und liegen zeitlich offenbar ganz nahe zusammen.

Der Rückzug des Eises vom Maximum bis zur Postglazialzeit ist bekannt genug, so daß er hier nicht nochmals behandelt zu werden braucht.

In Abb. 8 habe ich versucht, auf Grund der hier gemachten Ausführungen eine neue Kurve zu zeichnen. Dabei ist außer meinen eigenen früheren Kurven (zuletzt 1958) auch die Kurve von H. GROSS (1958) mit verwendet worden. Auf Grund dieser sowie der andern in diesem Aufsatz behandelten Kurven ergibt sich eine Gliederung der Letzten Eiszeit in 3 Hauptabschnitte: einen älteren Hauptvorstoß, eine mittlere Zeit von wechselndem klimatischem Charakter und einen jüngeren Hauptvorstoß. Logischerweise wird man diese 3 Abschnitte der Würm-Eiszeit als Alt-, Mittel- und Jungwürm bezeichnen müssen. Die bisherigen Bezeichnungen Alt- (oder Früh-) und Hauptwürm (Ed. EBERS 1955, H. GROSS 1958) sind nicht befriedigend (denn „Alt“ und „Haupt“ sind kein logisches Begriffspaar). Aber auch die von mir verwendeten: Früh-, Mittel- und Spätwürm treffen nicht das Wesentliche. Ich war ausgegangen von dem seit Jahrzehnten in der Literatur verwendeten Begriff: „Spätglazial“ und wollte ihn durch „Spätwürm“ ersetzen. Daraus ergab sich dann die Ausscheidung eines „Früh-“ und „Mittel-Würms“, wobei das Mittelwürm die ganze Zeit vom Beginn des Göttweiger

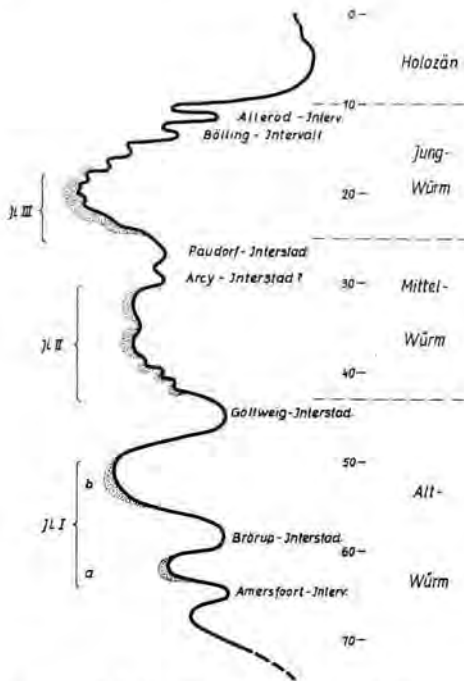


Abb. 8. Schematische Kurve, den Ablauf der Letzten Eiszeit in Mitteleuropa darstellend. Sie ist weder eine reine Temperatur- noch eine Eisrand-Kurve — für beides reichen die Beobachtungen noch nicht aus — sondern mehr ein Schaubild. Die feine Punktierung deutet die Hauptzeiten der Lössbildung an.

Interstadials bis über den Maximal-Vorstöß hinaus umfassen sollte. Aber die Grenzziehung vom Mittel- zum Spät-Würm ist unbefriedigend, und das Wesentliche der Würm-Eiszeit, die Gliederung in zwei Hauptvorstöße und eine längere dazwischenliegende Zeit, kommt nicht zum Ausdruck. So erscheint die Einteilung in Alt-, Mittel- und Jungwürm als besser, selbst auf die Gefahr hin, daß Jungwürm mit Spätwürm (im Sinne von „Spätglazial“) verwechselt wird.

Dabei ist die Grenzziehung zwischen den einzelnen Abschnitten noch kurz zu erörtern. Wenn man die Profile im Gelände sieht, etwa ein Lößprofil, so liegt es nahe, eine Grenze dort zu legen, wo über einem fossilen Boden ein neuer kaltzeitlicher Abschnitt beginnt. An dieser Stelle ist meist eine scharfe Grenze vorhanden, während die fossile Bodenbildung nach unten hin meist allmählich verläuft. Die Grenze: Letzte Interglazialzeit/Würm kann man überhaupt nur so ziehen, d. h. am Ende einer Warmzeit. Will man nun weiter im Würm die Grenzen entsprechend legen, so müßte die Grenze Alt/Mittel-Würm unmittelbar über der Göttweiger Verlehmung, die Grenze Mittel/Jung-Würm oberhalb der Paudorfer Verlehmung gezogen werden. (Die Folgerung, daß man dann die postglaziale Bodenbildung noch zum Jungwürm rechnen müßte, d. h. daß die Grenze Würm/Postglazial überhaupt verschwinden würde, kann man natürlich nicht ziehen; hier muß die Grenze am Ende einer Kaltzeit gezogen werden.)

Würde man innerhalb der Würm-Eiszeit die Grenzen jeweils an das Ende der einzelnen Kaltzeiten legen, so müßten sie vor Beginn des Göttweiger Interstadials, d. h. etwa bei 48 000 J.v.h., und vor Beginn des Arcy- und Paudorf-Interstadials, d. h. bei 31—32 000 gezogen werden. Das befriedigt aber nicht und hat den Nachteil, daß in einem Profil (z. B. im Löß) die Bodenbildung zu einem jüngeren Abschnitt, das Substrat, in dem sich der Boden gebildet hat, aber zu einem älteren gehört. So wird man also das Altwürm mit der Göttweiger Verlehmung (d. h. nach dem heutigen Stande der Kenntnisse bei rund 43 000 J.v.h.), das Mittelwürm mit der Paudorfer Verlehmung enden lassen. Daß diese

Abgrenzung in anderen Fällen wieder Schwierigkeiten mit sich bringt, ist sicher. Aber jede andere Abgrenzung bringt wieder neue Schwierigkeiten.

Die hier vorgeschlagene Abgrenzung würde auch einigermaßen den prähistorischen Gegebenheiten in Mitteleuropa gerecht werden, insofern als das Altwürm im wesentlichen mit dem Auftreten der Moustier-Kulturen, das Mittelwürm mit dem Aurignac (im weiteren Sinne, d. h. mit Châtelperron usw.), das Jungwürm mit dem Gravette (+Solutré) und Magdalen zusammenfallen würde.

4. Vergleich des Ablaufs der Letzten Eiszeit in Nordamerika und Europa

Wenn im einzelnen auch noch manche Frage offen bleibt, so ergibt sich doch eine weitgehende Gleichartigkeit des Ablaufes der Letzten Eiszeit in den beiden Kontinenten. Dieser Ablauf ist in einzelnen Phasen sogar erstaunlich gleichartig — man denke nur an die Gleichzeitigkeit des Alleröd- mit dem Two-Creeks-Intervall und des darauf folgenden Salpausselkä-Vorstößes mit dem Valders-Vorstoß. Wir dürfen danach annehmen, daß auch die anderen größeren Interstadiale und Vorstöße im Großen und Ganzen gleichzeitig waren, d. h. auf überregionale klimatische Schwankungen zurückgehen.

Tatsächlich zeigt sich, daß wir in beiden Kontinenten zwei große Eisvorstöße während der Letzten Eiszeit gehabt haben, einen älteren und einen jüngeren. Dabei ist in fast allen Gebieten der jüngere Vorstoß der weitergehende, der ältere der weniger weite. Das gilt für die nordeuropäische Vergletscherung anscheinend ohne jede Ausnahme, für das alpine Gebiet, soweit mir bekannt, ebenfalls. Auch in Nordamerika war im größten Teil Teil des Bereiches der jüngere Vorstoß offenbar der weiterreichende. Doch wird in Ohio eine etwa gleichweite Ausdehnung des früheren Vorstoßes angenommen. Auch das Iowa stellt möglicherweise eine frühere weitere Ausbreitung des älteren Vorstoßes in diesem besonderen Gebiet dar.

Die beiden Vorstöße waren getrennt durch einen mittleren Abschnitt von wechselndem klimatischem Charakter. Der von H. GROSS für diesen Abschnitt vorgeschlagene Name „Göttweiger Interstadialkomplex“ erscheint nicht ganz zutreffend. Denn es handelt sich offenbar um eine Zeit wechselnden Klimacharakters. Wärmere Zeiten, wie vor allem das eigentliche Göttweiger Interstadial (bei rund 45 000 J.v.h.), ferner das (noch fragliche) Arcy- und das Paudorfer Interstadial wechselten ab mit Zeiten der Lößbildung, die wir sowohl in Nordamerika (Roxana-Löß, 35—37 000 J.v.h.) wie in Europa (Löß von Fellabrunn bei 32 000, 42 500 J. usw.) hatten. Man kann diese m. E. nicht einfach als Lößbildungen in trockeneren Zeiten eines Interstadials auffassen, sondern muß in ihnen bis zum Beweise des Gegenteils normale kaltzeitliche Lössse sehen. Auch die Pollenanalysen von A. LEROI-GOURHAN (1959) weisen auf einen Wechsel kälterer und wärmerer Zeiten. So wird man diesen Abschnitt am besten einfach als *Mittelwürm* bzw. *Mittelwiscosin* bezeichnen. Im einzelnen dürfte das Port-Talbot-Interstadial dem Göttweiger Interstadial (im engeren Sinne), das Plum-Point- bzw. Farmdale-Interstadial dem Arcy- und Paudorfer Interstadial entsprechen.

Trifft dies zu, dann würde die Hauptfundschrift der Salzofenhöhle (mit 34 000 \pm 3 000 J.) gerade in eine kältere Zeit fallen. Die Bestimmung könnte entweder um rund 10 000 Jahre zu jung sein und die Fundschrift tatsächlich in das echte Göttweiger Interstadial gehören, oder aber die Bestimmung müßte etwas zu alt sein und die Fundschrift mit dem Arcy-Interstadial zusammenfallen. In dieses gehört, wie schon gesagt wurde, wahrscheinlich die Olschewa-Kultur der Potočka-Höhle.

Nehmen wir als sicher an, daß in Europa und im östlichen Nordamerika ein größeres Interstadial (Talbot, Göttweig) zwischen 50 und 40 000 J. gelegen hat, so ist, wie schon oben betont wurde, bisher keine befriedigende Übereinstimmung mit den Werten des westlichen Nordamerikas vorhanden. So bleibt im einzelnen natürlich noch sehr viel zu tun, bis wir eine sichere Parallelisierung zwischen Amerika und Europa und bis wir über-

haupt ein klares Bild über den Ablauf der Letzten Eiszeit haben. Exakte C^{14} -Bestimmungen in möglichst großer Zahl sind hier das dringendste Erfordernis.

5. Weitere Bemerkungen zur Gliederung der Würm-Kaltzeit

Mit der „Gliederung der Würmkaltzeit“ hat sich in einer besonderen Schrift neuerdings nochmals J. BÜDEL (1960) beschäftigt und ist dabei zu dem Ergebnis gekommen, seine Auffassung einer einheitlichen Würmkaltzeit, die er im Wesentlichen schon 1953 aufgestellt habe, sei die richtige und die von mir gegebenen Kurven, die ich allmählich verbessert und dem jeweiligen Stande der Wissenschaft anzugleichen versucht habe, seien nicht zutreffend.

BÜDEL gibt aus seiner früheren Arbeit nur die Abb. 2 nochmals wieder und betont, daß er diese im großen und ganzen aufrecht erhalte. In seiner früheren Arbeit gab er aber eine zweite Kurve (Abb. 4), an der ich 1954 (S. 45) etwas Kritik übte. Die „Letzte Warmzeit“, die er darin unterscheidet, liegt nach ihm zwischen der „Jungriß-Kaltzeit“ und der „Würm-Kaltzeit“, und sie sei durch eine *Elephas-primigenius*-Fauna charakterisiert. Das Moustérien habe während des Vorletzten Interglazials und der Jungriß-Kaltzeit, das Aurignacien und Magdalénien während der Würm-Kaltzeit bestanden.

BÜDEL kommt jetzt zu dem Ergebnis, sein damals angenommenes „Letztes Interglazial“ sei nun also die Eem-Zeit, und darauf folge seine einheitliche Würm-Kaltzeit. So einfach ist aber die Sache nicht. Denn das Moustérien, die Kultur des Neandertalers, beginnt, wie ich 1954 bereits betonte, in der zweiten Hälfte des Eem-Interglazials (das im übrigen durch *Elephas antiquus* charakterisiert ist) und geht bis etwa zur Mitte der Würm-Kaltzeit. Was BÜDEL in Abb. 4 als „Letztes Interglazial“ verzeichnet, das ist in etwa das große Würm-Interstadial, das sowohl in Nordamerika wie in Europa festgestellt worden ist (das aber natürlich in einer Klimakurve etwas anders aussehen muß, als auf BÜDELS Abb. 4 dargestellt ist).

Folgende Tatsachen müssen bei der Rekonstruktion einer Kurve der Letzten Vereisung berücksichtigt werden:

1. Das letzte echte Interglazial mit Meereshochstand („Monastir“) war das Eem-Interglazial (Sangamon-Interglazial in Nordamerika) mit seinem charakteristischen Pollendiagramm, das in Hunderten von Profilen in West-, Mittel- und Osteuropa nachgewiesen ist. Es bildete einen Leithorizont, der auch in den Alpen viel mehr als Basis weiterer Untersuchungen verwendet werden sollte, als dies bisher geschehen ist. Das Ende dieses Interglazials scheint etwa 70—80 000 Jahre zurück zu liegen.

2. A. PENCK wollte, wenn man seine Ausführungen sinngemäß liest, als Würm alles aufgefaßt wissen, was nach der letzten echten Interglazialzeit liegt. Das war die Interglazialzeit von Großweil-Ohlsdorf, Uznach usw., d. h. die Eem-Interglazialzeit. Wenn er später die zuerst von ihm innerhalb der Würm-Eiszeit angenommenen großen Schwankungen (Laufenschwankung, Achenschwankung) aufgegeben hat, so ändert das an dieser Grundauffassung nichts; auch nicht, wenn er in einzelnen Gebieten etwas als Würm bezeichnet hat, was Riß ist, oder als Riß, was Würm ist — PENCK konnte schließlich auch einmal irren.

3. Die Würm-Kaltzeit begann mit allmählich absteigenden Temperatur-Schwankungen, wie ich sie in meinen verschiedenen Kurven angedeutet habe.⁵⁾ Dies war schon durch die Untersuchungen von Helga REICH (1953) über die Schieferkohlen von Großweil-Ohlsdorf wahrscheinlich gemacht worden und ist inzwischen durch den Nachweis der

⁵⁾ In einem Punkte seiner Kritik hat J. BÜDEL zweifellos recht. Ich hätte die (dick ausgezogene) Kurve des Eisrandes nicht voll ausziehen, sondern unterbrechen müssen. Aber ich dachte, die Bezeichnung „schematische Kurve“ und der Zusatz, daß die „Lage des Eisrandes für den größten Teil der Kurve nur vermutet“ sei, genüge. Anscheinend ist das aber doch nicht genügend gewesen.

Interstadiale (bzw. Intervalle) von St. Pierre, Amersfoort, Brörup und Loopstedt bestätigt worden.

4. Überall, wo das sog. „Kalte Moustérien“ geologisch datiert werden kann, gehört es ohne jede Ausnahme in die Kaltzeit nach dem Eem-Interglazial. Soweit wir bisher C¹⁴-Bestimmungen haben (z. B. von Lebenstedt mit 55 000 J.v.h.), bestätigen sie diese Einstufung.

5. Der erste Abschnitt der Würm-Kaltzeit war in West- und Mitteleuropa nicht nur eine Fließerdezeit, wie BÜDEL annimmt, sondern auch eine echte Lößzeit. In Frankreich sind in dieser Zeit mindestens zwei echte Lössse abgelagert worden, die Moustier-Kulturen enthalten (vgl. u. a. F. BORDES 1954). Sie liegen einwandfrei über dem interglazialen Boden der Letzten Warmzeit („argile“ oder „limon“ rouge). Dasselbe gilt, wie z. Zt. laufende Untersuchungen zeigen, für das Niederrheingebiet, wo diese Löß-Horizonte auf der den R/W-interglazialen Boden tragenden Unteren Mittelterrasse (Riß) entwickelt sind. Der Ablauf: Fließerde — Lößzeit gilt, wie ich in meiner 1956 gegebenen Kurve angedeutet habe, für jede einzelne Phase, nicht für die Würmzeit als Ganzes (wenn auch die Lößbildung in ihrem Umfang vielleicht zugenommen hat).

6. Sowohl in Nordamerika wie in Europa folgte auf den ersten Würm-Abschnitt eine längere Zeit von wechselndem klimatischem Charakter mit wahrscheinlich mehreren Schwankungen, die im einzelnen noch genauer zu untersuchen sind. Wie will man ohne eine länger dauernde Erwärmung die Begehung der Salzofenhöhle in 2000 m Höhe oder die Besiedelung der Potočkahöhle im Olschewien vor wahrscheinlich mehr als 30 000 Jahren sonst erklären?

7. Der zweite große Vorstoß des Würm-Eises begann in Europa wie in Nordamerika etwa um 25 000 J.v.h. und führte bis zur Maximalausdehnung. Diese ist nicht synchron, sondern „metachron“ und liegt in den verschiedenen Gebieten Nordeuropas und Nordamerikas zwischen 20 000 und 16 000 J.v.h.

Um rund 10 000 J.v.h. setzte die entscheidende Klimabesserung ein, die das Holozän einleitete. Hier handelt es sich um ein weltweites Ereignis, das am ehesten geeignet ist, die Grundlage für die Grenze Pleistozän/Holozän zu liefern.

Zum Schluß sei nochmals betont, daß auch die jetzt gegebene Darstellung vom Ablaufe der Letzten Eiszeit noch höchst hypothetisch und wenig befriedigend ist. Sie kann nur versuchen, den heutigen Stand der Kenntnisse wiederzugeben, der nicht nur sehr lückenhaft, sondern z. T. in sich geradezu widersprüchlich ist. Aber erst bei einem Versuch, das Fazit aus den bisherigen Feststellungen zu ziehen, zeigen sich die Lücken und Widersprüche. Hier haben neue Untersuchungen und neue C¹⁴-Bestimmungen einzusetzen.

Schriften-Nachweis

- ANDERSEN, Sv. Th., DE VRIES, Hl. & ZAGWIJN, W. H.: Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. - *Geol. en Mijnbouw* 39 (n. s. 22), S. 38-42, 1960.
- BAYER, Josef: Der Mensch im Eiszeitalter. - Wien 1917.
- BORDES, Fr.: Les limons quaternaires du Bassin de la Seine. - *Arch. Inst. Paléont. Humaine, Mém.* 26, Paris 1954.
- BRANDTNER, Fr.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. - *Eisz. u. Geg.* 4/5, S. 49-82, Öhringen 1954. - - Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. - *Ebdort* 7, S. 127-175, 1956.
- BRODAR, S.: Das Paläolithikum in Jugoslawien. - *Quartär* 1, S. 140-172, Berlin 1938.
- BROECKER, W. S. & ORR, Ph. C.: Radiocarbon chronology of Lake Lahontan and Lake Bonneville. - *Bull. geol. Soc. Amer.* 69, S. 1009-1032, 1958.
- BÜDEL, Julius: Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. - *Erdkunde* 7, S. 249-266, Bonn 1953. - - Die Gliederung der Würmkaltzeit. - *Würzburger geogr. Arb., Heft* 8, 45 S., Würzburg 1960.

- BURNS, G. W.: Wisconsin age forests in western Ohio II. Vegetation and burial conditions. - Ohio J. Sci. 58, S. 220-230, Columbus 1958.
- COLEMAN, A. P.: The Pleistocene of the Toronto Region. - Ontario Departm. of Mines, Ann. Rep. 41, Pt. VII, 69 S., Toronto 1933.
- DREIMANIS, A.: Proposed local stratigraphy of the Wisconsin glacial stage in the area south of London, Southwestern Ontario. - Contrib. Departm. Geology, Univ. West. Ontario, Nr. 25, S. 24-30, London / Canada 1959.
- EBERS, Edith: Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. - Eisz. u. Geg. 6, S. 96-109, 1955. - - Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadial-Profil von Hörmating/Obb. - Dieser Band, S. 64-76, 1960.
- EMILIANI, C.: Paleotemperature analysis of core 280 and Pleistocene correlations. - Journ. Geol. 66, S. 264-275, Chicago 1958.
- FELGENHAUER, F., FINK, J. & DE VRIES, H.: Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. I. Oberfellabrunn. - Archaeologia Austriaca 25, S. 35-73, Wien 1959.
- FLINT, R. F.: Glacial and Pleistocene Geology. - 553 S., New York 1957.
- FLINT, R. F. & GALE, W. A.: Stratigraphy and radiocarbon dates at Searles Lake, California. - Amer. J. Sci. 256, S. 689-714, New Haven 1958.
- FLINT, R. F. & RUBIN, M.: Radiocarbon dates of Pre-Mankato events in Eastern and Central North America. - Science 121, S. 649-658, 1955.
- FORSYTH, Jane L.: New exposure of the buried „Sidney-type“ soil along upper Bush Creek, Ohio. - Bull. geol. Soc. Amer. 69, S. 1565, 1958.
- FORSYTH, Jane & LA ROQUE, A.: Age of the buried soil at Sidney, Ohio. - Bull. geol. Soc. Amer. 67, S. 1696, 1956.
- FRYE, J. C. & WILLMAN, H. B.: Classification of the Wisconsinan stage in the Lake Michigan Glacial Lobe. - Illinois State Geol. Survey, Circular 285, 16 S., Urbana/Ill. 1960.
- GAWLOWSKA, Marja: Contribution to the knowledge of the fossil flora of Cimoszkowicze (poln., engl.). - Ann. Soc. géol. Pologne 10, S. 1-29, Krakau 1934.
- GOLDTHWAIT, R. P.: Wisconsin age forests in western Ohio I. Age and glacial events. - Ohio Journ. Sci. 58, S. 209-216, Columbus 1958. - - Scenes in Ohio during the last ice age. - Ebendort 59, S. 193-216, Columbus 1959.
- GROSS, H.: Das Götweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. - Dieses Jahrb. 7, S. 87-101, 1956. - - Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴-Messungen und paläontologischen Untersuchungen usw. - Dieses Jahrb. 9, S. 155-187, 1958.
- HARING, A., DE VRIES, A. E. & DE VRIES, H.: Radiocarbon Dating up to 70 000 Years by Isotopic Enrichment. - Science 128, S. 472/473, 1958.
- LEIGHTON, M. M.: A notable type Pleistocene section - the Farm Creek exposure near Peoria, Illinois. - Journ. Geol. 34, S. 167-174, Chicago 1926. - - The classification of the Wisconsin Glacial Stage of the Central Region of the United States. - Journ. Geol. 68, Chicago 1960 (im Druck).
- LEROI-GOURHAN, Arlette: Communication au Congrès de la Société Préhistorique Française, Monaco, Août 1959 (Temperatur- und Feuchtigkeitskurven für die letzten 50 000 Jahre).
- LÜTTIG, Gerd: Eiszeit - Stadium - Phase - Staffel. - Geol. Jb. 76, S. 235-260, Hannover 1959.
- MOVIUS, H. L., Jr.: Radiocarbon Dates and Upper Palaeolithic Archaeology. - Current Anthrop., 1, S. 355-391, Chicago 1960.
- NARR, K. J.: C¹⁴-Daten und die Gliederung des Jungpleistozäns. - Forsch. u. Fortschr. 33, S. 147 bis 151, Berlin 1959. - - Nochmals: C¹⁴-Daten und die Gliederung des Jungpleistozäns. - Ebendort 34, S. 90/91, 1960.
- OESCHGER, H., SCHWARZ, U., GFELLER, Chr.: Bern Radiocarbon Dates I. - Amer. J. Sci., Radiocarbon Supplement 1, S. 133-143, New Haven 1959.
- PROŠEK, Fr. & LOŽEK, V.: Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. - Dieses Jahrb. 8, S. 37-90, 1957.
- REICH, Helga: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbühl im Bayerischen Alpenvorland. - Flora 140, S. 386-443, Jena 1953.
- REMY, Horst: Der Löss am unteren Mittel- und Niederrhein. - Dieses Jahrb. 11, 1960.
- SCHÖNHALS, E.: Über fossile Böden im nichtverreisten Gebiet. - Dieses Jahrb. 1, S. 109-130, 1951.
- SOERGEL, W.: Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. - 177 S., Jena (G. Fischer) 1919.
- SCHMID, Elisabeth: Von den Sedimenten der Salzofenhöhle. - Sher. österr. Akad. Wiss., math. nat. Kl. I, 166, S. 43-55, Wien 1957.
- TERASMAE, J.: Non-glacial Deposits in the St. Lawrence Lowlands, Quebec. - Geol. Survey Canada, Bull. 46, S. 13-28, Ottawa 1958. - - A Palynological Study of Pleistocene Interglacial Beds at Toronto, Ontario. - Geol. Survey Canada, Bull. 56, S. 23-40, Ottawa 1960.

- DE VRIES, Hl.: Radiocarbon Dates for upper Eem and Würm-interstadial samples. - Dieses Jahrb. 9, S. 10-17, 1958. - - Radiocarbon dating of the fossile soils at Ober Fellabrunn. - Proc. kon. ned. Akad. Wet. Amsterdam (B) 62, S. 84-91, 1959.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, 1. Aufl., Stuttgart 1929 (2. Aufl. 1954). - - Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - Dieses Jahrb. 4/5, S. 34-48, 1954. - - Über die Gliederung der Würm-Eiszeit und die Stellung der Lössе in ihr. - Dieses Jahrb. 7, S. 78-86, 1956. - - Eine neue Kurve der Würm-Eiszeit. - Dieses Jahrb. 9, S. 151-154, 1958 (1958a). - - Das Eiszeitalter, 2. Aufl., Bd. II, 438 S., Stuttgart 1958 (1958b). - - Alte Strandlinien des Pleistozäns in Nordamerika und Europa. - Dieser Band, S. 12-19, 1960.
- GROSS, H.: Nocheinmal: Riß oder Würm? - Dieses Jb. 10, S. 65-76, 1959. - - Die Bedeutung des Göttweiger Interstadials im Ablauf der Würm-Eiszeit. - Dieser Band, S. 99-106, 1960.

Manusk. eingeg. 22. 8. 1960.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Paul Woldstedt, Bonn a. Rh., Argelanderstraße 118.

Nachtrag während des Druckes. In Abb. 8 (S. 160) habe ich den Jüngerer Löß in die Stufen JL I, JL II und JL III gegliedert. Das steht im Widerspruch zu der früher (1956) von mir vorgeschlagenen Einteilung in JL I, JL IIa und JL IIb. Diese Einteilung lehnte sich an die frühere SOERGELSche an. Ich habe mich aber davon überzeugt, sowohl auf Grund neuerer, z. Zt. noch im Gange befindlicher Untersuchungen wie auch mündlicher Mitteilungen von E. SCHÖNHALS, daß die Einteilung in drei Stufen die bessere ist.

Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht

VON KARLHEINZ KAISER UND RUDOLF SCHÜTRUMPF, Köln

Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen im Text

Zusammenfassung. Vom Wasserwerk Bensberg östlich Köln und einer Kiesgrube bei Efferen westlich Köln werden aus einer Tiefe von 16-18,20 m unter der Oberfläche der Unteren Mittelterrasse des Rheines (ca. 58 m über NN.) fossilführende Ton- und Feinsandschichten mit humosen Einschaltungen beschrieben, die eine stratigraphische Trennung hangender von liegenden Sand-Kies-Folgen ermöglichen. Sedimentpetrographische Untersuchungen erweisen eine Zuordnung der Liegendserien zur spätmindeleiszeitlichen Mittleren Mittelterrasse des Rheines, deren Verbreitung im Niederrheingebiet somit nicht nur auf wenig breite Rinnen („Rinnenschotter“) beschränkt ist, sondern wie im Mittelrheintal auf der ganzen Talbreite, hier jedoch begraben von den Ablagerungen der Unteren Mittelterrasse, entwickelt sein dürfte. Die palynologische Untersuchung der humosen Einschaltungen in den Ton- und Feinsandschichten am Wasserwerk Bensberg vermittelt eine Florengemeinschaft, die auf Grund hoher *Abies-Alnus-Picea*-Werte auf ein spät-interglaziales Alter hindeutet und nach den stratigraphischen Gegebenheiten nur den mindel/riß-interglazialen Krefelder Schichten zugeordnet werden können.

Die durchgeführten Untersuchungen veranlassen außerdem eine kritische Überprüfung der derzeit vorliegenden Gliederungsversuche mittel- und jungpleistozäner Schichtenfolgen in der Niederrheinischen Bucht. Die Kempener und Neuerker Schichten müssen mit größter Wahrscheinlichkeit, vor allem nach den stratigraphischen Gegebenheiten und den faunistischen Befunden, von den Krefelder Schichten getrennt und dem Gerdau-Interstadial zugeordnet werden, wobei erstere einem späten und letztere einem mittleren Abschnitt dieses Drenthe/Warthe-Interstadials zugehören dürften. Die klimazeitliche Einordnung aller entsprechenden Schichtenfolgen der Niederrheinischen Bucht wird in einer Tabelle darzulegen versucht.

Summary. From the waterworks of Bensberg east of Cologne and a gravel-pit near Efferen west of Cologne, there have been described layers of clay and fine-sand, containing fossils with humus layers from a depth of about 16 to 18,20 meters below the surface of the Lower Middle-Terrace of the Rhine (i.e.: about 58 m above sea-level). These sediments enable us to separate stratigraphically in the sand-gravel-sequences the overlying from the underlying stratum one. Heavy mineral analysis shows, that the underlying series belongs to the Middle Middle-Terrace of the Rhine (of Late-Mindel-age). The distribution of this terrace within the Lower-Rhine-Basin thus cannot be limited only to some narrow channels („Channel-Gravel“), but is supposed to be developed over the whole breadth of the valley, like in the Middle-Rhine-Valley, yet here buried under sediments of the Lower Middle-Terrace. The palynologic investigation of the humus layers within the clay and finesand-layers of the waterworks of Bensberg shows a flora indicating a late-interglacial age by their high percentage of *Abies-Alnus-Picea*-values. According to the stratigraphical findings they can only be attached to the Mindel/Riß-interglacial Krefeld-Beds.

The investigations carried out led to a critical examination of the existing attempts of differentiating the Middle-Pleistocene beds in the Lower-Rhine Basin. The Kempener and Neuerker Beds have to be separated from the Krefeld Beds, according to both the stratigraphic and the floristic and faunistic findings, and must be attached to the Gerdau-Interstadial, the first one probably belonging to a late and the latter (much more probably) to a middle part of this Drenthe/Warthe-Interstadial. The authors try to give a climatic-chronologic table of all Middle Pleistocene beds in the Lower-Rhine-Basin.

Résumé. De l'ouvrage hydraulique de Bensberg à l'est de Cologne et d'une couche près d'Efferen à l'ouest de Cologne, les auteurs décrivent des couches d'argile et de sable très fin contenant des poches humeuses, qui permettent une séparation stratigraphique des lits inférieurs et supérieurs dans cette séquence de sable et de gravier. La profondeur était 16-18,20 m sous la surface de la Terrasse-Moyenne Inférieure du Rhin (près de 58 m au delà du niveau de la mer). Des investigations pétrologiques prouvent une connexion des séries inférieures à la Terrasse-Moyenne Intermédiaire du Rhin (Mindel-glaciaire tardif). Ainsi leur distribution ne se limite pas seulement à un canal peu large („Rinnenschotter“), mais comme dans la vallée du Moyen Rhinelle, est développée à travers tout le talweg, cependant ici enterrée sous les sédiments de la Terrasse-Moyenne Inférieure. Les investigations palynologiques des poches humeuses dans les séries d'argile et de sable très fin ont montré une association des flores indiquant un âge inter-

glacial tardif par suite des hautes valeurs de *Abies-Alnus-Picea*. Selon les évidences on les adjoint seulement aux Séries de Krefeld (Interglacial Mindel/Riß).

Les investigations exécutées firent désirable une réexamination de essais actuels qui divisent les séries du Pleistocène Moyen dans le Bassin du Rhin-Inférieur. Selon les faits floristiques et faunistiques, les Lits de Kempen et Neuwerk sont séparés des Lits de Krefeld et adjoints l'Interstadial de Gerdau, les premiers appartenants probablement à une période plus récente et les derniers à la période moyenne de cet Interstadial (Drenthe/Wärthe). Par un tableau, les auteurs tentent une classification climato-chronologique de toutes les séries du Pleistocène Moyen au Bassin du Rhin-Inférieur.

A. Einleitung

Auf dem Gelände der Wasserwerke Bensberg östlich Köln wurde vor etlichen Jahren im Bereich der Unteren Mittelterrasse (ca. 58 m über NN.) nördlich der Bruchbachienerung zwischen Brück und Benningsfeld 3 Brunnen angelegt. Dabei ist gleichfalls mit zuvor hier ausgeführten Bohrungen ein Profil der Unteren Mittelterrasse erschlossen worden, das in einer Tiefe von 16—18 m fossilführende Ton- und Feinsandschichten mit humosen Einschaltungen anzeigte und somit eine stratigraphische Trennung hangender von liegenden Sand-Kies-Folgen ermöglichte (Abb. 1).

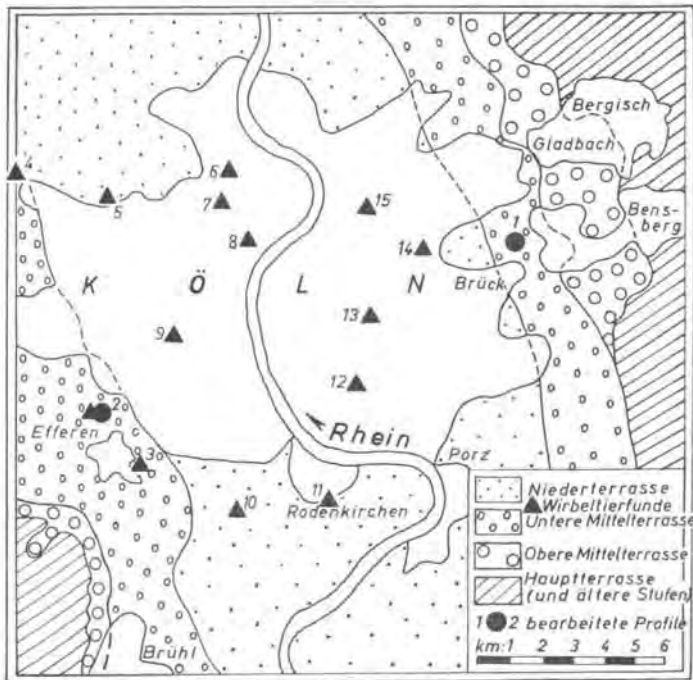


Abb. 1: Fossilfundpunkte in mittel- und jungpleistozänen Ablagerungen der Kölner Bucht

- 1: Mindel/Riß-Interglazial am Wasserwerk Bensberg (Untere Mittelterrasse).
- 2: Kiesgrube bei Efferen (Untere Mittelterrasse): Molare von *Elephas (Mammuthus) primigenius* (BLUM.) aus der Unteren Mittelterrasse. - Elefantens Stoßzahn aus der Mittleren Mittelterrasse (19 m unter der Geländeoberfläche).
- 3: Kiesgrube HAMBACH-TÖNNES in Efferen (Untere Mittelterrasse): Tibia von *Bos sp.* und Zähne von (wahrscheinlich) *Sus scrofa* LINN. aus der Unteren Mittelterrasse.
- 4: Kiesgrube der Kölner Mörtelwerke am Neuenhof bei Köln-Bocklemünd (Untere Mittelterrasse): Molare und Stoßzähne von *Elephas (Mammuthus) primigenius* (BLUM.) aus der Unteren Mittelterrasse.
- 5: Kiesgrube der Terra-Werke an der Flughafenstraße in Köln-Ossendorf (Niederterrasse): Molare von *Elephas (Mammuthus) primigenius* (BLUM.) aus der Älteren Niederterrasse.

- 6: Kiesgrube Gebr. SCHORN am Ginsterpfad in Köln-Weidenpesch (Niederterrasse): Molare, Stoßzahn und Tibia von *Elephas (Mammuthus) primigenius* (BLUM.) aus der Älteren Niederterrasse.
- 7: Kiesgrube HOCKFAHRT in Köln-Mauenheim (Niederterrasse): Tibia von *Elephas (Mammuthus) primigenius* (BLUM.) aus der Älteren Niederterrasse.
- 8: Kiesgrube Gebr. RITZ am Bilderstöckchen in Köln-Nippes (Niederterrasse): Linker Unterkiefer mit Molar eines jugendlichen Exemplares und zahlreiche Molare von *Elephas (Mammuthus) primigenius* (BLUM.), rechter Metatarsus von *Coelodonta antiquitatis* (BLUM.) und Knochenfragmente (wahrscheinlich von einem Geweihträger) aus der Älteren Niederterrasse.
- 9: Baugrube des Wiso-Fakultät-Gebäudes an der Universität in Köln-Lindenthal (Niederterrasse): Oberkieferbruchstück mit 2 Molaren von *Bos primigenius* BOJ., Knochenfragment (wahrscheinlich) von *Equus sp.* und Halswirbelsäule von *Balaena mysticetus* L. aus den Basalschichten der bimssteinführenden Jüngeren Niederterrasse (vgl. U. JUX & K.A. ROSENBAUER 1959).
- 10: Kiesgrube TEHLEN in Rondorf bei Köln (Niederterrasse): Molare und ein Stoßzahn von *Elephas (Mammuthus) primigenius* (BLUM.) aus der Älteren Niederterrasse.
- 11: Kanalbau-Aufschluß an der Sürther Straße in Köln-Rodenkirchen (Niederterrasse): Elefantenstoßzahn aus der Älteren Niederterrasse.
- 12: Kiesgrube NOWIS & OTTEN nahe der Autobahn an der Siegburger Straße östlich Köln-Poll (Niederterrasse): Linker Femur von *Elephas (Mammuthus) primigenius* (BLUM.) aus der Älteren Niederterrasse.
- 13: Kiesgrube WEITMANN am Vingster Ring in Köln-Vingst (Niederterrasse): Elefanten Stoßzahn aus der Älteren Niederterrasse.
- 14: Kiesgrube am Schlagbaum in Köln-Merheim (Niederterrasse): Cerviden-Tibia aus der Älteren Niederterrasse.
- 15: Kiesgrube WACKER in Köln-Mülheim (Niederterrasse): Humerus von *Balaena mysticetus* L. aus den Basalschichten (12 m unter der Geländeoberfläche) der bimssteinführenden Jüngeren Niederterrasse (vgl. U. JUX & K. A. ROSENBAUER 1959).

Desgleichen war bis 1959 in einer Kiesgrube an der Straße von Köln-Klettenberg nach Stotzheim nordnordwestlich Efferen nahe der Autobahn Köln—Aachen ein Profil der Unteren Mittelterrasse des Rheines (ca. 58 m über NN.) aufgeschlossen, das hinsichtlich der Abfolge der Schichten dem am Wasserwerk Bensberg sehr ähnlich ist. Auch hier fanden sich unter 1—2 m mächtigen Lößlehmen und Sand-Kies-Folgen in einer Tiefe von 16,50 bis 18,20 m Feinsande und Tone mit dünnen humosen Einlagerungen, worunter noch ca. 2 m mächtige Grobkiesbänke (z. T. schon unter dem Grundwasserspiegel) angeschnitten waren (Abb. 1). Die Bergung eines leider nicht näher bestimmbareren Elefantenstoßzahnes im Dezember 1955 aus den liegenden Grobschottern war schließlich der Anlaß einer genaueren Untersuchung des hier aufgeschlossenen Terrassenprofils.

Herzlichen Dank schulden wir Prof. M. SCHWARZBACH, Köln und Prof. P. WOLDSTEDT, Bonn, die uns wertvolle Hinweise gaben; desgleichen Dozent Dr. U. JUX, z. Zt. Baton Rouge (USA), der uns die Proben vom Wasserwerk Bensberg vermittelte und mit seinem Rat die Untersuchungen förderte. Ferner gebührt unser Dank Dr. A. PRASHNOWSKY, Würzburg, und Dr. R. VINKEN, Hannover, die die Schwermineral-Analysen durchführten. Nicht zuletzt sei aber auch jenen Herren vom Wasserwerk Bensberg und dem derzeitigen Besitzer der Kiesgrube Efferen gedankt, die uns schließlich die Möglichkeit zur Untersuchung beider Profile gaben.

B. Zur Gliederung mittelpleistozäner Terrassensedimente im Kölner Raume

1. Das Mindel-Riß-Interglazial und die hangenden und liegenden Sand-Kies-Folgen am Wasserwerk Bensberg bei Köln

a) Die Zusammensetzung, Herkunft und zeitliche Stellung der Terrassensedimente

Die Zusammensetzung der hangenden und liegenden Sand-Kies-Folgen am Wasserwerk Bensberg (Abb. 1) zeigt ein für die Untere und Mittlere Mittelterrasse des Rheines in der Niederrheinischen Bucht typisches Bild (Abb. 2): 40—50% Quarz, 2—3% Lydit, 20—30% Quarzit, 15—20% Sandsteine und Grauwacken, 8—15% Tonschiefer, 2—3%

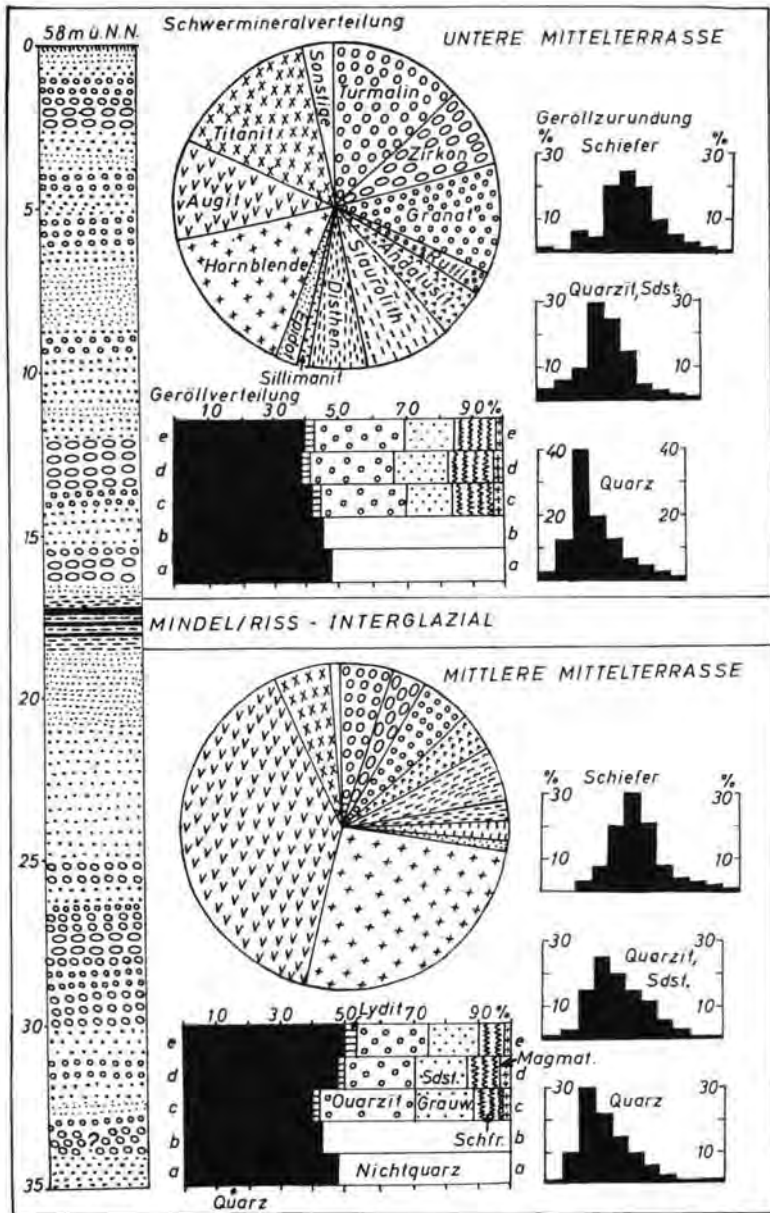


Abb. 2. Die mittelpleistozänen Schichtenserien vom Wasserwerk Bensberg östlich Köln.

magnetische und sonstige Geröllkomponenten. Leiterölle des Rheines und seiner mittel- und oberrheinischen Einzüge sind häufig zu finden, so daß kein Zweifel besteht, die Terrassensedimente als Rheinablagerungen aufzufassen, zumal sich eine nennenswerte Beteiligung von Siegmateriale, die man vielleicht hier noch erwarten könnte, in den Diagrammen der Geröllverteilung hätte abzeichnen müssen (vgl. K. KAISER 1956). Das Verhältnis Quarz/Buntschotter ist in den liegenden Serien nur unwesentlich höher (im Durchschnitt sind hier nur 2% Quarz mehr enthalten), woraus also keine weiteren Schlüsse hinsichtlich

der Zuordnung der liegenden und hangenden Sand-Kies-Folgen hergeleitet werden können.

In der Schwermineralverteilung (Abb. 2)¹⁾ zeichnen sich hinsichtlich der hangenden und liegenden Schotter größere Unterschiede ab. So sind im Durchschnitt in den liegenden Serien über 70% Hornblende, Augit und Titanit (davon ca. 45% Augit und Titanit) vertreten, denen in den hangenden Serien nur ca. 40% an Hornblende, Augit und Titanit (davon ca. 25% Augit und Titanit) gegenüberstehen. Die ersteren zeigen demnach eine für den „Rinnenschotter“, letztere für die Untere Mittelterrasse des Rheines in der Niederrheinischen Bucht typische Verteilung der Schwerminerale (vgl. u. a. J. I. S. ZONNEVELD 1956).

Die Durchschnitts-Zurundungs-Morphogramme (vgl. K. KAISER 1956) der liegenden und hangenden Schotter zeigen weitgehende Übereinstimmung (Abb. 2) und weisen auf glaziale Klimabedingungen zur Zeit ihres Transportes und ihrer Sedimentation hin (äußerst mäßige Geröllzurundung). Daß dabei die Quarze schlechter als Quarzite, Sandsteine und Grauwacken, und diese wiederum weniger stark als die Tonschiefer gerundet sind, entspricht durchaus den allgemeinen Abrollungsbedingungen, die sich ja weitestgehend, abgesehen von Transportweite und den klimatischen Gegebenheiten, nach der Gesteinsart richtet (vgl. u. a. K. KAISER 1956).

Während für die Untere Mittelterrasse auf Grund der Möglichkeit ihrer Verknüpfung mit den rißhochstadialen Eisrandbildungen am Niederrhein (vgl. u. a. K. KAISER 1957) und ihrer Unterlagerung durch fossilführende sandig-tonige Schichten (Mindel/Riß-Interglazial) eine kaltzeitliche Stellung (Drenthe-Stadium) angezeigt ist, so dürfte andererseits auf Grund oben aufgezeigter geröllmorphometrischer Befunde die Sedimentation der „Rinnenschotter“ entgegen der Ansicht von H. KARRENBERG (1951)²⁾ und H. W. QUITZOW (1956), der diese in die erste Hälfte des Mindel/Riß-Interglazials stellte, in die ausgehende Mindel-Eiszeit zu datieren sein. Zudem hat R. TEICHMÜLLER (in: G. VON DER BRELIE, K. KILPPER & R. TEICHMÜLLER 1960) erstmalig am Niederrhein aus Frimmersdorf an der Erft sowohl aus den Ablagerungen der Unteren Mittelterrasse als auch aus denen des „Rinnenschotter“ synchrone Eiskeile und Kryoturbationen beschrieben, die also die sicher kaltzeitliche Stellung beider Terrassenschotter wahrscheinlich machen.

b) Das Mindel/Riß-Interglazial

Da beim Besuch der Fundstelle die Bohrungen und Brunnenbauten seit längerer Zeit abgeschlossen, die Bohrlöcher verrohrt und die Brunnen bereits ausgekleidet waren, stan-

1) Die Schwermineral-Analysen wurden durch Dr. A. PRASHNOWSKY im Geologischen Institut der Universität Köln durchgeführt. Bei beiden Diagrammen wird die durchschnittliche Schwermineral-Verteilung angezeigt, indem eine Serie horizontaler Proben sowohl aus den liegenden als auch aus den hangenden Sand-Kies-Folgen gut vermischt wurden. Aus den Liegendserien wurden 254, aus den Hangendserien 381 Mineralkörner ausgezählt. Leider sind Alterit und Saussurit nicht berücksichtigt worden, so daß die gewonnene Darstellung etwas von den Normalbildern der Schwermineral-Verteilung der Unteren und Mittleren Mittelterrasse („Rinnenschotter“) des Rheines abweichen muß. Auch sind die verschiedenen Hornblendensorten (besonders wäre Basaltische Hornblende wichtig) nicht gesondert ausgezählt worden. In den Liegendserien waren alle Mineralkörner meist eckig ausgebildet, während in den Hangendserien Turmalin, Zirkon, Rutil, Granat, Staurolith und auch Titanit z. T., auf Umlagerungen hinweisend, stärker gerundet und hier nur Hornblende und besonders Augit meist eckig erschienen.

2) H. KARRENBERG (1951): „Eine ähnliche Zweiteilung der Mittelterrasse ist im Gebiet westlich Bensberg und im südlich anschließenden Königsforst festgestellt worden. Hier ist offenbar an einer Randstufe des Rheintalgrabens die Hauptterrasse versenkt und wird durch ein Interglazial von Krefelder Charakter und Mittelterrassenablagerungen überlagert.“

Erstmalig wird hier also über jenes Interglazial, von dem nachfolgend die Rede ist und das diese „Zweiteilung der Mittelterrasse“ bedingt, auf Grund vorliegender Bohrergebnisse berichtet; außer den zitierten sind keine weiteren Mitteilungen darüber gemacht worden. H. W. QUITZOW (1956) hat die dort „tektonisch abgesenkten Hauptterrassenschotter“ als (ungestört lagernde) „Rinnenschotter“ des Rheines umgedeutet und deren auf Grund der Bohrergebnisse angezeigte Verbreitung auf seiner Übersichtskarte verzeichnet.

Tabelle 1

Pollen-Zusammensetzung des Mindel/Riß-Interglazials vom Wasserwerk Bensberg bei Köln.

Proben-Nr.:	Tiefe:	Schichtenart:	Baumpollen:											Nichtbaumpollen:					Spor.:	
			<i>Betula:</i>	<i>Pinus:</i>	<i>Quercus</i>	<i>Tilia:</i>	<i>Ulmus:</i>	<i>Fraxinus:</i>	<i>Alnus:</i>	EMW.:	<i>Corylus:</i>	<i>Picea:</i>	<i>Abies:</i>	<i>Carpinus:</i>	<i>Gramin.:</i>	<i>Cyperac.:</i>	<i>Ericac.:</i>	<i>Chenopod.:</i>		<i>Varia:</i>
1	16,10 m bis 16,60 m	stark humoser, schwarz-brauner Ton im gelben Lehm	2,5	5,5	0,5	—	0,5	1	30	2	0,5	6	52,5	1	0,5	—	—	—	0,5	0,5
2	16,60 m bis 17,40 m	schwarzer Torf (cf. Bruchwald)	—	7	2	—	—	—	34	2	3	15	38	1	1	1	—	—	2	3
3	?	feingeschichtete Gyttja	2,5	9,5	4,5	—	1	2	26	7,5	2	7,5	45,5	—	1	3	1	—	1	13
4	?	feingeschichtete Gyttja	1	5,5	4	0,5	0,5	—	36	5	5	13,5	34	—	1,5	1,5	0,5	—	1	1
5	?	feingeschichtete Gyttja (gröber als Nr. 3 u. 4)	4	14	2	1	1	—	38	4	3	3	34	—	—	3	2	3	1	57
6	?	geschichtete Gyttja mit Schicht- grenze zum blau-grauen, nicht humosen Ton	—	8	12	—	1	+	32,5	13	2	8	35,5	1	2	10	—	—	1	10

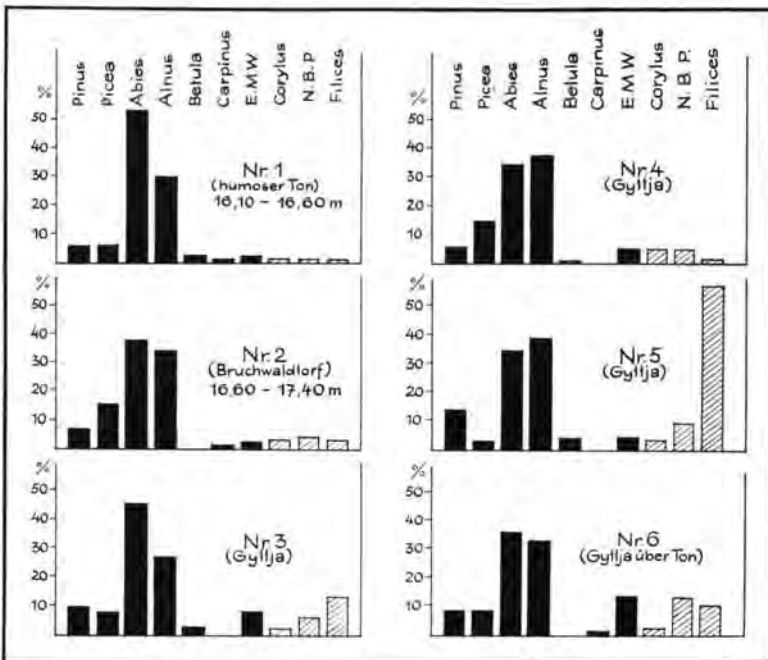


Abb. 3. Pollen-Diagramme des Mindel/Riß-Interglazials vom Wasserwerk Bensberg.

den zunächst nur 2 Proben zur Verfügung, die (in Einmachgläsern verpackt) im Wasserwerk Bensberg und im Geologischen Institut Köln aufbewahrt worden waren. Doch leider sind auch diese nur beschränkt auswertbar, da es sich um Durchschnittsproben aus 50 bzw. 80 cm Schichtenmächtigkeit handelt, und zwar:

Probe Nr. 1: 16,10—16,60 m (bezeichnet als „Schluff, braungrau—schwarz; Ton/Braunkohle“).

Es handelt sich um einen stark eisenhaltigen gelben Lehm, etwas tonig, mit humosen Einlagerungen. Die analysierte Probe bestand aus braunschwarzem, stark humosem Ton von nahezu torfigem Charakter.

Probe Nr. 2: 16,20—17,40 m (bezeichnet als „Braunkohle, schwarz mit Holz“).

Es handelt sich um einen \pm stark zersetzten Bruchwaldtorf.

Zusätzlich wurden auf der Halde der ehemaligen Brunnenbaustelle 3 eine Anzahl von Handstücken aufgesammelt, die auf Grund der zu beobachtenden Schichtung noch *in situ* vorlagen und orientiert werden konnten. Auch diese wurden pollenanalytisch untersucht.

Insgesamt wurden von obigem Material 10 Analysen durchgeführt, davon wegen des z. T. geringen Pollengehaltes nur 6 quantitativ. Die Aufbereitung der Proben erfolgte mit Kalilauge und Natriumperborat (nach M. VAN CAMPO 1950). Die Analyseergebnisse sind in Tabelle 1 und Abb. 3 zusammengestellt worden.

Kennzeichnend für alle Spektren ist die Vorherrschaft der Nadelhölzer (besonders von *Abies*, die maximal mit 53% erscheint) bei hohen *Alnus*-Prozenten (26,5—39%). Die wärmeliebenden Arten, die Komponenten des Eichenmischwaldes (E.M.W.) und die Hasel, spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Im nord- und nordwesteuropäischen Raum weist ein solch hoher Anteil von Tanne (und Fichte) zumeist auf interglaziales Alter hin. Vergleicht man die ermittelten Pollenspektren mit bekannten, stratigraphisch gesicherten Interglazial-Profilen und Einzel-

proben aus Nordwest-Europa, so ergibt sich, daß die aus dem letzten Interglazial (Riß/Würm- oder Eem-Interglazial) stammenden Ablagerungen zwar ebenfalls eine kurze Tannen-Phase aufweisen, sofern die Probenfolge dicht genug gewählt ist, daß die *Abies-Maxima* hierin aber nur selten Werte von 10% übersteigen. Anders dagegen liegen die Verhältnisse im Mindel/Riß-Interglazial (und „Ohe-Interglazial“). Hier werden in den entsprechenden Ablagerungen hohe Tannen-Werte (größtenteils in der gleichen Größenordnung wie in unseren in Frage stehenden Spektren) erreicht. Auch hohe *Alnus*-Werte daneben sind für dieses Holstein-Interglazial typisch.

Am besten lassen sich die Spektren mit jenen aus den Krefelder Schichten der niederrheinischen Stauchwälle vergleichen, auf deren Altersstellung zuvor schon eingegangen wurde. Demnach können nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnis die humosen Schichten der Unteren Mittelterrasse am Wasserwerk Bensberg bei Köln ebenfalls in das Mindel/Riß-Interglazial datiert werden.

Allerdings umfassen die ermittelten Spektren (auch die nicht quantitativ analysierten) nur einen kürzeren Abschnitt dieses Interglazials, nämlich eine fortgeschrittene und etwas kühlere Periode mit Dominanz der Koniferen nach dem temperierten Abschnitt der Warmzeit. Die Probe Nr. 6 dürfte unter den untersuchten die älteste sein, nachdem sich auch in dem betreffenden Handstück eine scharfe Grenze zwischen nicht humosem, blaugrauem Ton und gut geschichteter Grobdetritus-Gyttja mit torfigem Habitus abzeichnete. So würden auch die relativ hohen Eichen-Werte von 12% in dieser einen Probe eine Erklärung finden, indem sie auf den Übergang zum vorhergehenden laubholzreichen, wärmeren Abschnitt hinweisen. Auch die gesamten Spektren der Krefelder Schichten am Niederrhein zeigen ja nur die letzte Phase des betreffenden Interglazials mit Dominanz der Koniferen an.

2. Das Schichten-Profil der Mittelterrasse von Efferen bei Köln

In ihrer Zusammensetzung sind auch die Mittelterrassenkiese von Efferen durch typisch rheinische Gerölle bestimmt. Es wurden insgesamt 20 horizontierte Proben hinsichtlich der Geröll- und Schwermineralverteilung sowie geröllmorphometrisch untersucht, davon 3 aus den antonigen Feinsandschichten und eine aus deren liegenden Grobkiesbänken. Das Quarz/Buntschotter-Verhältnis ist äußerst großen Schwankungen unterworfen (Quarzgehalt zwischen 15 und 60%), doch zeigen die Durchschnittsdiagramme (Abb. 4) eine für die Untere (Hangendserien) und Mittlere Mittelterrasse (Liegendserien) des Rheines in der Niederrheinischen Bucht typische Geröllzusammensetzung. Allerdings ist hier der Quarzgehalt im Durchschnitt um ca. 5% geringer als in den entsprechenden Ablagerungen am Wasserwerk Bensberg. In den Liegendserien ist der Quarzgehalt um ca. 5% höher als in den Hangendserien. Da jedoch aus den Grobkiesen unter den antonigen Feinsanden nur eine Probe zur Verfügung stand, sind daraus zu folgernde Schlüsse zunächst nicht angebracht.

Größere Unterschiede gegenüber den entsprechenden Schichtenserien vom Wasserwerk Bensberg zeigen sich hinsichtlich der Schwermineralverteilung (Abb. 4)³⁾. Zirkon, Turmalin und Rutil zusammen sind in allen Proben mit weniger als 10% vertreten (Hangendserien

3) Die Schwermineral-Analysen wurden durch Dr. R. VINKEN im geologischen Institut der Universität Bonn durchgeführt. Insgesamt wurden 20 horizontierte Proben untersucht, wovon nur eine den Liegendserien und 3 den Ton- und Feinsandschichten entstammen. Über die Anzahl der ausgezählten Körner liegen keine genaueren Angaben vor, ebenfalls über die Form der Mineralkörner. Alterit und Saussurit wurden (jedoch nicht gesondert) mit ausgezählt.

Die Schwermineral-Diagramme zeigen innerhalb der Hangendserien bestimmte Schwankungen in Abhängigkeit von der Körnung der Sedimente, denen die jeweiligen Proben entstammen. So ist angezeigt, daß in den Terrassenkiesen die stabilen Minerale (besonders aber Granat) weit stärker angereichert sind als in den feinkörnigeren Terrassensanden; eine Tatsache, auf die wiederholt hingewiesen wurde (vgl. u. a. K. KAISER 1956).

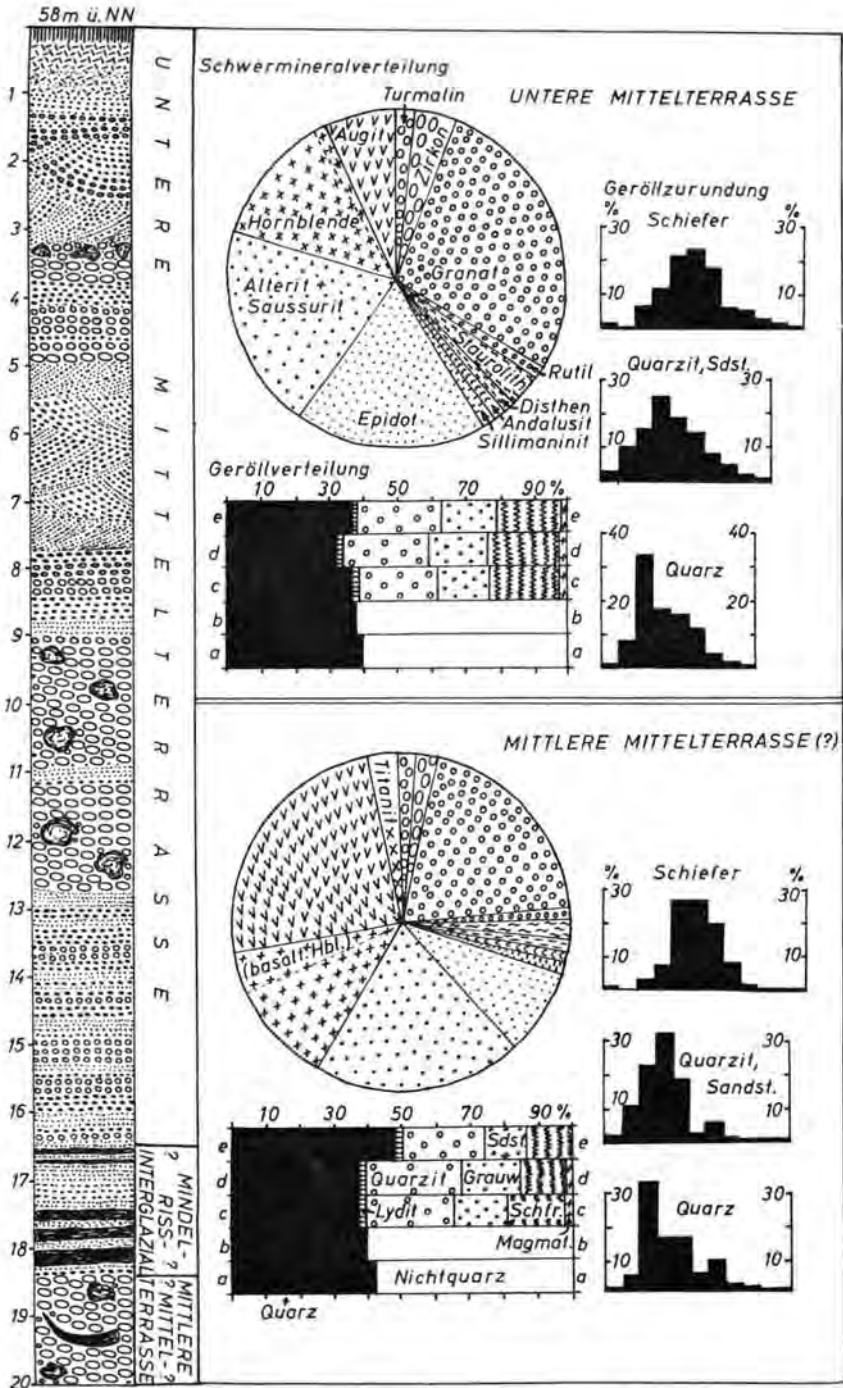


Abb. 4. Die mittelpleistozänen Schichtenserien von Efferen westlich Köln.

vom Wasserwerk Bensberg: ca. 25⁰/₀, Liegendserien vom Wasserwerk Bensberg: ca. 10⁰/₀). Granat kommt umgekehrt hier mit wesentlich höheren Werten (20—40⁰/₀) vor als am Wasserwerk Bensberg (unter 10⁰/₀). Gering ist wieder die Beteiligung von „Metamorphen“ (unter 5⁰/₀; Hangendserien am Wasserwerk Bensberg: ca. 20⁰/₀, Liegendserien am Wasserwerk Bensberg: ca. 10⁰/₀). Sehr stark sind wiederum Epidot, Alterit und Saussurit vertreten, die zusammen in allen Proben zwischen 20 und 40⁰/₀ beteiligt sind. Ein Vergleich zu den Bensberger Proben ist nicht angebracht, da ja dort Alterit und Saussurit nicht ausgezählt wurden; trotzdem zeigen auch dort die geringen Epidot-Werte (unter 5⁰/₀) Unterschiede gegenüber dem Profil von Efferen an. Hornblende, Augit und Titanit schließlich sind in Efferen geringer als bei Bensberg vertreten. Zeigen sich im Einzelnen also größere Unterschiede hinsichtlich der Schwermineralverteilung, so ist doch andererseits auch wieder im allgemeinen eine große Übereinstimmung hinsichtlich beider Profile unverkennbar, nämlich der höhere Gehalt an vulkanischen Schwermineralen in den Liegendserien gegenüber den Hangendserien, obschon bei Efferen nicht in demselben hohen Ausmaß wie bei Bensberg⁴).

Auch die gerölmorphometrischen Untersuchungen zeigen schließlich ein den am Wasserwerk Bensberg gewonnenen Ergebnissen vollkommen übereinstimmendes Bild. Es soll ferner nicht unerwähnt bleiben, daß in der genannten Kiesgrube bei Efferen verschiedentlich aus den Hangendserien Molare und andere Reste von *Elephas (Mammuthus) primigenius* (BLUM.) geborgen werden konnten. Der Fund eines Stoßzahnes eines leider nicht näher bestimmbareren Elefanten in den Liegendserien im Dezember 1955 war zudem der Anlaß dazu, dieses Kiesgrubenprofil genauer zu untersuchen⁵).

Die antonigen Feinsande und besonders die humosen Einschaltungen darin sind von uns wiederholt, jedoch leider ergebnislos auf ihre Pollenführung (es fanden sich nur vereinzelt und zumeist stark korrodierte Pollen) untersucht worden. Konnte hier also nicht

4) Das erstmalige Auftreten vulkanischer Schwerminerale (besonders einer bestimmten Braunen Hornblende) in den Oberen Mittelterrassen des Rheines und die auffällige Anhäufung besonders von Augit in der Mittleren Mittelterrasse des Rheines („Rinnenschotter“) ist seither immer von allen Bearbeitern (vgl. u. a. J. I. S. ZONNEVELD 1956, 1958) auf alt- und mittelpleistozäne Vulkanausbrüche in der Eifel zurückgeführt worden. Nachdem vor allem J. FRECHEN (u. a. in: M. HOFMANN, J. FRECHEN & G. KNETSCH 1958) den „altpleistozänen“ Vulkanismus der Eifel in seiner Verbreitung aufgezeigt und als wenig bedeutend hingestellt hat, scheint es angebracht, die ersten Vorkommen vulkanischer Minerale unter den Sanden der Oberen Mittelterrassen und besonders ihr gehäuftes Auftreten in der Mittleren Mittelterrasse („Rinnenschotter“) nicht auf gleichzeitig oder unmittelbar zuvor erfolgte Eruptionen von Vulkanen der Eifel (z. B. Maareifel zwischen Daun, Manderscheid und Bad Bertrich; Rodderberg; Laacher-See-Gebiet) zurückzuführen, sondern mit einer verstärkten Tiefenerosion des Rheines nach der Hauptterrassenzeit, besonders aber nach jener Zeit der Tiefenerosion, die das äußerst stark eingetieftete Bett der Mittleren Mittelterrasse des Rheines schuf, in Verbindung zu bringen; wobei also in allen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges erst weite Flächen mit den tertiären vulkanischen Ablagerungen vom Rheinstrom und seinen Tributären angeschnitten und z. T. auch ausgeräumt werden konnten (z. B. Westerwald oder Hoheifel). Wollte man das Auftreten vulkanischer Minerale in Terrassensedimenten mit gleichzeitig oder unmittelbar zuvor erfolgten Vulkanausbrüchen in Verbindung bringen, so müßte das für das Rheinstromgebiet gerade in der Niederterrasse angezeigt sein, da ja im Rheinland (besonders in der Eifel) die stärksten quartären Vulkanausbrüche in die Würmeiszeit und ganz besonders in einem späten Abschnitt derselben stattfanden. Das ist jedoch nicht der Fall, da sich die Sedimente der Unteren und Krefelder Mittelterrasse, als auch der Niederterrasse kaum hinsichtlich der Schwermineral-Verteilung unterscheiden lassen, vor allem auch auf Grund der Beteiligung vulkanischer Minerale. Trotzdem könnte hier erst eine weiträumig auf das Rheinische Schiefergebirge ausgedehnte und terrassenzeitlich gut gesonderte Untersuchung der Schwermineralverteilung letztere Klarheit schaffen.

5) Auf Abb. 1 sind die dem Geol. Inst. der Universität Köln aus dem Bereich der Mittel- und Niederterrassen des Rheines im Kölner Raum mitgeteilten Funde von Säugetierresten verzeichnet worden. Es handelt sich hierbei jedoch nur um den Bruchteil des wirklichen Fundmaterials. Ausnahmslos gehören seither alle geborgenen Reste aus diesen Sedimenten einer kaltzeitlichen (*Primi-genius*-) Fauna an.

wie in Bensberg der Nachweis eines den Sand-Kies-Folgen zwischengeschalteten Inter-glazials von Mindel/Riß-Charakter erbracht werden, so ist doch auf Grund stratigraphischer und sedimentpetrographischer (besonders der mit Hilfe der Schwermineralanalyse gewonnenen Ergebnisse) Untersuchungsbefunde hier wie dort eine Zweiteilung der Terrassensedimente zwingend, wobei an beiden Stellen die Liegendserien der Mittleren und die Hangendserien der Unteren Mittelterrasse des Rheines zuzuordnen sind.

Aus dem Vorkommen des „Rinnenschotter“ zu beiden Seiten des heutigen Rheintales innerhalb der Kölner Bucht ist schließlich der Schluß zu ziehen, daß der „Rinnenschotter“ mit größter Wahrscheinlichkeit nicht nur in besonderen und wenig breiten „Rinnen“ des Mittleren Mittelterrassen-Rheinbettes innerhalb der Niederrheinischen Bucht, wie es H. W. QUITZOW (1956) annahm und auf seiner Rheinterrassen-Übersichtskarte verzeichnete, zur Ablagerung kam, sondern wie im Mittelrheingebiet (vgl. u. a. P. WOLDSTEDT 1956), eingesenkt in das System der Oberen Mittelterrassen, auf der gesamten Talbreite. Da diese Mittlere Mittelterrasse im Mittelrheingebiet auch morphologisch in Erscheinung tritt (z. B. als Apollinaris-Terrasse bei Remagen), so muß am Rande der Köln-Bonner Bucht gegen das Rheinische Schiefergebirge eine Terrassenkreuzung von Unterer und Mittlerer Mittelterrasse vorliegen, wie das ja auch dort für Kiesoolitherrasse (Höhenterrassen), Ältere und Jüngere Hauptterrasse einerseits und dann, weit schwächer, auch für Ältere und Jüngere Niederterrasse andererseits nachzuweisen ist. Als Ursache der Terrassenkreuzung müssen mit größter Wahrscheinlichkeit tektonische Verstaltungen innerhalb der Niederrheinischen Bucht während eines Mindel-Interstadials (vgl. K. KAISER 1956, 1957, wo diese Bewegungen ins Mindel/Riß-Interglazial gestellt werden) angesehen werden. Nach dem zuvor Dargelegten erscheint es aber auch angebracht die Ersetzung des Begriffs „Rinnenschotter“ durch „Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse des Rheines“ für das Niederrheingebiet vorzuschlagen, da zu vermuten ist, daß sich die Mittlere Mittelterrasse des Mittelrheintales in ihrer ganzen Breite in die Niederrheinische Bucht, hier dann begraben von den Ablagerungen der Unteren Mittelterrasse, fortsetzt.

C. Verbreitung, Fauna und Flora der Krefelder, Kempener und Neuwerker Schichten und ihre klimazeitliche Stellung unter den mittelpleistozänen Terrassensedimenten und Eisrandbildungen in der Niederrheinischen Bucht

In den rißhochglazialen (Drenthe-Stadium) Eisrandbildungen (Stauchwällen) der Niederrheinischen Bucht zwischen Krefeld und Kleve (Abb. 5)⁶⁾ sind seit langem eingestauchte Schollen von fossilführenden Ton- und Feinsandschichten bekannt (P. G. KRAUSE 1909, G. FLIEGEL & J. STOLLER 1910). Sie wurden zunächst den Tegelen-Schichten (i. w. S.)

⁶⁾ Im Gegensatz zu den Niederlanden hat das Nordische Inlandeis im Raume der Niederrheinischen Bucht während des Drenthe-Stadiums nur 2 Eisrandlagen hinterlassen, die als Krefelder und Mintarder Eisrandlage (K. KAISER 1957) bezeichnet wurden (Abb. 5). K. N. THOME (1958, 1960) lehnt allerdings eine Verknüpfung der Stauchwälle westlich des Ruhrtales zwischen Kettwig und Duisburg und den inneren Stauchwällen am linken Niederrhein ab (Mintarder Eisrandlage), da er zu dieser Zeit einen nochmaligen Vorstoß des Eises in das Tal der unteren Ruhr bis Kettwig für unwahrscheinlich hält. Er ordnet deshalb die Eisrandbildungen an der Ruhr dem äußersten Eisvorstoß in die Niederrheinische Bucht zu (Krefelder Eisrandlage), die dann kurzfristig überfahren worden seien. Es besteht jedoch kein Zweifel, daß diese Stauchwälle eine geschlossene Eisrandlage darstellen. Die Intensität der Stauchungen ist denen am linken Niederrhein ebenbürtig, und Spuren einer Überformung durch überfahrenes Eis lassen sich nirgends nachweisen, so daß sie sich zweifellos als jünger als der äußerste Eisvorstoß erweisen. Die westwärts gerichteten Entwässerungsrinnen im Hauptterrassensporn zwischen Ratingen und Duisburg hat K. N. THOME (1960) als Überlaufrinnen zeitweilig gestauter Ruhrwässer erklärt. Doch scheint auch hier eine Deutung als periglaziale Entwässerungsrinnen z. Zt. der Mintarder Eisrandlage auf Grund ihres Formcharakters („Trompetentälchen“) und ihrer Ursprungslagen in wechselnden Höhen-niveaus zwingender (vgl. u. a. K. KAISER 1957).

gleichgestellt⁷). K. JESSEN (1924)⁸) hat dann wohl erstmalig diese Schichten palynologisch untersucht, wobei der hohe Gehalt an *Abies*-Pollen besonders herausstach, und daraufhin den interglazialen Charakter derselben herausgestellt. Auf Grund stratigraphischer Befunde und der pollenanalytischen Untersuchungsergebnisse K. JESSEN's, die also eindeutig floristische Unterschiede gegenüber den Tegelen-Schichten (i.e.S.) aufzeigten, führte A. STEEGER (K. BERTSCH & A. STEEGER 1927) die Abtrennung dieser eingestauchten fossilführenden Ablagerungen in den niederrheinischen Stauchwällen, wofür er den Namen Krefelder Schichten prägte, von den eigentlichen Tegelen-Schichten durch. Seitdem sind diese Krefelder Schichten wiederholt und vielerorts in den Stauchwällen (Abb. 5) palynologisch und paläozoologisch untersucht und gleich dem „Needien“ der Niederlande dem Mindel/Riß-Interglazial zugeordnet worden⁹).

Waren also zunächst diese Interglazialbildungen im Niederrheingebiet auf sekundärer Lagerstätte bekannt gemacht worden¹⁰), so wurden seit 1925 auch ähnliche fossilführenden Schichten durch Bohrungen im Bereich der Krefelder Mittelterrasse und „Mörser Niederterrasse“ erschlossen. Erstmals hat K. BERTSCH (K. BERTSCH, A. STEEGER & U. STEUSLOFF 1931) aus dem Bereich der Krefelder Mittelterrasse, bei Heideck¹¹) südlich Krefeld und Neuwerk bei Mönchen Gladbach, solche tonigen Ablagerungen palynologisch untersucht. Diese Untersuchung ergab für Heideck eine deutliche Übereinstimmung mit dem floristischen Befund der Krefelder Schichten (*Abies*-Werte 5—30%), Andererseits ist das Pollenbild von Neuwerk grundverschieden von den anderen (Hasel-Werte bis über 70%, Eichenmischwald-Werte bis über 15%, Buchen-Werte bis 20%, keine Tannen-Pollen). Auch die später von K. JESSEN (1934, vgl. A. STEEGER 1952) vom Groß-

7) Die Tegelen-Schichten wurden erstmalig durch E. DUBOIS (1905) aus dem deutsch-holländischen Grenzgebiet östlich der Maasniederung zwischen Roermond und Venlo beschrieben und ihre zeitliche Gleichstellung mit dem „Cromer-Forest-Bed“, das ja heute dem Günz/Mindel-Interglazial zugeordnet wird, wahrscheinlich gemacht. Wenige Jahre später haben dann C. & E. M. REID (1907) die Floren dieser Ablagerungen untersucht und auf Grund der zahlreich vorgefundenen Tertiärrelikte ins Jungtertiär gestellt. W. WUNSTORF & G. FLIEGEL (1910) schließlich ermöglichten eine stratigraphische Trennung eines oberen (Tegelen-Schichten i.e.S.) und unteren Tonlagers (heute als Reuver-Schichten bezeichnet) durch das Auffinden zwischengeschalteter Sand-Kies-Folgen, die sie als „Ältesten Diluvialschotter“ des Rheines bezeichneten. C. & E. M. REID (1911) ist dann auch der Nachweis der floristischen Trennung beider Tonlager gelungen. Während sich aber in der niederländischen Literatur schon früh der Name Reuver-Schichten für das untere Tonlager einbürgerte, wurde deutscherseits (A. STEEGER 1931) zunächst dieses untere Tonlager als „Ältere Tegelen-Schichten“ bezeichnet.

Während also zunächst schon durch E. DUBOIS (1905) die interglaziale Stellung der Tegelen-Schichten (i.e.S.) vermutet und später vor allem durch W. WUNSTORF & G. FLIEGEL (1910) sowie A. STEEGER (1914, 1925) auch stratigraphisch nachzuweisen versucht wurde, haben andererseits besonders immer Paläobotaniker (C. und E. M. REID, F. KIRCHHEIMER, H. WEYLAND u. a.) auf Grund der Floren eine Datierung ins Juntertiär vorgenommen. Die Unterschiede der Auffassungen konnten wohl endgültig erst durch das Auffinden von Eiskeilnetzen in hangenden Reuvertonglagen vom Alter der „Ältesten Diluvialterrasse“ durch R. WOLTERS (1950), über deren Echtheit als Periglazialerscheinungen allerdings berechtigte Zweifel erhoben worden sind (K. KAISER 1956, 1958), zugunsten einer altinterglazialen Stellung (Donau/Günz-Interglazial) behoben werden.

8) Briefl. Mitteilung an A. STEEGER (vgl. A. STEEGER 1952).

9) K. JESSEN (1924, vgl. A. STEEGER 1952) untersuchte Proben vom Oermtter Berg (51% *Abies*) und Eyeller Berg (bis 43% *Abies*), R. POTONIÉ (in: E. ZIMMERMANN II 1934) vom Wyler Berg bei Kleve (80% *Pinus*, *Picea* und *Abies*, 12% *Alnus*; später von G. VON DER BRELIE & U. REIN 1952 als Bruchwaldtyp eines kälteren Abschnittes des Mindel/Riß-Interglazials gedeutet), U. REIN (1950 und besonders in: H. KARRENBERG & U. REIN 1951) vom Hülsberg bei Krefeld (6 Proben, 5—25% *Abies*) und G. VON DER BRELIE und U. REIN (1952) vom Tönisberg, Dachsberg und Wyler Berg (in allen Proben geringe *Abies*-, dafür hohe *Alnus*- und *Pinus*-Werte, deshalb als Bruchwaldtypen eines kälteren Abschnittes des Mindel/Riß-Interglazials gedeutet; vgl. Abb. 5).

10) Als primäre Lagerstätte kann die den Stauchwällen östlich vorgelagerte Basisfläche der Unteren Mittelterrasse des Rheines zwischen Krefeld und Kleve gelten.

11) Auf der geologischen Spezialkarte 1 : 25 000 (Bl. Crefeld) ist Haideck statt Heideck zu lesen.

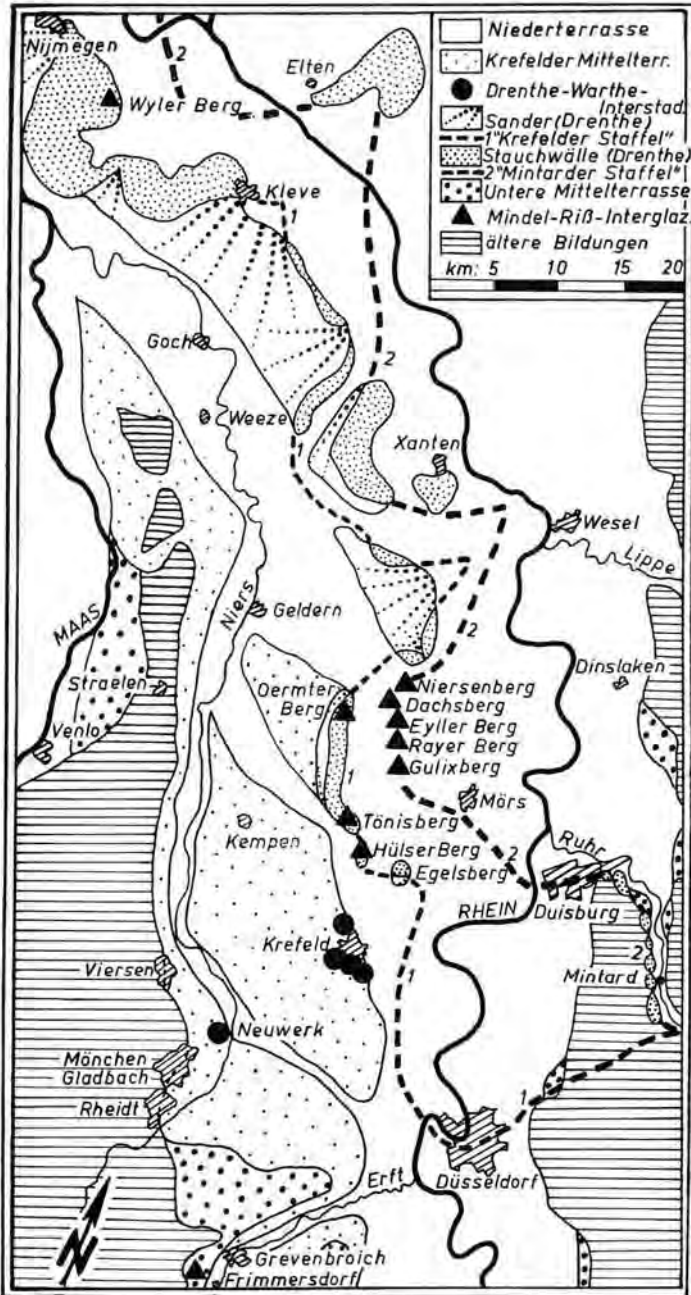


Abb. 5. Die Verbreitung mittelpleistozäner Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht zwischen Düsseldorf und Nijmegen.

(Nach H. W. QUITZOW 1956, J. I. S. ZONNEVELD 1956, K. KAISER 1957, K. N. THOME 1958, 1960 u. a.)

bückerhof und der St. Töniser Straße bei Krefeld und U. REIN (H. KARREBERG & U. REIN 1951) vom Wasserwerk 1, Großbückerhof und der St. Töniser Straße bei Krefeld durchgeführten pollenanalytischen Untersuchungen haben auf Grund hoher Tannenwerte, aber wenig Eichenmischwald-, Hasel- und Fichten-Pollen weitgehende Übereinstimmung mit den Krefelder Schichten gezeigt.

Ist es aber berechtigt, die von A. STEEGER (K. BERTSCH, A. STEEGER & U. STEUSLOFF 1931) als Kempener Schichten bezeichneten fossilführenden Ablagerungen der Krefelder Mittelterrasse den Krefelder Schichten gleichzustellen, wie das zunächst H. KARREBERG und U. REIN (1951) — und seitdem fast alle sonstigen Autoren — getan haben¹²⁾? Nicht nur aus faunistischen, sondern auch aus stratigraphischen Gründen erheben sich gegen diese Gleichsetzung jedoch Bedenken. Die in den Stauchwällen die Krefelder Schichten ummantelnden Sand-Kies-Folgen müssen älter sein als der rißhochglaziale Eisvorstoß (Drenthe-Stadium oder Saale-Eiszeit i.e.S.) in die Niederrheinische Bucht. Darin können somit Serien enthalten sein, die wohl größtenteils der Unteren Mittelterrasse des Rheines, z. Tl. aber wohl auch noch älteren Ablagerungen angehören, wie u. a. durch sedimentpetrographische Untersuchungen durch J. D. DE JONG (1956) und G. C. MAARLEVELD (1956) erwiesen werden konnte. Demgegenüber besitzen die hangenden Sand-Kies-Folgen (Krefelder Mittelterrasse) über den Kempener Schichten ganz oder größtenteils ein jüngerer Alter als jener Eisvorstoß in die Niederrheinische Bucht. Die Ablagerungen der Krefelder Mittelterrasse sind mit größter Wahrscheinlichkeit dem Warthe-Stadium der Riß-Eiszeit (Saale-Eiszeit i.w.S.) zuzuordnen (vgl. u. a. H. W. QUITZOW 1956, K. KAISER 1957). Die liegenden Sand-Kies-Folgen der Kempener Schichten sind in Übereinstimmung mit H. W. QUITZOW (1956) dem „Rinnenschotter“ (Mittlere Mittelterrasse des Rheines) gleichzustellen¹³⁾, nachdem J. D. DE JONG (1956) sedimentpetrographisch nachgewiesen hat, daß diese nicht als Reste der rheinischen Hauptterrasse, wie es vordem H. KARREBERG und U. REIN (1951) angenommen hatten, gedeutet werden können. Ob sich schließlich noch im unmittelbaren Hangenden oder Liegenden der Kempener Schichten auch Reste

¹²⁾ A. STEEGER selbst (1952) hat betont, daß die Übereinstimmung in der Flora zwar groß ist, daß sich andererseits aber auch in den letztinterglazialen „Mörser Schichten“ durch K. JESSEN (1934, vgl. A. STEEGER 1952) eine Zone hat nachweisen lassen, die den Krefelder Schichten hinsichtlich ihres Pollengehaltes ebenfalls sehr ähnlich ist. Außerdem hat U. STEUSLOFF (K. BERTSCH, A. STEEGER & U. STEUSLOFF 1931) auf die Verschiedenheiten der Faunen der Krefelder Schichten gegenüber den Kempener Schichten hingewiesen. So haben vor allem P. G. KRAUSE (1909), G. FLIEGEL (G. FLIEGEL & J. STOLLER 1910) und A. STEEGER (1923, K. BERTSCH & A. STEEGER 1927) von zahlreichen Fundpunkten der Krefelder Schichten (Hülser Berg, Tönisberg, Oermter Berg, Gulixberg, Rayer Berg, Eyeller Berg, Dachsberg, Niersenberg, Wyler Berg, vgl. Abb. 5) eine Muschel- und Schneckenfauna bekannt gemacht — mit *Viviparus* (= *Paludina*) *diluvianus* (KUNTH) und *Valvata naticina* MENKE —, die der des „Neediens“ der Niederlande (von Neede und Herikerberg) und der „Paludinen-Schichten“ Nordwestdeutschlands (vgl. u. a. P. WOLDSTEDT 1955) übereinstimmt. Demgegenüber sind die Kempener Schichten nach U. STEUSLOFF (K. BERTSCH, A. STEEGER & U. STEUSLOFF 1931) durch eine Mollusken-Gemeinschaft gekennzeichnet, wie sie in jüngerer Zeit noch die Auenwälder des Oberrheines besiedelt hat.

¹³⁾ Nach G. C. MAARLEVELD (1956) sind geringe Unterschiede (im Quarzgehalt) der Geröllzusammensetzung der liegenden gegenüber den hangenden Sand-Kies-Folgen der Kempener Schichten unverkennbar. Entgegen der Ansicht von J. D. DE JONG (1956), wonach beide Folgen hinsichtlich der Schwermineralverteilung weitgehende Übereinstimmung zeigen sollen, möchte ich mit H. W. QUITZOW (1956) annehmen, daß sich die Liegendserien durch einen höheren und daher für die „Rinnenschotter“ typischen Gehalt an vulkanischen Mineralen (Augit, Hypersthen, Basaltische Hornblende, Titanit) gegenüber den Hangendserien auszeichnen. Allerdings kann ich mich der Ansicht von H. W. QUITZOW (1956) nicht anschließen, daß die „Rinnenschotter“ stratigraphisch dem Mindel/Riß-Interglazial zuzuordnen seien. Sie dürften vielmehr in das Ende der Mindel-Eiszeit zu stellen sein (vgl. auch P. WOLDSTEDT 1958 und G. VON DER BRELIE, K. KILPPER & R. TEICHMÜLLER 1960). Auch sollte der Begriff „Rinnenschotter“ durch „Ablagerungen der Mittleren Mittelterrasse des Rheines“ für das Niederrheingebiet ersetzt werden, worauf ich zuvor schon eingegangen bin.

der Unteren Mittelterrasse verbergen, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden¹⁴). Die *in situ* erschlossenen oder erbohrten Krefelder Schichten (Frimmersdorf an der Erft, Wasserwerk Bensberg, Kiesgrube bei Efferen?) sind über 2 m mächtig und wurden übereinstimmend in einem Niveau 15-16 m unter der Oberkante der Unteren Mittelterrasse des Rheines angetroffen. Demgegenüber sind die Kempener Schichten nur weniger als 1 m mächtig und in einer Tiefenlage von 12—13 m unter der Oberkante der Krefelder Mittelterrasse erbohrt worden. Wenn man die Unterschiede der Mächtigkeiten außer Acht läßt und andererseits bedenkt, daß die Krefelder Mittelterrasse nur einige Meter in die Untere Mittelterrasse eingeschachtelt ist, so kamen demnach beide fossilführende Schichtenserien im gleichen Niveau zur Ablagerung. Trotzdem ist aber auf Grund stratigraphischer Erwägungen der Schluß auf eine riß/interstadiale Stellung (Drenthe/Warthe-Interstadial) der Kempener Schichten gegenüber der mindel/riß-interglazialen Stellung der Krefelder Schichten weit zwingender. Nach den sedimentpetrographischen Befunden (vgl. Anm. 14) ist es (wie zuvor schon angedeutet) unwahrscheinlich, daß sich im unmittelbaren Hangenden der Kempener Schichten noch Reste der Unteren Mittelterrasse befinden. Allerdings wäre ja auch dieser Nachweis schwer zu führen (vgl. Anm. 14). Solange wir also nicht in entsprechend tiefen Aufschlüssen des Krefelder Raumes eine Erosionsdiskordanz innerhalb der Schotterserien über den Kempener Schichten feststellen oder den sicheren Nachweis der sedimentpetrographischen Zugehörigkeit von Sand-Kies-Folgen unmittelbar über den Kempener Schichten zur Unteren Mittelterrasse führen können, ist es nach den z. Zt. vorliegenden Untersuchungsbefunden weit wahrscheinlicher anzunehmen, daß die gesamten Hangendserien der Kempener Schichten einer einheitlichen Akkumulationsfolge zugehören, daß also nach einer gewaltigen Erosion vor Ausbildung der Mittleren Mittelterrasse und nach einer weniger tiefen Erosion vor Ausbildung der Unteren Mittelterrasse schließlich nochmal eine Erosion mit gleicher Tiefenwirkung als zuvor erfolgte, die kurz nach dem Eisvorstoß in die Niederrheinische Bucht begann und erst am Ende des nachfolgenden Interstadials durch eine erneute Akkumulation (Krefelder Mittelterrasse) abgelöst worden sein dürfte. Es wurde ferner zuvor schon angedeutet, daß nicht nur die bisher vorliegenden stratigraphischen Untersuchungsbefunde, sondern in noch weit höherem Maße die Faunenunterschiede eine zeitliche Trennung der Kempener von den Krefelder Schichten anzeigen (vgl. Anm. 12).

Sprechen aber die floristischen Befunde vollkommen gegen eine solche Deutung? Nachdem H. ILLIES (1952, 1955) die stratigraphischen Vorarbeiten geleistet hatte, zögerte G. VON DER BRELIE (1955) nicht, die palynologisch von R. GISL (1928), U. REIN (in: P. WOLDSTEDT 1949) und W. SELLE (1954 und in: P. WOLDSTEDT, U. REIN & W. SELLE 1951) untersuchten Kieselgurvorkommen von Ober- und Neu-Ohe, sowie von Munster in der Lüneburger Heide als „Ohe-Interglazial“ dem Drenthe/Warthe-Interstadial zuzuordnen, wobei er allerdings auf die durch die Pollenspektren angezeigte große Übereinstimmung hinsichtlich des Vegetationsablaufes zum Mindel/Riß-Interglazial hinweist. Es zeigt sich nun, daß die Kempener Schichten floristisch ohne Bedenken der Zone VIII (Erlen-Kiefern-Tanne-Zeit) und vielleicht auch z. T. der Zone IX (Erlen-Kiefern-Zeit) des „Ohe-Interglazials“ gleichgestellt werden können (vgl. H. KARRENBERG & U.

14) Nach J. I. S. ZONNEVELD (1956) unterscheiden sich Untere Mittelterrasse, Krefelder Mittelterrasse und (Ältere) Niederterrasse des Rheines in der Niederrheinischen Bucht hinsichtlich ihrer Schwermineralverteilung kaum voneinander. Lediglich soll sich die Krefelder Mittelterrasse durch einen etwas größeren Gehalt an Basaltischen Hornblenden gegenüber den beiden anderen Terrassen auszeichnen, was sich aber durch weiträumigere Untersuchungen nicht bestätigt hat. Leider ist auch aus den Schwermineraldiagrammen von J. D. DE JONG (1956) des Kempener Feldes die Verteilung der Basaltischen Hornblende nicht zu ersehen. M. E. scheint ein Kriterium zur Unterscheidung beider Terrassen darin gegeben zu sein, daß der Augitgehalt der Unteren Mittelterrasse durchschnittlich 5% höher ist als in der Krefelder Mittelterrasse.

REIN 1951, G. VON DER BRELIE 1955)¹⁵). Andererseits zeigen die Neuwerker Schichten¹⁶), die nach stratigraphischen Erwägungen gleich den Kempener Schichten demselben Interstadial zugeordnet werden müßten, eine geringe Übereinstimmung zu den Zonen VI/VII (2. Eichenmischwald-Hasel-Zeit/Hainbuchen-Zeit) des „Ohe-Interglazials“ (vgl. K. BERTSCH, A. STEEGER & U. STEUSLOFF 1931, G. VON DER BRELIE 1955); allerdings ist diese Zuordnung auch wieder palynologisch durch die überaus hohen Hainbuchen-Werte (z. T. über 70%) und vor allem durch das Auftreten der Buche (bis 20%; wahrscheinlich liegt eine Fehlbestimmung vor, denn Buche ist bisher in diesem Maße nur aus dem Postglazial bekannt) stark in Frage gestellt. P. WOLDSTEDT (u. a. 1958) hat jedoch berechtigte Zweifel hinsichtlich der stratigraphischen Stellung des „Ohe-Interglazials“ und zugleich auch des von E. KOLUMBE (1953) beschriebenen Hemmor-Torfes (vgl. auch G. VON DER BRELIE 1955) als drenthe/warthe-interstadiale Bildungen erhoben, so daß ein Vergleich der Floren der Kempener und Neuwerker Schichten mit den zuvor genannten vorerst noch nicht, vor allem, was die stratigraphischen Ausdeutungen anbelangt, berechtigt erscheint. W. SZAFER (1957) hat die wichtigsten und vollständigsten Pollendiagramme des Drenthe/Warthe-Interstadials im mittel- und osteuropäischen Raume zusammengestellt, wobei er allerdings das „Ohe-Interglazial“ hinzurechnete. Dabei kann als gesichert gelten, daß die Diagramme von Brzozowica (STUCHLIK & RALSKA 1957), Labedy (RALSKA 1957) in Polen und Suraz (Czebotariewa 1953) in der Sowjet-Union diesem Interstadial zugehören. Es zeigt sich nun aber auch, daß ein floristischer Vergleich der Kempener und Neuwerker Schichten zu den zuvor erwähnten Interstadialen Polens und der Sowjet-Union gar nicht abwegig ist. So stimmen die Kempener Schichten gut mit oberen Abschnitten jener Interstadiale überein, wenn man davon absieht, daß Tanne umgekehrt häufig hier und dort erscheinen. Andererseits ist aber auch die Hainbuche in mittleren Abschnitten der polnischen Interstadiale (besonders Labedy) derart häufig, daß ebenfalls eine gewisse Übereinstimmung der Neuwerker Schichten mit mittleren Abschnitten der polnischen Interstadiale (abgesehen von Buche!) besteht. Auf jeden Fall würden somit die Floren nicht unbedingt gegen eine Abtrennung der Kempener und Neuwerker Schichten von den mindel/riß-interglazialen Krefelder Schichten sprechen, nachdem zuvor schon dargelegt wurde, daß diese Abtrennung auf Grund der Faunenverschiedenheit und stratigraphischer Erwägungen gefordert werden muß¹⁷).

¹⁵ Man kann sich der Anschauung von U. REIN (1955) nicht anschließen, wonach sich Krefelder und Kempener Schichten hinsichtlich ihrer Pollenführung von denen des „Ohe-Interglazials“ unterscheiden sollen. Die Berufung hinsichtlich dieser Feststellung auf G. VON DER BRELIE (1955) ist nicht recht verständlich, da letzterer keine floristischen Vergleiche der Krefelder und Kempener Schichten zu denen des „Ohe-Interglazials“ durchgeführt hat. Im Gegenteil ist besonders von G. VON DER BRELIE (1955) auf die große Ähnlichkeit der Pollenführung beider Interglaziale hingewiesen worden. Es kann daher nur noch einmal mit Nachdruck betont werden, daß die Gründe für die Datierung des „Ohe-Interglazials“ in das Drenthe/Warthe-Interstadial (Gerdau-Interstadial) in erster Linie stratigraphischer Natur waren, wogegen dann allerdings wieder berechtigte Zweifel erhoben worden sind (vgl. u. a. P. WOLDSTEDT 1958).

¹⁶ Das basale Tonlager mit pflanzenführenden Torfen in der Krefelder Mittelterrasse der Bohrung Neuwerk bei Mönchen Gladbach hat A. STEEGER (1952) als Neuwerker Schichten bezeichnet, nachdem er es zuvor (in: K. BERTSCH, A. STEEGER & U. STEUSLOFF 1931) den Kempener Schichten gleichgestellt hatte.

¹⁷ Aber nicht nur die Kempener und Neuwerker Schichten dürften innerhalb der Niederrheinischen Bucht einem Interstadial zuzuordnen sein. Ein gleiches gilt mit größter Wahrscheinlichkeit auch für das von G. VON DER BRELIE, A. MÜCKENHAUSEN & U. REIN (1956) aus den Niederterrasen-Sedimenten von Weeze beschriebene Torflager. Entgegen der Meinung der Bearbeiter kann man in Übereinstimmung mit U. JUX & K. A. ROSENBAUER (1959) die Florenfolge von Weeze mit der von H. NIETSCHE (1940) aus einem alten Rheinarm bei Köln-Merheim beschriebenen spät- bis postglazialen Alters zur Deckung bringen, woraus letztere den Schluß zogen, daß diese auch altersgleich wären. Sie haben jedoch nicht in Betracht gezogen, daß die fossilführenden Schichten von Weeze von ca. 4 m mächtigen Schottern überlagert werden, die wegen der Bimsfreiheit mit größter Wahrscheinlichkeit der Älteren Niederterrasse zugeordnet werden müssen. Insofern be-

G. VON DER BRELIE, K. KILPPER & R. TEICHMÜLLER (1960) haben schließlich von Frimmersdorf an der Erft ein Pleistozänprofil beschrieben (Abb. 5), wo erstmalig neben einem „Interstadial“¹⁸⁾ auch ein Interglazial *in situ* aufgeschlossen vorgefunden wurde, das nach stratigraphischen Erwägungen (R. TEICHMÜLLER) ohne Zweifel dem Mindel/Riß-Interglazial zuzuordnen ist. Sowohl die mikro- (G. VON DER BRELIE) als auch die makrofloristischen Befunde (K. KILPPER) ergeben allerdings ein stark abweichendes Bild von den Standardprofilen dieses Interglazials (*Abies* wurde nur makrofloristisch nachgewiesen; *Juglans*, *Pterocarya* und *Keteleeria*-ähnliche Arten in einem Erlen-Kiefernwald!¹⁹⁾).

Die zuvor ermittelten Ergebnisse seien in nachfolgender Tabelle zusammengefaßt:

steht also hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse ein Unterschied zu denen von Köln-Merheim. Andererseits werden aber auch bei Weeze die Torfe von Terrassen-Sedimenten unterlagert, die G. VON DER BRELIE, A. MÜCKENHAUSEN & U. REIN (1956) ohne sedimentpetrographische Überprüfung der „Mittelterrasse“ (es dürfte der „Rinnenschotter“ gemeint sein) zuordneten. In der Kiesgrube der Wtw. BOLL & Sohn in Weeze-Kalbeck (unweit der Fundstelle an der Weezer Kirche) ist ein ähnliches Schichtenprofil aufgeschlossen. Unter Auelehmen (1 m) und ca. 4 m mächtigen Sand-Kies-Folgen mit auffälliger basaler Grobblockzone und ohne Bimssteinlagen finden sich in einer Tiefe von 5-6 m grau-braune Tone mit einem Torflager. Aus dem Ton unmittelbar über den Torfen konnten zahlreiche Holzreste (Prof. H. WEYLAND, Wuppertal, bestimmte u. a.: *Carpinus betulus*, *Pinus silvestris*), Reste von Säugetieren (u. a.: Zähne und Geweihteile von *Cervus elaphus* LINN., Zähne von *Bos primigenius* BOJ. und auch in Geoden verbackene und umgelagerte tertiäre Meeresmuscheln (Oberoligozän) geborgen werden. Das Profil wird nach unten mit Terrassensedimenten gleicher Zusammensetzung wie die hangenden Sand-Kies-Folgen abgeschlossen, die deshalb auch wohl nicht der Mittleren Mittelterrasse, sondern der Älteren Niederterrasse zuzuordnen sind, über Blautonen (beginnend in 7,50 m Tiefe), die vermutlich den Tegelen-Schichten gleichzustellen sind. Eine Holzprobe (*Carpinus betulus*) wurde im C¹⁴-Labor des 2. Phys. Inst. der Universität Heidelberg durch Dr. K. O. MÜNNICH, dem herzlich gedankt sei, unter der Nr. H 405 437 „Holz vom Forsthaus Sandheide bei Weeze“ untersucht, wobei ein Alter von „älter als 35000 Jahren“ ermittelt wurde. Daraus kann aber nur der Schluß gezogen werden, daß auch die fossilführenden Ablagerungen nicht einem Interglazial (Eem-Interglazial), sondern einem relativ lang dauerndem und warmen Interstadial (vermutlich einem frühen Würm-Interstadial [?Göttweig?]) zuzuordnen sind.

18) Dieses wird als Riß I/II-Interstadial einzustufen versucht, worunter man an sich das Gerdau-Interstadial (vgl. u. a. G. LÜTTIG 1958) verstehen würde. Da es sich aber hierbei um Schichten handelt, die basalen Lagen der Unteren Mittelterrasse (Drenthe-Stadium) eingelagert sind, also älter als jenes Interstadial sein müssen, so wäre es wohl richtiger, dieses einem Drenthe-Intervall zuzuordnen. Einerseits wissen wir zur Zeit noch nicht, ob im Frühriß, z. B. etwa zwischen der Rehburger Zeit und dem Drenthe-Abschnitt (i.e.S.) überhaupt ein echtes Interstadial existiert hat, und andererseits deutet die Florengemeinschaft des Frimmersdorfer „Interstadials“ im Hinblick auf Dauer und Klima wohl eher auf ein Intervall hin. Sinngemäß würden hier aber wohl auch die gleichen Bemerkungen zur Nomenklatur der Gliederung der Riß-Eiszeit Gültigkeit besitzen, die beispielsweise vor allem P. WOLDSTEDT (1955) für die der Würmeiszeit geltend zu machen versuchte.

19) Die Flora und in noch weit höherem Maße die Käfer-Fauna weisen darauf hin, daß jene fossilführenden Schichten von Frimmersdorf an der Erft an das Ende (zumindest in einen relativ kühlen Abschnitt) des Mindel/Riß-Interglazials zu stellen sind. Um so mehr muß es daher verwundern, daß in einem Wald, in dem Kiefer und Erle dominieren, hin und wieder äußerst wärmeliebende Arten (Pollen und Nüsse von *Juglans* und *Pterocarya*, *Keteleeria*-ähnliche Pollen und Zapfen) auftreten sollen, was als sehr fraglich angesehen werden muß. Die Gründe, die für eine Autochthonie dieser äußerst wärmeliebenden Komponenten angegeben werden, sind m. E. nicht unbedingt zwingend, denn:

1) das Fehlen sonstiger wärmeliebender Floren (Tertiärrelikte) besonders in den Pollen-Spektren spricht nicht unbedingt gegen eine Allochthonie der vorgefundenen Elemente,

2) das Vorkommen von *Pterocarya*-Nüssen und *Keteleeria*-verdächtigen Zapfen-Resten muß auch nicht notwendig auf Autochthonie hinweisen, selbst wenn in den liegenden Sanden bislang diese nicht gefunden wurden und auch in Flöz Frimmersdorf der benachbarten Grubenbezirke bisher keine *Pterocarya*-Nüsse beobachtet wurden. Gerade das reiche Auftreten verschwemmter Tertiärpollen in den liegenden Sanden sollte zur Vorsicht gemahnen, die tertiären Relikte unter den Florenresten der interglazialen Schichten als autochthon hinzustellen. Auch in Stillwasser-Bereichen oder in wenig bewegtem Wasser sind m. E. Umlagerungen von Florenresten durchaus möglich. Man sollte ferner bedenken, daß hierbei Korrodierungen von Mikro- und Makrofloren-

Tabelle 2
Chronologische Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten und deren Klimaindikatoren in der Niederrheinischen Bucht.

Zeitfolge:	Schichtenfolge:	Verbreitung verzeichnet auf Abb.:	Quarz- gehalt unter den Geröllen in %:	Schwermineral- verteilung in der Reihenfolge der Häufigkeit (Augitgehalt in %):	Klimaindikatoren:						
					synchrone Eiskeile und Kryotur- bationen:	gedrifete Grobblöcke und Sand- schollen:	Geröll- morpho- metrie:	Fauna:	Flora:		
RISS - GLAZIAL (SAALE - EISZEIT (i. w. S.))	Warthe-Stadium	Krefelder Mittelterrasse	5	30-40	Alterit Augit Granat (ca. 20)	X	X	G	—	—	
	Gerdau- Interstadial	Erosion	?	5	Alterit Epidot Hornblende (ca. 5)	—	—	—	W	W ₂	
			?						—	—	
	Drenthe-Stadium (Saale-Eiszeit i. e. S.)	Untere Mittel- terrasse	Mintarder Eisrandlage	1	35-45	Untere Mittelterr.: Alterit Augit Granat (ca. 25) Mintarder Staffel: Zirkon Epidot Granat (-) Krefelder Staffel: Augit Alterit (ca. 35) Hornblende	X	X	G	K	—
			Krefelder Eisrandlage	2							—
Frimmersdorfer „Interstadial“			5	—							K
MINDEL / RISS- INTERGLAZIAL (HOLSTEIN- INTERGLAZIAL)	Erosion	Krefelder Schichten	1	4	Epidot Alterit Granat (ca. 5)	—	—	—	W	W ₂	
			2						—		
			4						—		
			5						—		
MINDEL - GLAZIAL (ELSTER - EISZEIT später Abschnitt)	Mittlere Mittelterrasse („Rinnenschotter“)		2	4	Augit Alterit Hornblende (ca. 40)	X	X	G	?	—	
			4						—		

(X = vorhanden; ? = vorhanden, aber nicht klimatisch ausdeutbar; — = nicht vorhanden; G = deutet auf glaziale Klimabedingungen hin; K = kaltzeitliche [Säuger-] Fauna oder Flora; W = warmzeitliche [Mollusken-] Fauna oder Flora [W₁ = deutet auf optimales Warmklima hin, W₂ = deutet auf gemäßigeres Warmklima hin]).

resten äußerst selten und von weit geringem Grad als bei stärker bewegtem Wasser erfolgen. Vielleicht erlauben auch die jetzt durch Prof. MURAWSKI am geologischen Institut Köln in Angriff genommenen gründlichen Untersuchungen der Käfer-Fauna nähere Aussagen hinsichtlich der klimatischen und zeitlichen Situation zu machen. Desgleichen würden verfeinerte sedimentpetrographische Untersuchungen und eine Erweiterung der vergleichenden Untersuchung über den Florengehalt von Flöz Frimmersdorf in den benachbarten Grubenbezirken wesentlich zur Klärung dieser Fragen beitragen.

Schriftenverzeichnis

- BRAUN, F. J.: Die Terrassengliederung am linken Niederrhein zwischen Geldern und Kalkar. - Geol. en Mijnb., N. S. 18, 374-378, 's-Gravenhage 1956.
- BRELIE, G. VON DER: Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 2. Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. - Eiszeitalter u. Gegenwart 6, 25-38, Öhringen/Württ. 1955.
- BRELIE, G. VON DER, KILPPER, K. & TEICHMÜLLER, R.: Das Pleistozän-Profil von Frimmersdorf an der Erft. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, 179-196, Krefeld 1960.
- BRELIE, G. VON DER, MÜCKENHAUSEN, A. & REIN, U.: Ein Torf aus dem Eiszeitalter im Untergrund von Weeze. - Der Niederrhein 22, 1-4, Krefeld 1955.
- BRELIE, G. VON DER & REIN, U.: Die Interglazialbildungen im Niederrheinischen Diluvium. - Der Niederrhein 19, 63-68, Krefeld 1952. - - Pollenanalytische Untersuchungen zur Gliederung des Pleistozäns am linken Niederrhein. - Geol. en Mijnb., N. S. 18, 423-425, 's-Gravenhage 1956.
- BRELIE, G. VON DER, REIN, U., KLUSEMANN, H., TEICHMÜLLER, R. & WORTMANN, H.: Pleistozän-Profile im Essener Raum. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1956, 113-132, Stuttgart 1957.
- HOPMANN, M., FRECHEN, J. & KNFTSCH, G.: Die vulkanische Eifel. - 2. Aufl., 1-144, Bonn 1958.
- ILLIES, H.: Eisrandlagen und eiszeitliche Entwässerung in der Umgebung von Bremen. - Abh. nat. Ver. Bremen 33, 19-56, 1952. - - Die Vereisungsgrenzen in der weiteren Umgebung Hamburgs, ihre Kartierung und stratigraphische Bewertung. - Mitt. geogr. Ges. Hamburg 51, 7-54, 1955.
- JONG, J. D. DE: Sedimentpetrographische Untersuchungen in Terrassenschottern im Gebiet zwischen Krefeld und Kleve. - Geol. en Mijnb., N. S. 18, 389-394, 's-Gravenhage 1956.
- JUX, U. & ROSENBAUER, K. A.: Zum Vorkommen von Ceraceen-Resten in jungpleistozänen Flußablagerungen der Niederrheinischen Bucht. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 108, 81-126, Stuttgart 1959.
- KAISER, K.: Geologische Untersuchungen über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht. - Sonderveröff. Geol. Inst. Köln 1, 1-68, Köln 1956. - - Die Höhenterrassen der Bergischen Randhöhen und die Eisrandbildungen an der Ruhr. - Ebendort 2, 1-39, Köln 1957. - - Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. Ein Beitrag zur Kenntnis der Periglazialerscheinungen der Rheinlande. - Eiszeitalter u. Gegenwart 9, 110-129, Öhringen/Württ. 1958.
- KARREBERG, H.: Verbreitung und Lagerung von Haupt- und Mittelterrasse am Niederrhein. - Z. deutsch. geol. Ges. 103, 118, Hannover 1951.
- LÜTTIG, G.: Eiszeit-Stadium-Phase-Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung. - Geol. Jb. 76, 235-260, Hannover 1958.
- MAARLEVELD, G. C.: Ergebnisse von Kiesanalysen im Niederrheingebiet. - Geol. en Mijnb., N. S. 18, 411-415, 's-Gravenhage 1956.
- QUITZOW, H. W.: Die Terrassengliederung im niederrheinischen Tiefland. - Ebendort 18, 357-373, 's-Gravenhage 1956.
- REIN, U.: Über Interglazialbildungen im niederrheinischen Diluvium. - Z. deutsch. geol. Ges. 103, 117-118, Hannover 1951. - - Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 1. Pollenstratigraphie im älteren Pleistozän. - Eiszeitalter u. Gegenwart 6, 16-24, Öhringen/Württ. 1955.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. - Stuttgart 1950.
- STEEGER, A.: Das glaziale Diluvium des niederrheinischen Tieflandes. Beitrag I-VII. - Ber. niederrh. geol. Ver. 1923, C 1-46, Bonn 1925 (mit einem Literaturverzeichnis bis 1923). - - 100 Jahre Eiszeitforschung am Niederrhein. - Der Niederrhein 19, 55-63 u. 86-87, Krefeld 1952 (mit einem Literaturverzeichnis bis 1952).
- SZAFER, W.: Über die Zweiteilung des Riß-Glazials. - Veröff. geobot. Inst. Rübel in Zürich 34, 126-131, Bern u. Stuttgart 1957.
- THOME, K. N.: Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein. - Geol. Jb. 76, 261-308, Hannover 1958. - - Eisvorstoß und Flußregime am Niederrhein und Zuider See im Jungpleistozän. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, 197-246, Krefeld 1960.

- VLERK, I. M. VAN DER & FLORSCHÜTZ, F.: Nederland in het Ijstijdvak. - Utrecht 1950 (mit einem Literaturverzeichnis für die Niederlande). - - The palaeontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. - Verh. kon. ned. Akad. Wetensch., Afd. Natuurk., 1. Reihe 20, 1-58, Amsterdam 1953.
- WOLDSTEDT, P.: Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - Eiszeitalter u. Gegenw. 4/5, 34-48, Öhringen/Württ. 1954. - - Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - 2. Aufl., Stuttgart 1955. - - Über die Gliederung der Würm-Eiszeit und die Stellung der Lössе in ihr. - Eiszeitalter u. Gegenw. 7, 78-86, Öhringen/Württ. 1955. - - Das Eiszeitalter. Grundlagen einer Geologie des Quartärs. - 2. Aufl., Stuttgart 1954 u. 1958.
- ZONNEVELD, J. I. S., Schwermineralgesellschaften in niederrheinischen Terrassensedimenten. - Geol. en Mijnb., N. S. 18, 395-401, 's-Gravenhage 1956. - - Litho-stratigraphische eenheden in het Nederlandse Pleistoocen. - Meded. geol. Sticht., N. S. 12, 31-64, Maastricht 1958.

Manusk. eingeg. 20. 8. 1960.

Anschrift der Verfasser: Dr. Karlheinz Kaiser, Geol. Inst. der Universität, Köln, Zülpicher Str. 47; Dr. Rudolf Schüttrumpf, Inst. für Ur- und Frühgeschichte der Universität, Köln-Lindenthal, Weyertal 125.

Einige Bemerkungen zu L. VÉRTES: Das Moustérien in Ungarn

VON MARIA MOTTL, Graz

Im Band 10, 1959, der vorliegenden Zeitschrift ist von L. VÉRTES, Budapest, die oben genannte Zusammenfassung erschienen. Da L. VÉRTES dabei einige Irrtümer unterlaufen sind, sei es der Verfasserin gestattet, zu diesen rein sachlich Stellung nehmen zu dürfen.

Auf Seite 22 befaßt sich L. VÉRTES mit der zeitlichen Einstufung der Ablagerungen der Subalyuk-Höhle im nördlichen Ungarn, wobei er die Schichten 1—6 in das R/W-Interglazial, die Schichten 7—14 in das W 1 verlegt, wie ich das in der Monographie über die Subalyuk-Höhle schon vor mehr als 20 Jahren getan habe mit dem Unterschied, daß ich eigentlich nur die unteren rotgefärbten Sedimente (Schichten 1—3) als bezeichnend interglaziale untere Schichtgruppe zusammenfaßte, da die Schichten 4 und 6 fundleer waren. L. VÉRTES trifft feinere Unterschiede, indem er einen einleitenden ozeanischen (Schichten 7—9) und einen kontinentalen Abschnitt (Schichten 10—14) des W 1 auseinandertrennt.

L. VÉRTES führt an, daß ich die Schichten 8—17 einheitlich als W 1 bezeichnet hätte, was nicht ganz zutrifft. Zu dieser Angabe möchte ich folgendes bemerken: Ich unterschied wohl eine untere rotgefärbte (Schichten 1—3) und eine obere (grünlichgrau bis hellbraune Schichten, Nr. 7—14 bzw. 17) Schichtgruppe, befaßte mich jedoch, was letztere Schichtgruppe betrifft, hauptsächlich mit der Fauna der hellbraunen Spätmoustérien-Schicht (Schicht 11 und 14), die ich als eine reichhaltige und bezeichnende Tiergemeinschaft dem ausgehenden R/W bzw. dem beginnenden W 1 zugereicht habe. Die Schichten 16—17 (dunkelgrauer, kalkschuttführender und kalkhaltiger schuttführender Lehm mit dem *Gulo*-Schädel), die nur im Kamin vorhanden waren, habe ich im Rahmen meiner Faunabearbeitung nicht näher erörtert, wohl aber auf Seite 57 des deutschsprachigen Teiles der Subalyuk-Monographie (Geol. Hungar. Ser. Palaeont. 14, 1939, Budapest) über den *Gulo*-Fund ausdrücklich gesagt: „Das Exemplar der Subalyuk-Höhle kam aus der dem hellbraunen Höhlenlehm aufgelagerten oberen kalkigen, lößartigen Kaminausfüllung zum Vorschein und gehört wahrscheinlich schon nicht mehr dem Moustérien, sondern einem jüngeren Niveau an.“

Auf Grund seines eigenen Profilrekonstruktionsversuches stellt L. VÉRTES die Schichten 15—16 in das W 1/2 Interstadial und die Schicht 17 mit dem *Gulo*-Rest (L. VÉRTES gibt nur einen Phalangenknochen an) in das W 2. Wie schwankend diese seine neue Einteilung ist, beweisen seine Sätze auf Seite 66 seines neuerschienenen zusammenfassenden Berichtes: Untersuchungen an Höhlensedimenten (Regeszeti Füzetek 1959, Budapest), indem er schreibt: „Über Schicht 15, die KADIĆ einen dunkelgrauen, lockeren, kalkschuttartigen Lehm und MOTTL einen dunkelbraunen Lehm nennt, wissen wir kaum etwas. Ihrer Farbe zufolge ist es nicht ausgeschlossen, daß sie das W 1/2 repräsentiert; das ist umso wahrscheinlicher, als die oberste pleistozäne Schicht, 17, annehmbarerweise wieder in einem ozeanischen Abschnitt (W 2?) entstand.“ Auf Seite 124 derselben Publikation wurden Schicht 15 und 17 noch vorsichtiger behandelt und beide, nur mit einem Fragezeichen versehen, diesen Abschnitten zugereicht.

Es soll an dieser Stelle nur mit knappen Sätzen auf einige Mißverständnisse hingewiesen werden, die L. VÉRTES bei seinem Rekonstruktionsversuch unterlaufen sind. Erstens ist die Schicht, die von KADIĆ im Gesamtprofil der Subalyuk-Höhle — das auf Seite 65 seiner Budapester Publikation auch VÉRTES bringt — als „dunkelgrauer Höhlenlehm mit lockerem Kalkschutt“ bezeichnet wurde, nicht Schicht 15 (das ist nämlich der hellbraune Höhlenlehm mit lockerem Kalkschutt), sondern Schicht 16, und sie ist auch in

meiner Faunenliste dunkelgrau. Die Schicht wieder, die ich in meiner Faunenliste der Subalyuk-Monographie als dunkelbraunen Lehm anführe, ist Schicht 5 (!) und auch im Profil von KADIĆ so bezeichnet. Ich schrieb im deutschsprachigen Teil der Subalyuk-Monographie gleich auf der ersten Seite meiner Faunabearbeitung wörtlich und ausdrücklich: „Die untere Schichtserie gliedert sich petrographisch in eine lebhaftrote plastische (1), eine lebhaftrote Knochenbreccien- (2) und in eine gelblichrote paläolithische Schicht (3). In der oberen Schichtgruppe, welche das Spätmoustérien barg und die sich aus den vom grünlichgrauen (Schicht 7) bis zum hellbraunen Höhlenlehm (14) bzw. bis zum Humus aufeinander gelagerten Schichten zusammensetzt, ist der Höhlenbär die herrschende Gestalt ... Zwischen beiden Schichtgruppen lagerte sich eine dünne Schichtserie ab, von deren Schichten die grünlichgelbe (4) und die rotbraune (6) vollkommen steril waren, während die dunkelbraune (5) einige Bärenknochen und Begleitelemente lieferte. Diese Schicht können wir als eine paläontologisch ziemlich scharfe Grenze betrachten, unter und ober welcher uns zwei Säugetiergesellschaften von verschiedener Bedeutung entgegentreten.“

In meiner detaillierten Faunenliste der Subalyuk-Monographie sind die Skelettreste einer jeden Art, mit Schichtbezeichnung versehen, in vertikaler Reihenfolge von den oberen bis zu den unteren Schichten zusammengefaßt, wobei innerhalb der oberen Schichtgruppe der dunkelbraune Lehm als untere Grenzschicht gegen die untere Schichtgruppe angeführt wird.

Die Säugetierreste daher, die VÉRTES auf Grund seiner „Umgruppierung“ auf Seite 23 seines deutschen Berichtes und auf Seite 68 seiner Budapester Publikation als für das W 1/2 der Subalyuk-Höhle ins Feld führt (*Sus*, *Canis*, *Vulpes*, Hyäne, Pferd), haben demzufolge aber schon gar nichts mit Schicht 15 oder 16 zu tun, sondern sie stammen aus Schicht 5, die doch nach VÉRTES (Seite 22 und Seite 66 seiner Publikationen) nach R/W-Interglazial ist!

Auf Seite 29 seiner Studie in Eiszeitalter und Gegenwart behandelt VÉRTES die Sedimente der Ballavölgyer-Höhle. Er schreibt: „M. MOTTL grub hier 1937—38. Die Ergebnisse der Ausgrabung wurden eigentlich nicht publiziert und außer dem Ausgrabungsprotokoll MOTTLS befaßt sich nur ein kurzer Hinweis KADIĆs mit ihnen.“ Dann befaßt sich VÉRTES mit der Schichtfolge der Höhle, datiert den hellen (gelben) Lehm, meine damalige Auffassung (Spätglazial) revidierend, für Ende R/W oder W 1. In seiner Budapester Publikation entschied er sich auf Seite 126 für den kontinentalen Abschnitt des W 1 und für Anfang W 1/2.

Dazu sei mir erlaubt, folgendes zu berichten: In der Ballavölgyer Höhle grub ich nicht nur im Jahre 1937, sondern auch im Jahre 1939, und die Ergebnisse wurden von mir, zusammen mit den anderen Ergebnissen meiner vielseitigen Grabungen in den Jahren 1939—40 (Ballahöhle, Tarköer-Felsnische, Háromkuter-Höhle, Gombaszög, Domica-Höhle, Aggteleker-Höhle, Pelsőcardóer-Höhle, Ludmilla-Höhle, Lössforschungen im Gebiete von Nagymaros, Nógrádverőcze, Szob, Basaharc, Pilismarót) in einem ausführlichen Bericht von 37 Seiten mit 39 Abbildungen und zahlreichen Profilzeichnungen niedergeschrieben, wovon 3 Seiten und 5 Abbildungen sich auf die Ballavölgyer-Höhle bezogen haben. Diese Zusammenfassung für die Jahresberichte der Ung. Geol. Anstalt war im Herbst 1944, zusammen mit dem Bericht über meine Ausgrabungen in den Jahren 1941—42 in Siebenbürgen, sowie mit meinem vierteiligen paläontologischen Bericht: Neue Säugetierfunde in der Sammlung der Ung. Geol. Anstalt zu Budapest (Sirenia-Funde von Üröm b. Budapest. Die Hipparionfauna von Rudabánya. *Anancus arvernensis* von Somogyvár und *Palaeoloxodon antiquus* von Budapest-Várhegy) im Druck, der Umbruch und die Klischeeabzüge von mir bereits korrigiert. Ein Durchschlagexemplar des Manuskriptes, sowie die Abbildungen und Zweitexemplare der Klischeeabzüge sind heute noch in meinem Besitz.

Da sich, laut VÉRTES, in der Abteilung für archäologische Dokumentation des Ung. Nationalmuseums von diesen umfangreichen Berichten keine Spur findet, sollen die auf die Ballavölgyer-Höhlung bezogenen Feststellungen hier an Hand des Durchschlagexemplares meines damaligen Berichtes wiedergegeben werden: „Ab Mitte Juli 1939 begann ich mit der weiteren Erschließung der Ballavölgyer Höhlung, in der ich einen Teil der Ausfüllung schon 1937 abtragen ließ. Damals kamen aus der gelblichbraunen Schichte bloß zwei nicht typische, aus Obsidian angefertigte Steingeräte ans Tageslicht, auf Grund welcher kein näherer Kulturhorizont festzustellen war. Die nahezu 8 m lange, nach unten bergwärts stark ausgedehnte, schön korrodierte Höhlung befindet sich in der Gemarkung der Ortschaft Répáshuta (Komitat Borsod), 10 m über der Talsohle an der NW-Seite des Kövesváradberges. Die Höhlung entstand entlang NO-SW streichender Spalten zwischen Kalksteinbänken, die unter 45° einfallen. Die Höhlenausfüllung wies folgende Schichtung auf: 1. Schwarzer Humus. Tierreste: *Chiroptera* sp. div., *Sciurus vulgaris* L., *Arvicola terrestris* L., *Microtus arvalis* PALL., *Cricetus cricetus* L., *Lepus europaeus* PALL., *Canis lupus* L., *Vulpes vulpes* L., *Meles meles* L., *Felis silvestris* SCHREB., *Felis catus* L., *Capreolus capreolus* L., *Cervus elaphus* L., *Sus domesticus* GRAY. - 2. Graubrauner Humus mit vielen neolithischen Topfscherben, einer schönen Neolithperle und den Knochenresten folgender Säugetiere: *Erinaceus* sp., *Ursus arctos* L., *Vulpes vulpes* L., *Martes martes* L., *Cricetus cricetus* L., *Lepus* sp., *Capreolus capreolus* L., *Cervus elaphus* L., *Sus* sp.

Die Tierreste aus dem Humus weisen darauf hin, daß beide Ablagerungen aus jenen Zeiten stammen, als im Bükkgebirge noch Braunbär und Wolf hausten.

3. Gelblichbrauner Höhlenlehm. Eine nahezu 2 m mächtige Ablagerung, die der Tiefe zu immer grünlicher wird, auch viel Kalkschutt führt, der eckig und autochthonen Ursprungs ist. Die Fauna dieser Schicht ist folgende: *Ursus spelaeus* ROSENEM., *Canis lupus* L., *Vulpes vulpes crucigera* BECHST., *Alopex lagopus* L., *Martes martes* L., *Meles meles* L., *Mustela erminea* L., *Hyaena spelaea* GOLDF., *Cricetus cricetus* L., *Colobotis rufescens* K. BLAS., *Lepus* sp., *Ochotona pusillus* PALL., *Capra ibex*-Gruppe, *Megaceros giganteus* BLMB., *Rangifer tarandus* L., *Cervus elaphus* L., *Rupicapra rupicapra* L., *Bison priscus* BOJ., *Lagopus albus* K. BLAS., *Lagopus mutus* MONT., *Tetrao tetrix* L., *Tetrao urogallus* L., *Tinnunculus tinnunculus* L., *Asio accipitrinus* L.

Höhlenbär und Rentier überwiegen. Auch die Gemse ist häufig, während die anderen Raubtiere und die Nager nur eine untergeordnete Rolle spielen. Die Fuchsreste sind alle kleiner als die unserer typisch hochglazialen Unterart: *Vulpes vulpes vulpes* L., während sie mit denen der rezenten *Vulpes vulpes crucigera* BECHST. gut übereinstimmen. Demgegenüber erweisen sich die Zieselreste kräftiger als die des gemeinen Ziesels und entsprechen somit der größeren Art: *Colobotis rufescens*. Der Rotziesel ist in Ungarn bisher nur aus jüngstpleistozänen Ablagerungen bekannt. Von den Vogelarten deuten die Schneehühner und die Sumpfohreule auf ein kaltes Klima hin, während Birkhuhn, Auerhuhn und der Rüttelfalk Bewohner der gemäßigten Zonen sind.

4. Aus dem unteren, grünlichbraunen Höhlenlehm kamen überwiegend Höhlenbärenreste und nur vereinzelt Wolf-, Hyänen- und Gemenknochen zutage. Dieser Teil der Höhlenausfüllung ist zweifelsohne älter, während wir den darüberliegenden gelblichbraunen Lehm auf Grund der zahlreichen Rentierknochen und der Anwesenheit von Schneehühnern, Eisfuchs und Sumpfohreule für jünger und zwar für spätglazial halten müssen.

Aus der gelblichbraunen Schichte kamen 1939 mehrere Stein- und Knochenwerkzeuge zum Vorschein. Alle diese Steingeräte, mit Ausnahme einer einzigen Klinge, wurden aus Obsidian angefertigt. Es handelt sich zumeist um dicke, grob zugerichtete, großenteils mit steiler Randretusche bearbeitete Klingenschaber von gedrungener Form. Zwei dünne Klängen stellen typische Geräte des Magdalénien dar. Die eine ist aus Obsidian, schlank, schmal, mit fein gezahnten Rändern, terminal mit einer gut retuschierten Kerbe versehen,

wodurch das Gerät in einer feinen abgerundeten Bohrerspitze endet. Das Material der anderen, ebenfalls schlanken Klinge ist blauweißer Chalzedonopal. Das langschmale Werkzeug ist nur grob zugerichtet, ohne feinere Retuschierung, und sein oberes Ende ist stichelförmig abgeschrägt. Die Handmanufaktur der Ballavölgyer-Höhlung kann trotz Überwiegen der Klingenschaber nicht dem Aurignacien zugereicht werden. Erstens enthält sie keine typischen Aurignacienformen, zweitens sind ganz ähnliche Stücke auch im heimischen Magdalénien (Kiskevélyer Höhle, Lößstation Ságvár¹⁾), aber auch in Magdalénien-Kulturen Deutschlands (Kleine Ofnet, Bocksteinhöhle) und im Schweizersbild anzutreffen. Diese typologische Feststellung wird durch die geborgenen Knochengeräte nur bekräftigt: Ein wunderschön geformtes, fein poliertes, scharfrandiges Gerät stimmt teils mit den entwickelten *Pointe-à-cran*-Typen, teils mit den triangulären Messerchen des deutschen Spätmagdalénien überein. Auch mehrere, verschieden stark abgenutzte Kiskevélyer Zahnklingen wurden geborgen.

Die auf Grund der Faunazusammensetzung gewonnenen chronologischen Feststellungen werden also durch die aus der Typologie der zum Vorschein gekommenen Stein- und Knochengeräte gezogenen Folgerungen nur unterstützt.“

Soweit mein Berichtsteil über die Ballavölgyer Höhlung, in dem von 20 Stück von mir gesammelten Holzkohlenresten, wie das VÉRTES in seiner Publikation auf Seite 29 anführt, keine Erwähnung steht, wo doch solche von mir stets immer angegeben worden sind auch dann, wenn ihre endgültige Bestimmung noch ausstand und ihre Untersuchung seitens Univ.-Doz. S. SÁRKÁNY noch im Gange war.

Ich hoffe damit auch die Sache der Ballavölgyer Höhlung in ein dem Fundmaterial entsprechendes Licht gestellt zu haben.

Manusk. eingeg. 10. 3. 1960.

Anschr. d. Verfasserin: Kustos Dr. Maria Mottl, Museum Joanneum, Rauberg 10, Graz, Österreich.

¹⁾ Heute vielfach Höhlengravettien genannt.

Vorschlag zur bodenartlichen Kennzeichnung von Wattsedimenten¹⁾

Von J. L. RUYTER, Hannover

Mit 4 Abbildungen im Text und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Im Rahmen einer Spezialkartierung im ostfriesischen Watt ergab sich die Frage nach einer zweckmäßigen Einteilung und kartenmäßigen Darstellung der dort auftretenden Bodenarten (Korngrößengemische). Die hier vorgeschlagene Gruppierung sollte weitgehend den chemisch-physikalischen Eigenschaften dieser rezenten Wattsedimente entsprechen und mit der Bodenarten-Ansprache der Marschkartierung des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung übereinstimmen. Anhand der durchgeführten Bodenuntersuchungen werden die wichtigsten Eigenschaften der angetroffenen Wattsedimente und ihre Beziehung zueinander besprochen und die Grenzwerte für die vorgenommene Gliederung dargelegt.

Summary. During a special mapping in the tidal flat of Eastern Frisia the question arose as to how the soils in this area could most suitably be classified and represented on maps (grain size mixtures). The grouping suggested in this paper is done according to chemical and physical properties of these recent tidal flat sediments. Simultaneously conformity with the soil definitions of the marsh mapping by the „Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung“ was tried to be reached. Based on the soil analysis, the most outstanding qualities of tidal flat sediments found here and their relations are being discussed. Furthermore the boundary values for the classification are investigated.

Im Sommer 1959 wurde im Watt der Leybucht eine geologisch-bodenkundliche Versuchskartierung als Gemeinschaftsarbeit des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung mit der Forschungsstelle Norderney durchgeführt. Es sollte geprüft werden, inwieweit das inzwischen auf dem Festland erarbeitete Verfahren der Marschkartierung (Geologisch-bodenkundliche Karte der niedersächs. Marschen 1:5000, 1956—1960) im Watt technisch durchführbar ist und welche sinnvolle Anwendung für die Fragen der Landgewinnung und der künftigen Nutzung neu einzudeichender Wattflächen sich daraus ergibt. Darüberhinaus sollte durch die hiermit verbundenen analytischen Feststellungen (Methoden: siehe Beihefte zu den geolog.-bodenkundl. Karten 1:5000) ein Beitrag zu dem Problem der chemikalisch-physikalischen Eigenschaften von rezenten Wattsedimenten geleistet werden.

Die größte Schwierigkeit für die Erstellung einer Wattkarte lag in dem Fehlen einer verbindlichen Nomenklatur für die Bezeichnung der im Watt vorkommenden Korngrößengemische. Diese Tatsache erschwerte z. Zt. die Aufstellung einer allgemein verständlichen und über das Gebiet der Leybucht hinaus brauchbaren Legende bezüglich der Charakterisierung der hier auftretenden Korngrößengemische und ihrer kartenmäßigen Darstellung.

Die bisherigen Gliederungen (WOHLENBERG 1937, LINKE 1937, PLATH 1943, C. D. MÜLLER 1957, 1958) konnten im Rahmen des o. a. Kartiervorhabens nicht voll befriedigen. Diese Gliederungen waren entweder zu grob oder zu unübersichtlich. Weiterhin konnte keine exakte Abgrenzung der einzelnen Bodenartengruppen vorgenommen werden, oder einer Abgrenzung lagen ungleiche Fraktionen zugrunde. Darüberhinaus wurden Schlämmanalysenmethoden verwendet, die keinen Vergleich mit den heute üblichen Verfahren zulassen und fast immer den Tonanteil aufgrund zu geringer Dispergierung vernachlässigten.

Es liegt auf der Hand, daß die Korngrößenzusammensetzung in einem hinsichtlich der

1) Auszug aus einem Vortrag, gehalten am 9. 6. 1960 anlässlich der 27. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen, Norderney 8.—11. 6. 1960.

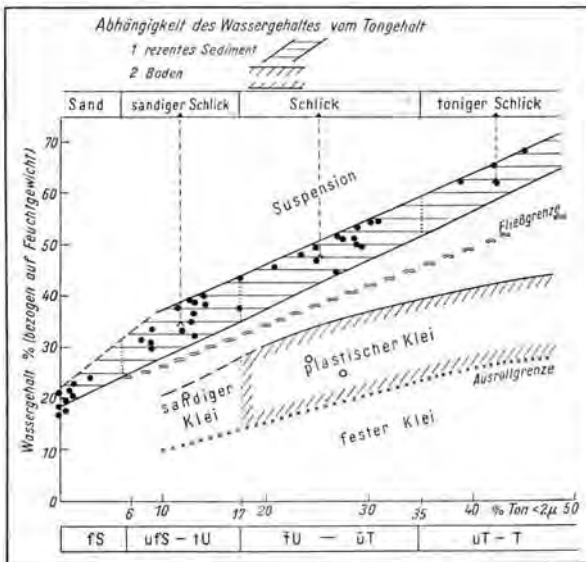


Abb. 1. Wassergehalt und Konsistenz. ● H₂O-Gehalte von rezenten Sedimenten; ○ H₂O-Gehalte von überschlickten fossilen Bodenbildungshorizonten.

Salinität gleichartigen Sedimentationsraum von besonderer Bedeutung ist. Dennoch kann die Korngrößenzusammensetzung nur dann als Kriterium für die Einteilung der Wattsedimente dienen, wenn andere wichtige Eigenschaften hiermit korrelieren.

Eine wichtige Eigenschaft von Wattsedimenten ist ihr Wassergehalt. Es wurde untersucht, welche Zusammenhänge zwischen den Tongehalten (<2 µ), die mit dem angewendeten Analysenverfahren (JUNG-LÜTTMER 1955 — nach vorheriger hinreichender Entsalzung und Humuszerstörung mit H₂O₂) ermittelt wurden, und den H₂O-Gehalten rezenter Sedimente bestehen. Zusätzlich wurden die Wassergehalte von bereits mehr oder weniger vorentwässerten Substraten (Böden) innerhalb der Fließ- und Ausrollgrenze, bezogen auf den Tongehalt, dargestellt. Das Ergebnis zeigt Abb. 1.

Es ergibt sich aus der Abbildung, daß eine enge Beziehung zwischen Ton- und H₂O-Gehalt für junge Sedimente besteht. Daraus folgt, daß rezenten Sedimenten je nach Tongehalt bestimmte H₂O-Gehalte bzw. je nach H₂O-Gehalt bestimmte Tongehalte zugeordnet werden können. Wie die Abbildung 1 zeigt, gilt dies nicht für die o. a. vorentwässerten Böden (Klei). Mit anderen Worten: Ein rezentes Sediment hat den Wassergehalt, der seiner Korngrößenzusammensetzung entspricht. Damit ist gleichzeitig eine Aussage über die jeweilige Lagerungsdichte bzw. das Porenvolumen eines jungen Sedimentes möglich, da die tidebedingte täglich zweimal erfolgende Überstauung einen nennenswerten luftgefüllten Porenraum zunächst nicht zuläßt. Diese hier diskutierte Beziehung gilt nur dann nicht, wenn ein abnormer Gehalt an organischer Substanz vorliegt.

In der Abbildung 2a sind die gefundenen Abhängigkeiten zwischen Tongehalt und Prozent-Anteilen an organischer Substanz und CaCO₃ aufgezeigt. Diese Beziehung gilt als Regelfall für den hier untersuchten Raum, wie dies ebenfalls bereits von anderen Autoren festgestellt wurde (LINKE 1937, PLATH 1943, PONS & WIGGERS 1959, 1960).

Abbildung 2b zeigt die Abhängigkeit zwischen dem Tongehalt (<2 µ) und dem T-Wert (Sorptionskapazität = Kationenaustauschkapazität) als auch dem quantitativen Gehalt an freien Salzen. Die letztere Beziehung ist wiederum abhängig von der Salinität des Sedimentationsraumes und in diesem Fall mit 25^{0/00} zugrunde gelegt.

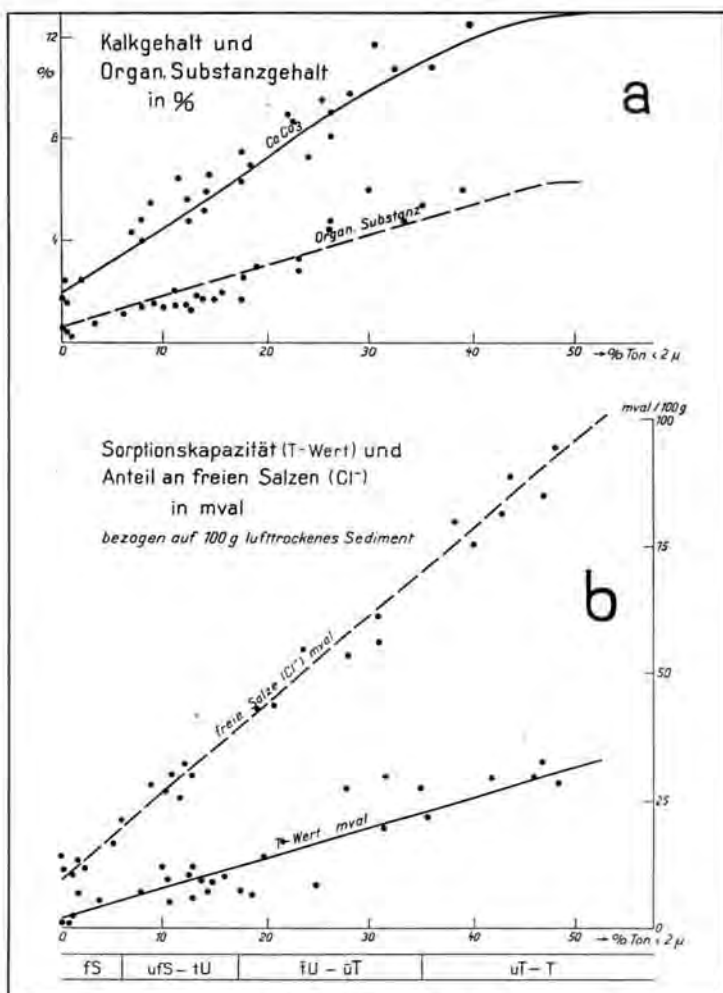


Abb. 2. Eigenschaften rezenter Sedimente in Abhängigkeit vom Tongehalt.

In der Abbildung 3 ist die Beziehung zwischen dem H₂O-Gehalt (bezogen auf Frischgewicht) und dem Salzgehalt des Bodenwassers in mval Cl⁻/Ltr. aufgetragen. Der Vorteil dieser Darstellung liegt in der Klarstellung der Zusammenhänge zwischen H₂O-Gehalt des Korngrößengemisches — und damit bei rezenter Sedimenten mit dem Tongehalt —, der Salinität des Sedimentationsraumes und dem möglichen Anteil an freien Salzen in mval Cl⁻, bezogen auf 100 g lufttrockene Substanz.

Es ergibt sich somit, daß Abhängigkeiten bestehen zwischen dem Tongehalt, H₂O-Gehalt, dem Gehalt an freien Salzen und der Salinität des Sedimentationsraumes. Wenn eine dieser 4 Größen nicht bekannt ist, kann sie somit ohne weiteres überschlägig mit Hilfe der Abbildungen 1 und 3 abgeleitet werden.

Diese Darlegungen beruhen auf der eingehenden Untersuchung von etwa 70 Bodenproben. Sie bedeuten ein vorläufiges Ergebnis der unter einer speziellen Fragestellung angestellten Überlegungen, die durch weitere Untersuchungen erweitert und vertieft werden sollen.

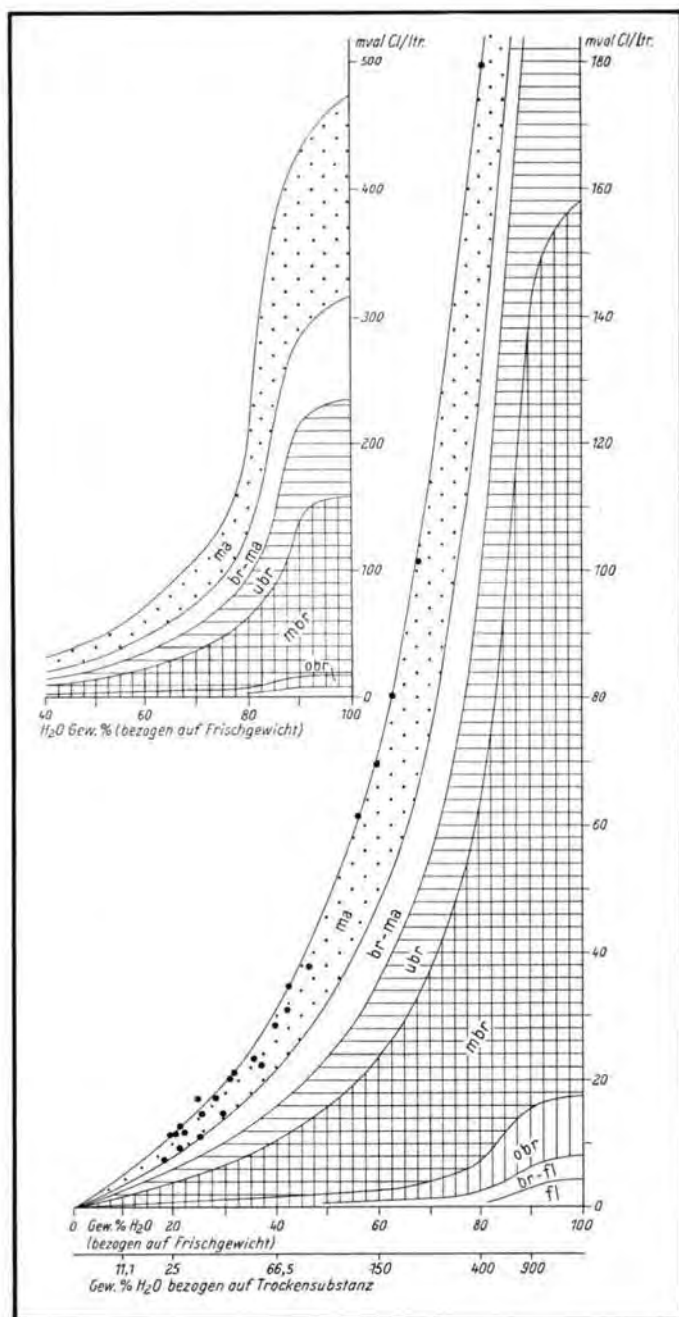


Abb. 3. Beziehung zwischen Salzgehalt, Bodenfeuchte und Salinität des Sedimentationsraumes. ma = marin, br-ma = brackisch-marin, ubr = unteres Brackwasser, mbr = mittl. Brackwasser, obr = oberes Brackwasser, br-fl = brackisch-fluviatil, fl = fluviatil. Grundlagen dieser Abgrenzung: siehe Beiheft zur geologisch-bodenkundl. Karte 1 : 5 000.

* Boden- arten	Boden- arten- gruppen	Zusammenfassende Bezeichnung von Korngrößengemischen in unentwässertem Zustand	Grenzwerte bezüglich					Bezeichnung u. Unterteilung von Wattflächen nach den an ihre Oberfläche auftretenden Korngrößengemischen			
			Ton < 2 μ %	Feinsand > 60 μ %	H ₂ O-Gehalt (Boden-H ₂ O) %	freie Salze Cl ⁻ m val	T-Wert m val		Organ. Subst. %		
T	Tone	toniger	> 35	< 15	52-70	60-100	> 25	6 (>6)	toniges	Schlickwatt	
uT	schluffige	Schlick									
üT	Tone	Schlick	17-35	20-40	35-55	40-60	12-25	4-6	Schlickwatt	Schlickwatt	
tU	tonige	Schlick									
ffsU			12-17	20-60	28-42	30-40	6-12	1-4	schluffiges	sandiges	
tU	Schluffe	schluffiger							Sandiger		
fsU	Schluffe	Schlick	6-12	60-85	25-35	15-30			Schlickwatt	Schlickwatt	
t'U											
t'u fs	Schluffe u. Feinsand	sandiger	6-12	60-85	25-35	15-30			Sandiger	Schlickwatt	
fsU	Feinsand	Schlick									
fs'u	Feinsand, Schluffe	Schlick	< 6	> 85	18-25	8-15	2-6	< 1	Sandwatt	Sandwatt	
u fs	Schluffe	Schlick									
fs	Feinsand	Feinsand	*(Watt) * Sand * *	< 6	> 85	18-25	8-15	2-6	< 1	Sandwatt	Sandwatt

Tabelle 1

Gruppierung und Grenzwerte der Wattsedimente in Verbindung mit der Bodenarten-Einteilung der Marschkartierung.

* Bei der Marschenkartierung des Niedersächsischen Landesamtes f. Bodenforschung seit 1959 übliche Einteilung.

** Die hier angegebenen Grenzwerte beziehen sich auf die Salinitätsverhältnisse der Leybucht (25—30‰). Bei geringeren Salzgehalten sind entsprechende Werte aus Abb. 3 einzusetzen.

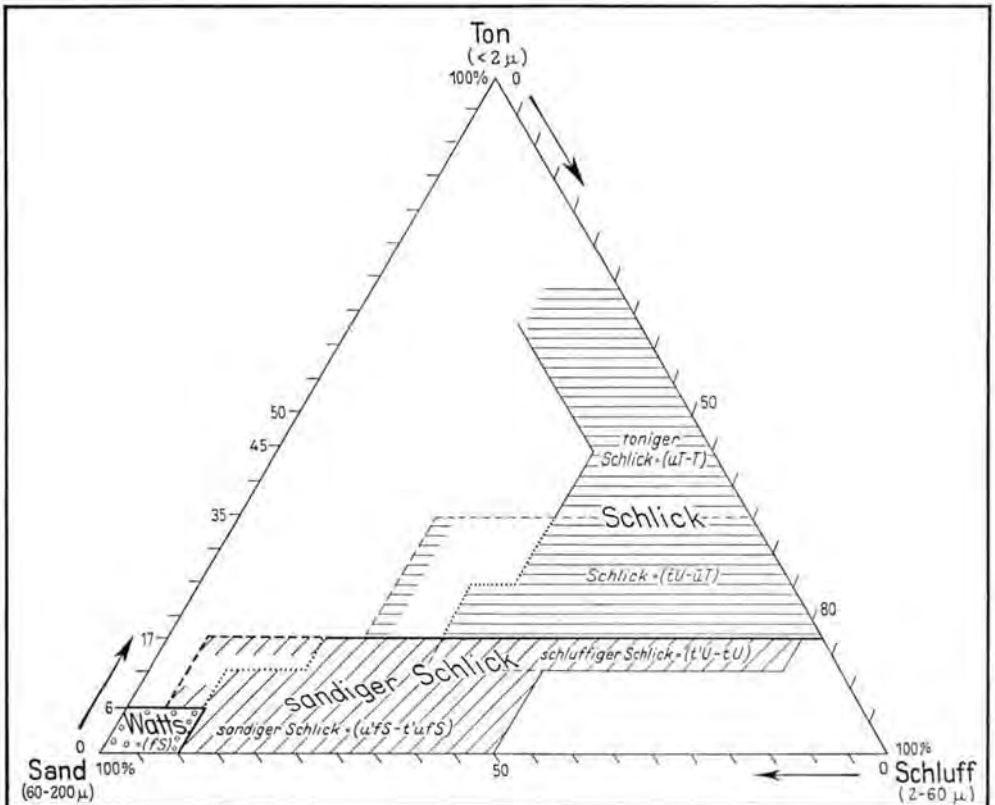


Abb. 4. Vorschlag zur Bezeichnung der Wattsedimente.

Welche Schlußfolgerungen ergeben sich nun nach der eingangs gestellten Frage einer zweckmäßigen Gliederung dieser Wattsedimente?

Die bekannte Salinität des untersuchten Wattengebietes ist relativ gleichmäßig (ca. 25‰). Der Salzgehalt der Sedimente ist dagegen abhängig vom Tongehalt. Das Gleiche gilt für den H₂O-Gehalt und die damit verbundenen mechanischen Eigenschaften dieser Substrate, u. a. mögliche Setzungen, auf die in einer späteren Arbeit näher eingegangen werden soll.

Die Korngrößenzusammensetzung, insbesondere die genaue, durch ausreichende Dispergierung gewonnene Kenntnis des Tongehaltes ($< 2 \mu$) wurde daher als besonders wichtiges Kriterium für die Kennzeichnung der Wattsedimente herangezogen.

Weiterhin wurde Wert darauf gelegt, die Korngrößenabstufung mit denen der Marschböden in Übereinstimmung zu bringen, weil dies hinsichtlich der Abschätzung der Eigenschaften bei einer eventuell späteren Bodennutzung von besonderer Bedeutung erschien. Die aufgrund dieser Überlegungen gewählte Einteilung ist aus Tabelle 1 und Abbildung 4 ersichtlich.

In der Tabelle 1 sind darüberhinaus überschlägig die den Korngrößengemischen zugehörigen Gehalte an H₂O, freien Salzen, T-Werten und Gehalten an organischer Substanz aufgeführt. Aus dieser Tabelle ergeben sich ebenfalls Vorschläge für eine definierte Bezeichnung von Wattflächen.

In Abbildung 4 sind ausschließlich die für die Wattsedimente vorgeschlagenen Bezeichnungen in einem Dreiecks-Schaubild dargestellt (bezüglich der Darstellungsform siehe SCHIRMER 1959).

Hierbei wurden die zahlreichen Korngrößenanalysen aus den ostfriesischen Wattgebieten von Herrn Dr. SINDOWSKI mitverwertet, die dieser dankenswerterweise zur Verfügung gestellt hat.

Literatur

- JUNG, L., & LÜTTMER, J.: Über die Eignung des Natriumpyrophosphates zur Dispergierung bei der mechanischen Bodenanalyse. - Notizbl. hess. Landesamtes f. Bodenf. 83, S. 282-291, 1955.
- LINKE, O.: Die Biota des Jadebusenwattes. - Helgoländ. wiss. Meeresuntersuchung 1, S. 201-348, 1937.
- MÜLLER, C. D.: Biologisch-sedimentologische Untersuchung zur Frage des Uferabbruches beiderseits des Capper Tiefs. - Forschungsstelle Norderney, Jahresbericht 9, S. 117-130, 1957. - - Biologische und sedimentologische Wattuntersuchung zwischen Westeraccumersiel und Neuharlingersiel an der ostfries. Küste. - Ebendort 10, S. 61-86, 1958.
- Nieders. Landesamt für Bodenforschung, Hannover: Geologisch-bodenkundliche Karte der niedersächsischen Marschen 1 : 5000 und Beihfte. - Herausgegeben vom Niedersächs. Landesamt f. Bodenf., Hannover 1956-1960.
- PLATH, M.: Die biologische Bestandsaufnahme als Verfahren zur Kennzeichnung der Wattsedimente und die Kartierung der nordfriesischen Wattens. - Westküste, Kriegsheft 1943, S. 7-45.
- PONS, L. J., & WIGGERS, A. J.: De holocene wordingsgeschiedenis van Noordholland en het Zuiderzeegebied. - Verh. k. nederl. aardrijksk. Genootschap 76, S. 104-152, 1959, 77, S. 3-57, 1959.
- SCHIRMER, M.: Vorschlag für eine Dreiecksdarstellung der Bodenarten in der Kulturtechnik. - Der Kulturtechniker 47, S. 197-208, 1959.
- WOHLBERG, E.: Die Wattenmeerlebensgemeinschaften im Königshafen von Sylt. - Helgoländ. wiss. Meeresuntersuchg. 1, S. 1-92, 1937.

Manusk. eing. 3. 9. 1960.

Anschrift des Verf.: J. L. Ruyter, Dipl.-Landwirt, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstraße 1.

Interstadiale Bodenbildungen in oberitalienischen Würm-Lössen

Von OTTO FRÄNZLE, Bonn

Mit 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung. Es wird der Versuch unternommen, auf der Grundlage von Geländebeobachtungen und Literaturangaben eine Karte der mutmaßlichen Lößverbreitung in Oberitalien zu entwerfen. Dann werden fünf Interstadialböden beschrieben. Im Dora Riparia-Gebiet westlich Turin liegen zwei Würmlössen über dem letztinterglazialen, solifluidal umgelagerten Plastosol. Der untere ist zu einer Braunerde-Parabraunerde, der obere zu einer extrem sauren Parabraunerde verwittert. Auch der Löß auf den Rißmoränen des Dora Báltea-Gletschers gehört zwei Würmphasen an. Der darauf entstandene interstadiale und rezente Boden sind beides extreme Pseudogleye. Der fossile Boden ist reich an ehemaligen Frostspalten. Am Tessin konnte auf den Deckenschottern Riß- und Würmlöß gefunden werden. Der extrem pseudovergleyte Rißlöß ist in noch weit höherem Maße als der zu einer mäßig pseudovergleyten Braunerde verwitterte basale Würmlöß von einem Gitterwerk ehemaliger Frostspalten durchsetzt. Aus dem westlichen Gardasee-Gebiet werden zwei Solifluktionssässe über Rißmoräne beschrieben, von denen der untere zu einer Parabraunerde, der obere zu einer Parabraunerde-Braunerde verwitterte. Östlich des Gardasees wurde eine interstadiale Schwarzerdebildung angetroffen, die später zusammengeschwemmt und von Moränen überlagert wurde. Abschließend werden das Bildungsklima der fossilen Böden und ihre stratigraphische Einordnung diskutiert.

Abstract. Based on field-work and previous publications an attempt is made to outline the distribution of loess in Northern Italy. Five interstadial soils are described. In the Dora Riparia region W of Torino two Würm loesses overly the solifluually eroded plastosol of the Last Interglacial. The lower one weathered to a „sol brun lessivé“, the upper to an extremely acid „sol lessivé“. Also the loess on the Riss moraines of the Dora Báltea glacier was deposited in two phases of the Würm period. The (interstadial and recent) soils developed therefrom, are both extreme pseudogleys, the first of which is rich in former frost wedges. The Mindel gravels of the river Ticino are covered by both Riss and Würm loesses. The extremely pseudogleyed Riss loess has by far more and bigger frost wedges than the older Würm loess, which is weathered into a moderately pseudogleyed braunerde. Two soliflual loesses covering Riss moraines are described from the western Garda region; the lower weathered into a „sol lessivé“, the upper into a „sol brun lessivé“. E of the lake of Garda an interstadial black earth was found, which had been washed into a valley and then covered by Würm moraines. Finally the developmental climate and the stratigraphic position of the described fossil soils are discussed.

Für die Feinstratigraphie des oberen Pleistozäns und insbesondere der Würmeiszeit spielen durch Bodenhorizonte gegliederte Lößprofile eine sehr wesentliche Rolle. Dies gilt vor allem für jene Gebiete, wo organische Bildungen für eine relative oder absolute Altersbestimmung nicht oder nur in unzureichendem Umfange zur Verfügung stehen. Außerdem gestatten fossile Böden in vielen Fällen wichtige Rückschlüsse auf das Klima ihrer Entstehungszeit.

Während nun die diesbezüglichen Forschungen in Mittel- und Westeuropa schon weit vorangetrieben sind und für viele Gebiete eine mehr oder weniger detaillierte Regionalgliederung vorliegt und eines der wesentlichsten Anliegen in der stratigraphischen Einstufung neu hinzukommender Einzelprofile sowie ihrer paläoklimatischen Ausdeutung besteht, ist unsere Kenntnis der Lößstraten Südeuropas um vieles lückenhafter. Auch das im folgenden näher zu behandelnde Beispiel Norditaliens (zwischen Dora Riparia und Etsch) zeigt, daß selbst über grundlegende Dinge wie die Lößverbreitung noch weitgehend Unklarheit herrscht.

Wenn man von dem klassischen Lößvorkommen von Rívoli-Turin und dem ebenfalls schon sehr lange bekannten, aber nicht von allen als Löß aufgefaßten „Volpino“ östlich des Gardasees absieht, findet man Löß nur sehr vereinzelt im Rahmen allgemein gehaltenen Profilbeschreibungen erwähnt. So führen ihn SACCO (1886) aus der Umgebung von Fossano-Carrù (60 km südlich Turin), PENCK (1909) von Carpenédolo, LEVY (1914/15) von der Baraggia di Candelo und BECK (1938) von der Ferretto-Hochfläche südlich Varese

an. Lößartigen, hellen Sand beschreiben LEVY (a. a. O.) und NANGERONI (1954a) als Deckschicht von Würmmoränen des Tessin-Gletschers. Echten Löß auf Hochterrassenschottern bzw. Rißmoränen des Tessingletschers bildet NANGERONI (1954b) unter der Bezeichnung „löss argilloso“ bzw. „löss-lehm“ ab. VENZO (1952, 1953) erwähnt Löß im Zusammenhang mit der Fauna von Sambughetto im Strona-Tal und aus dem Gebiet des Adda-Gletschers bei Calusco. Häufiger als die Nennung von Löß sind Angaben über die Lehmbedeckung von Altmoränen, Ferretto oder Hochterrassenschottern ohne Hinweis auf Zusammensetzung und Bildungsgeschichte dieses Lehms, so daß sich nicht entscheiden läßt, ob hier eine interglaziale Verwitterungsrinde oder ein verlehmteter Löß vorliegt. Insgesamt läßt sich wohl sagen, daß in Oberitalien bisher dem Löß im Vergleich zu den anderen Glazialablagerungen, vorab den Moränen, leider sehr wenig Beachtung geschenkt wurde.

Schon die erste Begehung des Gardasee-Moränenamphitheaters zeigte, daß hier Löß eine weit größere Ausdehnung besitzt, als auf Grund der bislang vorliegenden Literatur zu vermuten war. Die sich anschließenden Detailuntersuchungen, die im vergangenen Jahr im Gletschergebiet der Dora Ripária, im Pellice-Tal (40 km südwestlich Turin), in den Walliser Alpen und den Amphitheatern des Dora Báltea-, Tessin-, Comer-See- und Gardasee-Gletschers durchgeführt wurden, zeigten, daß das Gleiche in der ganzen nördlichen Poebene und am Südrand der Alpen der Fall ist (das höchste beobachtete Lößvorkommen liegt in 1500 m Meereshöhe und entspricht damit möglicherweise den von SCHÖNHALS in den Zentralalpen beobachteten). Auch der Lehm der älteren Autoren erwies sich in der Regel als Lößboden über den jeweiligen mehr oder weniger abgetragenen interglazialen Plastosolen, die schon früher kurz beschrieben wurden (FRÄNZLE 1959). Die mir bekannt gewordenen Lößareale sind auf der beigefügten Übersichtskarte (Abb. 1) wiedergegeben.

A. Die Interstadialböden im einzelnen

Mehrfach wurden in den letzteiszeitlichen Lössen fossile Bodenbildungen beobachtet, deren wichtigste im folgenden beschrieben werden (auf der Karte sind die Profile mit ① usf. gekennzeichnet).

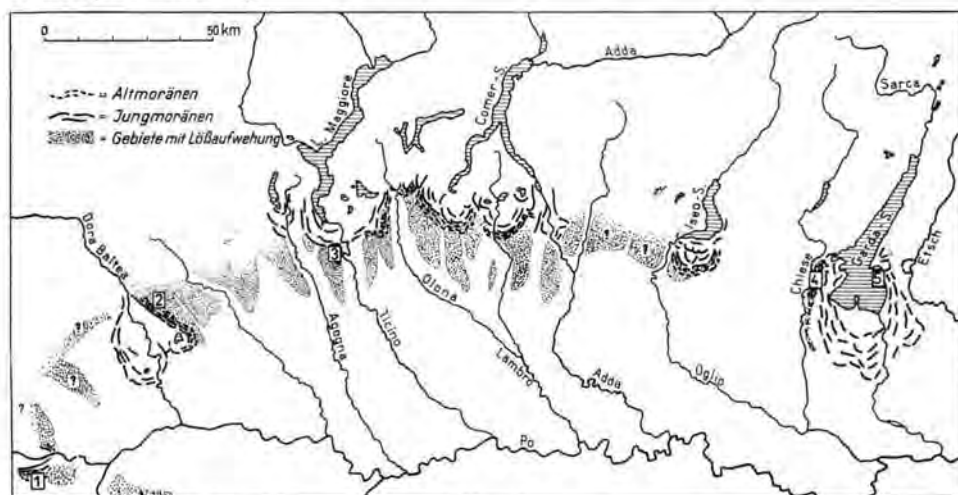


Abb. 1. Kartenskizze der Gebiete mit nachgewiesener und vermuteter (?) Lößaufwehung. Geologisch-morphologische Kartengrundlagen: PENCK & BRÜCKNER (1909, S. 786/787), Atlante Físico-Economico d' Italia del T.C.I., WALDBAUR (1958), MENSCHING (1954). Von den singulären Vorkommen innerhalb der Alpen abgesehen, sind es im wesentlichen die prä-würmeiszeitlichen Quartärauftragungen der Poebene, die Löß(lehm) tragen. Die Begrenzung der Lößareale folgt diesen schematisch.

1) Das Gebiet des Dora Ripária-Gletschers

Der südlichste Gletscher Piemonts, der das Alpenvorland erreicht hat, war der der Dora Ripária. Er hinterließ ein sehr eindrucksvolles Moränenamphitheater, dessen glazigene Natur erstmals von MARTINS und GASTALDI im Jahre 1850 erkannt worden ist.

Die hydrographisch rechte Seite des Zungenbeckens wird von drei sich zangenförmig nach innen krümmenden Seiten- bzw. Endmoränensystemen begrenzt. Der äußerste Moränenwall beginnt südöstlich des Moncuni, eines dem Alpenrand vorgelagerten 641 m hohen Berges, und zieht sich mit mannigfachen Unterbrechungen auf Rívoli zu. Ungleich eindrucksvoller ist der mittlere, der Hauptendmoränenzug, der sich an die Nordflanke des Moncuni anlehnt und leicht geschwungen bis nach Rívoli hinzieht. Auch er ist mehrfach durch Schmelzwassertäler gegliedert und oft in einzelne Rücken aufgelöst. An ihn angeschmiegt ist der innerste Moränenzug, der gleichfalls an der Nordflanke des Moncuni beginnt, und der sich zunächst geschlossen bis zum Dörfchen Rosta hinzieht. Hier trennt er sich von dem höheren Rívolizug ab und biegt nach NE zur Dora Ripária hin, die er bei Alpignano erreicht. Von der Moränendurchsägung wendet er sich nach W zum Gebirgsrand zurück. An seine Außenseite lehnt sich ein älterer Zug an, der augenscheinlich das Äquivalent des allerdings sehr viel eindrucksvolleren Hauptzuges von Rívoli darstellt.

Der Formengegensatz zwischen dem südlichsten und dem Hauptendmoränenwall von Rívoli ist sehr auffällig. Die Rívoli-Moräne, von MENSCHING (1954) auf Grund morphometrischer Untersuchungen ins Jungriß gestellt, zeigt relativ frische Formen, während die südlichste, von PENCK (1909) als einzige ins Riß gestellt und von MENSCHING (a. a. O.) als Altriß aufgefaßt, vergleichsweise verwaschen ist.

Die maximal 10 Meter mächtige Lößdecke der Altmoränen wurde m. W. zuerst von VIGLINO & CAPEDE (1898) beschrieben; der mit ihr wohl im Zusammenhang stehende Löß von Turin erfuhr schon 1887 durch SACCO eine gute Darstellung. PENCK (1909) sah den Löß auf Grund seiner unzutreffenden Einstufung der Rívoli-Moräne als postglazial an, eine Meinung, die sich bekanntlich bis zur Neuuntersuchung durch MENSCHLING (a.a.O.) hielt. Das Vorkommen ist nicht nur wegen seiner Ausdehnung und Mächtigkeit, sondern auch wegen seiner pedologischen Gegebenheiten von hohem Interesse.

In einem Lößhohlweg, der zum Hauptmoränenzug hinführt, wurde ein Profil freigelegt, das schon makroskopisch eine Zweischichtigkeit (im sedimentologischen Sinne) erkennen läßt. Dem entspricht auch die bodentypologische Differenzierung. Die obersten 140 cm des von siliciphilen Edelkastanien bestandenen Lößlehms stellen eine Parabraunerde mit den Subhorizonten A₁, A₂, B, (B)/C, Ca/C dar, die sich besonders durch ihren abnorm tiefen pH-Wert von 3,6 (in KCl-Suspension) im A₃ auszeichnet. Der basale Kalkanreicherungs-horizont tritt auch morphologisch als kleine Vorkragung in der Wand des Hohlweges in Erscheinung.

Der basale Löß (1 m) ist zu einer Braunerde-Parabraunerde (fA₃, f(B)/B, f(B)/C) verwittert, die im oberen Profilteil sekundär aufgekalckt ist. Unterlagert wird er von einer Fließerde, die in einem benachbarten Aufschluß erstmals von MENSCHING (1954) erkannt wurde; darunter folgt verwittertes Rißmaterial, bodentypologisch der (B)- bzw. (B)/C-Horizont eines rubefizierten Plastosols.

Da der Löß in seiner Gesamtheit ein Produkt der letzten Eiszeit ist, muß die Bildung des fossilen Bodens in einem Interstadial erfolgt sein. Wie aus der geringeren Entwicklungstiefe und allgemeinen Profildifferenzierung zu ersehen, war die Verwitterungsintensität erheblich geringer als im Postglazial.

Mächtige Lößablagerungen, die unter der Bezeichnung Lehm eine kurze Erwähnung bei SACCO (1887) und bei PENCK (1909) fanden, liegen auf der linken Hochterrasse und dem damit in Zusammenhang stehenden Altmoränengebiet der Dora Ripária. Auch hier sind auf der Terrasse zwei Böden entwickelt, von denen der obere in etwa der hangenden

Parabraunerde des Lößprofils von Rívoli entspricht. Im Gegensatz zu jenem Profil folgt darunter aber ein sehr ausgeprägter Pseudogley.

2) Das Gebiet des Dora Báltea-Gletschers

Sehr viel ausgedehnter als das eben skizzierte Amphitheater des Dora Ripária-Gletschers ist das der Dora Báltea, das sich hufeisenförmig um Ivrea herumlegt. Das bis auf die Seen von Viverone und Cándia vom Baltea-Fluß eingebnete Zungenbecken wird von Jungmoränen eingefast, deren zahlreiche bogenförmige Krümmungen im Osten eine starke Zerlappung des Gletscherrandes anzeigen (PENCK 1909). Im NE erreichen sie in dem gigantischen Doppelwall der Serra mit 200 bis 250 Metern ihre größte relative Höhe. Das sanft gewellte Hinterland der Serra besteht aus Reiß-Moränen, die tiefgründig verwitterten Mindel-Moränen aufliegen. Wie die Almoränen des Dora Ripária-Gebietes tragen auch sie eine mehrere Meter mächtige Deckschicht letzteiszeitlichen Lösses. In einem Lößhohlweg wurde an der Straße Zubiena—Broglina folgendes Profil aufgegraben:

Bodentypologische Bezeichnung: Pseudogley

Profilaufbau:

A₀₋₁ 0—5 cm braunschwarzer Moder;

A_{2g} 5—10 cm gelblich-fahlgrauer, krümeliger feinsandiger Lehm, nach unten zu mit einzelnen Rostflecken und verschmierenden Konkretionen;

g₁ 10—40 cm gelblich-grauer (10 YR 5/6 - 2,5 Y 6/4) feinsandiger Lehm von mäßig gut ausgebildetem Polyedergefüge mit relativ wenigen Rostflecken und verschmierenden kleinen Konkretionen;

g₂ 40—80 cm bräunlich-gelber (2,5 Y 6/4) feinsandiger Lehm von polyedrischem Gefüge mit Rostflecken und vielen, z. T. mehr als 1 cm \varnothing erreichenden Eisen- und Manganoxydhydrat-Konkretionen, die nach unten zu immer dichter zusammentreten, um sich im

g₃ 80—90 cm, dem Subhorizont stärkster Konkretionsbildung, zu einer beinahe wabenartig durchlöcherten harten Schicht zusammenzuschließen, an der die Durchwurzelung endet;

fg₁ 90—120 cm brauner (10 YR 5/6) feinsandiger Lehm von Plattengefüge, das beim Drücken in kleine Polyeder (Sekundärgefüge) zerfällt; Konkretionen sind verhältnismäßig selten; charakteristisch für diesen und den folgenden fossilen Subhorizont sind sehr zahlreiche \pm horizontale fahlgraue (2,5 Y - 5 Y 6/1) Bleichungszonen, die bei einer mittleren Dicke von 0,5 cm einen Abstand von 1—2 cm haben;

fg₂ 120—160 cm, wie fg₁, aber mit zahlreichen Eisen- und Manganoxydhydratkonkretionen, die von maximal 1 cm messenden, rostbraunen Höfen umgeben sind und mehreren maximal 2 cm breiten \pm senkrecht stehenden Bleichungszonen, die sich mit den horizontal verlaufenden zu einem Netzwerk vergittern.

Auffällig sind im fossilen und dem Unterteil des rezenten Bodens vereinzelt kleine ziegelrote Konkretionen, die wohl Einwehungsprodukte präwürmeiszeitlicher rubefizierter Böden darstellen.

Der fossile extreme pseudogley gehört zweifellos einem Würm-Interstadial an, denn der Löß, aus dem er entstand, lagert dem letztinterglazialen Braunlehm auf. Die horizontalen und vertikalen Bleichungszonen sind primär als Frostspalten angelegt worden und dienen in der Folgezeit der interstadialen Pseudovergleyung der Eisen- und Manganverlagerung. Auf den Hängen ist dieser ältere Würmlöß weiterhin der solifluidalen Abtragung zum Opfer gefallen, die auch wesentliche Teile des unterlagernden Interglazialbodens miterfaßt hat. Der jüngere Würmlöß, auf selbst sehr flachen Hängen in Form einer oftmals mehr als ein Meter mächtigen Fließerde ausgebildet, entwickelte sich, wenn kein Wasserstau vorlag, zu einer Braunerde bzw. Parabraunerde, die in Süd-Exposition einen schwach rötlichen Farbton hat.

3) Reiß- und Würmlöß am Tessin

An das Moränenamphitheater des Lago Maggiore schließt sich tessinabwärts ein Terrassensystem an, das wegen seiner wundervollen Ausprägung schon frühzeitig erkannt worden ist. Insgesamt lassen sich mehrere Stufen in den Niederterrassenschottern, sodann

in verhältnismäßig weitem Abstand vom Fluß die Hochterrassenschotter erkennen, die auf der piemontesischen Seite von der Deckenschotterplatte von Divignano überragt werden. Wie die entsprechenden Altmoränen, so überzieht Löß auch die älteren Terrassen des Tessins als mehr oder minder geschlossene Decke. Eine genauere Untersuchung zeigte, daß die Hochterrasse von einem Löß, der Deckenschotter hingegen von zwei Lössen bedeckt ist. PENCK (1909) hat wohl sehr klar den unterschiedlichen Verwitterungsgrad der Nieder- und der Hochterrassenschotter erkannt; die äolische Natur der Ablagerungen auf letzteren ist ihm aber offenbar nicht bewußt geworden. Er schreibt lediglich, daß auf der Hochterrasse ein in der Regel ziemlich mächtiger brauner Lehm liegt, der zu Ziegeln verarbeitet werden kann; bei dem Deckenschotter erwähnt er nur die starke Ferretisierung.

Der beste mir bekannt gewordene Aufschluß, der die Überlagerung des Deckenschotters mit zu verschiedenen Eiszeiten gehörenden Lössen zeigt, liegt in der aufgelassenen Lehmgrube der Fornace Colombo; die dort angetroffenen Bodenverhältnisse schildert die folgende Profilbeschreibung:

Unter einer aus Gräsern und Sträuchern von *Robinia pseudoacacia* und *Castanea sativa* bestehenden Vegetation folgen drei Böden, von denen der rezente und der obere fossile, aus Würmlöß entstandene Boden schwach bis mäßig pseudovergleyte Braunerden sind, während der untere fossile, aus Rißlöß gebildete Boden einen extremen Pseudogley darstellt. Im einzelnen ist der Profilaufbau wie folgt:

- A 0—10 cm grauer (10 YR 4/4), humoser, feinsandiger Lehm von Krümelgefüge;
- g/(B) 10—45 cm brauner, feinsandiger Lehm von Kohärentgefüge, das beim Drücken in subanguläre Bröckel zerfällt; neben verschmierenden Rostflecken treten auch rostbraune Konkretionen auf, die teilweise tiefschwarze (Mn-) Konkretionen umschließen;
- fA 45—55 cm grauer (10 YR 3/3 - 2,5 Y 4/4) humoser, feinsandiger Lehm von Krümelbis Bröckelgefüge;
- fg/(B) 55—70 cm brauner (10 YR 5/6), feinsandiger Lehm, der in seinen pedologischen Eigenschaften dem rezenten Boden gleicht, nur daß das Fleckenbild erheblich intensiver wird; pedogenetisch und damit paläoklimatisch aufschlußreich ist, daß dieser — nur in einer flachen Rinne ausgebildete — Boden von einem Gitter feiner horizontaler und dickerer vertikaler Bleichzonen, die wohl auf Frostspalten zurückgehen, durchzogen ist, und daß er ferner einen hohen Prozentsatz des unterlagernden, stark verwitterten und verfestigten Lösses in Form grober, kantengerundeter Bruchstücke enthält (Fließlöß);
- fg₁ 70—120 cm graubrauner (10 YR 4/4) feinsandiger, außerordentlich stark pseudovergleyter Lehm, der besonders im oberen Teil von zahlreichen horizontalen und einigen breiten senkrechten Bleichzonen (5 Y 6/3) durchzogen ist;
- fg₂ 120—160 cm in diesem Subhorizont, der in seinen petrographischen Eigenschaften dem vorigen entspricht, sind die mehrere Zentimeter breiten fahlgrauen Bleichzonen weitabständig und vorwiegend senkrecht verlaufend; sie bilden ein polygonales Netzwerk und gehen wahrscheinlich auf Frostspalten zurück; die durch sie gegeneinander abgegrenzten prismschichtigen, stumpfkantigen Gefügeelemente sind fester als die Bleichschichten und stets von einer peripheren Rostschicht umgeben;
- fg₃ 260—460 cm brauner, feinsandiger Lehm mit zahlreichen Rostflecken; das kennzeichnende plattige Gefüge dieses Subhorizontes kommt durch die vorwiegend horizontale Anordnung ausgedehnter Eisen- und Manganoxydhydrat-Konkretionen zustande.

Daß Rißalter des untersten Lösses folgt aus seiner strengen Bindung an die Deckenschotterplatten, die ganz ungewöhnliche Entwicklungstiefe des Bodens (>4 m), die sich bis zur regelrechten Schwartenbildung steigende Konkretionierung, sowie das Ausmaß der Bleichung. Letztere erreicht auch bei den stärksten pseudovergleyten Würmlössen nie mehr als einen halben Meter, während hier die einzelnen Bleichzonen sich stellenweise zu einer maximal zwei Meter mächtigen Bleichschicht zusammenschließen (Stagnogley). Die ebenfalls bei Würmlössen nie angetroffene außerordentliche Verhärtung wurde oben schon erwähnt. Der Härteunterschied zwischen den Bleichzonen und den großen Prismen bewirkt in Aufschlußwänden, die längere Zeit frei liegen, ein Herauspräparieren der Primär-

spalten durch Herauswittern der Bleichschicht, ebenfalls ein Vorgang, der wegen der fehlenden Verhärtung des Würmlösses nicht auftreten kann.

Daß dieser Rißlöß ungeachtet seiner weiten Verbreitung auch in anderen Teilen der Po-Ebene m. W. bisher nicht als solcher erkannt wurde, beruht wohl auf der mit außerordentlicher Verhärtung einhergehenden Pseudovergleyung, durch die er im Gelände ohne genauere Prüfung durchaus mit stark pseudovergleytem Ferretto verwechselt werden kann. Unter diesen Umständen bedarf es noch eingehender Untersuchungen, inwieweit auch die übrigen Ferretto-Flächen eine Decke von Rißlöß tragen. Dies ist mit Sicherheit der Fall in der Brianza und wahrscheinlich östlich der Adda bei Calusco.

Insgesamt läßt sich aus der Aufeinanderfolge und den Eigenschaften der oben beschriebenen Böden folgende Entwicklungsgeschichte ableiten:

1. Überdeckung des M/R-interglazialen Ferretto mit Rißlöß.
 2. Bildung tiefreichender Frostspalten im Löß (Tundrenboden).
 3. Außerordentlich intensive Pseudovergleyung im letzten Interglazial, bei der die ehemaligen Frostspalten als Leitbahnen der Reduktion wirkten. Vom Rande der Terrasse her Bildung von Wasserrissen.
 4. Solifluktion im Würm-Frühglazial, der sich alsbald die Sedimentation des nur noch als Füllung der kleinen solifluidal ausgestalteten Rinnen erhaltenen älteren Würmlösses überlagerte, wobei Brocken des verhärteten, intensiv pseudovergleyten Rißlösses als „Schutt“ verfrachtet wurden. Bildung eines Tundrennaßbodens mit Frostspalten, der nach oben in wenig pseudovergleyten Fließlöß übergeht.
 5. Umprägung dieses Fließlösses zu einer Pseudogley-Braunerde im Interstadial.
 6. Sedimentation des jüngeren Würmlösses.
 7. Bildung des spätglazial-holozänen Bodens.
- 4) und 5) Das Gebiet des Gardasee-Gletschers

Der Gardasee wird in seinem Südteil von dem größten und stratigraphisch differenziertesten Moränenamphitheater der ganzen Südalpen umschlossen. Die das heutige Relief bestimmenden, vielfach gestaffelten End- und Seitenmoränen gehören alle ins Würm mit Ausnahme der flachen und verwaschenen Züge am Fiume Chiese im Westteil des Moränengebietes (FRÄNZLE 1959, 1960). Diese und der Monte Moscal im Osten des Amphitheaters, an den sich die dortigen äußersten Jungmoränen anlagern, tragen eine Lößdecke, die im Westen rund 2 Meter, im Osten aber stellenweise 8 Meter Mächtigkeit (HABBE 1960) erreicht. Auch dieser Löß, der bisher nur im Osten, dort allerdings schon recht frühzeitig (NICOLIS 1895) erkannt wurde, zeigt sehr intensive Spuren interstadialer Bodenbildungen, die im folgenden, von W nach E fortschreitend, beschrieben werden.

Ein Wegeinschnitt am Rande des Dorfes Mocasina am F. Chiese zeigt zwei Solifluktionsslöße über einer sehr blockreichen, rund 40 cm mächtigen frühglazialen Fließerde, deren Matrix aus umgelagertem Material des unterlagernden letztinterglazialen Braunlehms besteht.

Der liegende Löß ist rund 60 cm mächtig. Sein auffälligstes makroskopisches Texturmerkmal ist die (rezente) Auflösung durch große, breitklaffende Trockenrisse, die auf der schrägen Aufschlußwand ein weitmaschiges Netzwerk bilden, im Ansehen einem Texturboden nicht unähnlich. Bodentypologisch ist die ganze Schicht als fB-Horizont einer fossilen Parabraunerde anzusprechen. Der braune (10 YR 5/6) feinsandige Lehm ist von zahlreichen kleinen, schichtungslos verteilten Steinen durchsetzt und hat ein gut ausgebildetes Polyedergefüge. Blauschwarze Überzüge auf den Klufflächen sind sehr gemein, rostbraune bis rostrote (Fe-)Flecken von 0,5—1 cm ϕ sind hingegen sehr selten, und Konkretionen und Bleichungen wurden überhaupt nicht beobachtet. Nadelstichporen sind sehr zahlreich, größere Hohlräume (Wurzelröhren u. a.) häufig.

Auf dem hangenden Solifluktionssä, der stellenweise 2 Meter Mächtigkeit erreicht und in mehrere Substraten unterteilt werden kann, ist die spätglazial-holozäne Parabraunerde-Braunerde zur Entwicklung gelangt. Hinsichtlich der petrographischen Zusammensetzung unterscheidet sich dieser gräulich-braune (10 YR 4/4) feinsandige Lehm von den basalen wesentlich dadurch, daß er auch größere Steine (darunter angeätzte Kalke) enthält. Dies deutet darauf hin, daß zur Bildungszeit des oberen Fließlösses die solifluidale Denudation auf den höher gelegenen Teilen der Moräne bereits die interglaziale Braunlehmdecke bis auf den kalksteinhaltigen B/C-Horizont abgetragen hatte. Der deutlich höhere Tongehalt des vergleichsweise geringmächtigen basalen Lösses dürfte daher nur zum Teil Folge der im Vergleich zur rezenten intensiveren bzw. weiter fortgeschrittenen Pedogenese sein, in gewissem Umfange bereits als Bodenrelikt in den Löss hineingekommen sein.

Ein Gegenstück zu dem vorstehend beschriebenen interstadialen Lössboden auf der Reißmoräne am F. Chiese ist eine Bodenbildung in dem „Volpino“ genannten Löss auf der Ostseite des Amphitheaters. Den besten Aufschluß bietet ein „Torriòn“ genannter Pfeiler in der tiefeingeschnittenen Valsorda, die von Bardolino nach E zum Monte Moscal hinaufführt.

Der tiefste im Tal heute noch zugängliche Boden ist ein rötlicher (5—7,5 YR 4/4) Braunlehm, der nach allen seinen petrographischen und typologischen Eigenschaften nur als letztinterglazial angesprochen werden kann (FRÄNZLE 1959, 1960). Nach oben geht dieser Plastosol in einer rund 50 cm mächtigen kryoturbaten Durchmischungsschicht in den hangenden Löss über; sein Stein- und Grusgehalt nimmt ab und die Farbe verliert an Leuchtkraft.

Das eigentliche Lössprofil des Torriòn setzt sich aus folgenden Schichten zusammen:

620—580 cm	mittelbrauner (10 YR 4/3) humoser feinsandiger Lösslehm mit zahlreichen vergründeten Steinen und Einzelmineralien, sehr dicht gelagert;
580—480 cm	dunkelgraubrauner bis olivgrauer (2,5—5 Y 4/2) humoser Lösslehm mit nach oben breiter werdenden Spaltenfüllungen, die im Anschnitt Ähnlichkeit mit Suturen haben und durch Fe-Verbindungen bald gelblichweiß, bald rostig gefärbt sind; auch punktförmige Rostflecken treten gelegentlich auf.
480—300 cm	tiefdunkel-graubrauner (10 YR — 2,5 Y 3/2) humoser Lösslehm mit sehr zahlreichen stäbchenförmigen CaCO ₃ -Sekretionen;
300—150 cm	tiefdunkel-graubrauner (wie oben) humoser Lösslehm mit sehr schwach ausgeprägter Rostfleckigkeit ohne CaCO ₃ -Sekretionen.

Das Gefüge des gesamten Profils ist schwach polyedrisch; darüber hinaus zeichnen sich die Randpartien — insbesondere die Südwand — durch eine außerordentlich großprismatische Absonderung aus, die schon von weitem sichtbar ist. Der Kalkgehalt schwankt innerhalb des Profils zwischen 0% (Basis) und 4,6% (350 cm) und steigt an der Obergrenze infolge sekundärer Aufkalkung sprunghaft auf rd. 42% an. Bemerkenswert niedrig ist der Tongehalt des Lösslehms: er schwankt zwischen 4,3 und 7,8%, wenn man von der kryoturbat gestörten Basisschicht absieht.

Die stratigraphische Stellung des Lösses und der daraus hervorgegangenen Bodenbildung ergibt sich aus den Lagerungsverhältnissen. Da er dem letztinterglazialen Plastosol auflagert, ist er eindeutig würmeiszeitlich; da er von der äußersten Würmmoräne überlagert wird, dürfte er schon vor der Zeit der maximalen Temperaturabsenkung gebildet worden sein. Es ist nur logisch, dieses Temperaturminimum der Würmeiszeit auch in den Südalpen im späten Mittelwürm zu suchen. Dann bleibt aber für die Ablagerung des Lösses nur eine frühe Phase dieses Mittelwürms oder aber das Frühwürm.

Die Tatsache, daß das ganze Lössprofil des Torriòn mit Ausnahme der untersten steindurchsetzten 40 Zentimeter ziemlich stark humos ist, beweist, daß es sich um eine alloch-

thone Bildung handelt, d. h. ein Bodensediment aus (ausschließlich oder vorherrschend) A-Horizont-Material. Im einzelnen lassen sich folgende Phasen der Lößsedimentation und Bodenbildung auf Grund der geschilderten Profileigenschaften ableiten:

1. Überdeckung des Altmoränengebietes mit Löß.
2. Verlehmung in der folgenden Wärmephase.
3. Neuerliche — wohl kurzfristige — Kältephase, in der dieser braune Lehm mit dem liegenden letztinterglazialen Lehm durch kryoturrate Vorgänge vermischt und dann von einer Lößlage bedeckt wurde.
4. Wärmere Phase, in deren Verlauf der Löß zu einer Art Schwarzerde verwitterte.
5. Kühl-feuchte Phase (Frühphase der maximalen Gletscherausbreitung?), während der die Schwarzerde abgetragen und im Taltiefsten abgelagert wurde.

B. Das Bildungsklima der fossilen Böden

Überblickt man die geschilderten Bodenbildungen, so stellt man fest, daß bislang keine rötlich gefärbten (nicht rubefizierte!) B-Horizonte, wie sie aus Mitteleuropa in stellenweise erheblicher Mächtigkeit (z. B. REMY 1960) bekannt geworden sind, in Italien angetroffen wurden. (Ein rot gefärbter Boden aus Löß im Becken von Leffe—Bergamo, den Herr Prof. MANCINI aus Florenz anlässlich des Bodenkundlichen Colloquiums vom 20. 7. 1960 in Bonn im Lichtbild demonstrierte, gehört möglicherweise dem letzten Interglazial an.) Rubefizierung tritt nur bei spätglazial-holozänen Böden der Braunerdeklasse auf Niederterrassenschottern auf, wo es infolge der extremen pedogenetischen Trockenheit zu scharfer sommerlicher Dehydratation kommt. Auf allen anderen Substraten kommt es rezent zu einer normalen Braunerde- und Parabraunerdebildung mit z. T. starker Versauerung sowie zur Pseudovergleyung.

Nach dem bis jetzt vorliegenden Material scheint es bei den rezenten Böden so zu sein, daß nach Osten zu infolge gesteigerter makroklimatischer Trockenheit und damit einhergehender geringerer Durchfeuchtung die Tendenz zur Pseudovergleyung abnimmt. Bei der schon frühzeitig (PENCK 1882) erkannten Parallelität der heutigen und der eiszeitlichen Niederschlagsverhältnisse ist damit zu rechnen, daß Ähnliches auch für die Interstadiale gilt. Die beschriebenen fossilen Böden passen sich diesem erwarteten Bild ein; aber es bedarf noch eingehender Untersuchungen, ehe sich entscheiden läßt, ob sie wirklich repräsentativ für regionale pedogenetische Zusammenhänge sind.

Einer besonderen Erwähnung bedürfen in diesem Zusammenhang die bei den Profilen 2 und 3 erwähnten Bleichungszonen, welche in ihrer ersten Anlage auf Frostspalten zurückgehen. Wie an anderer Stelle (FRÄNZLE 1960) ausführlicher dargestellt wurde, gehen sie mit aller Wahrscheinlichkeit bei dem Pseudogley aus Rißlöß auf einen Dauerfrostboden zurück, während dies für die wärmzeitlichen Spaltenetze wegen der sehr viel geringeren Dimensionen nicht mit dem gleichen Wahrscheinlichkeitsgrad zu erschließen ist.

Ein Vergleich der rezenten Parabraunerden mit den fossilen Pseudogleyen zeigt dort, wo sie unter gleichen Bildungsbedingungen entstanden sind, daß der typologische Unterschied nur durch ein im Vergleich zum heutigen wesentlich ungünstigeres (kühlfeuchtes) Klima erklärt werden kann. Bei den anderen fossilen Böden spricht der im Vergleich zu den rezenten auf gleichem Muttergestein entweder geringere (Profil 5) oder höhere Verwitterungsgrad (Profil 4) für dementsprechende Unterschiede des Bildungsklimas: Im ersten Falle beschränkte sich die Pedogenese im wesentlichen auf Kalkabfuhr, im letzteren kam es sogar zur Tonverlagerung. Insgesamt liegen also die nämlichen klimabedingten Unterschiede zwischen fossiler (interstadialer) und rezenter Verwitterung vor, die bei der Erforschung mittel- und westeuropäischer Lößprofile gefunden wurden.

C. Zur Frage der stratigraphischen Einordnung der fossilen Böden

Die vorstehend gemachte Feststellung führt endlich zur Frage nach dem stratigraphischen Aussagewert der beschriebenen Bodenbildungen und Bodensedimente.

Sicher ist die stratigraphische Stellung der in regionaler Verbreitung auftretenden früh-würmzeitlichen Fließerde, bzw. des ihr klimageschichtlich äquivalenten Kryoturbationshorizontes. Im Basaltteil bestehen beide aus interglazialelem, manchmal extrem pseudovergleytem Plastosol und gehen nach oben in Solifluktsions- bzw. Kryoturbationslöß über.

Im Gegensatz zu dieser überall anzutreffenden Stadialbildung ist die Anzahl der bis jetzt gefundenen interstadialen Bodenbildungen im Vergleich zur Größe des Gebietes noch sehr gering. Da außerdem die Profilausbildung auf engem Raum wechselt, bedarf es noch der Untersuchung möglichst vieler Aufschlüsse innerhalb der einzelnen Teillandschaften Oberitaliens, um das (regionale) Normal-Lößprofil zu erhalten.

Immerhin sind aber durch die mitgeteilten Beobachtungen (die zur Zeit durch chemische und mineralogische Untersuchungen ergänzt werden) für die letzte Eiszeit mindestens zwei, durch ein Interstadial getrennte Lößphasen nach der frühglazialen Fließerdezeit nachgewiesen. Auch sie werden ihrerseits wieder — wenn die in einigen Profilen angetroffenen Verhältnisse verallgemeinert werden dürfen — jeweils durch eine frühstadiale Solifluktsions- bzw. Kryoturbationsphase eingeleitet. Es liegt also auch in Oberitalien die von BÜDEL (1950) für die Gesamtheit der Würmeiszeit, von WOLDSTEDT (1956, 1958) für die einzelnen Stadiale erkannte charakteristische klimatische Abfolge vor. Es steht zu hoffen, daß es gelingt, die einzelnen Solifluktsions-, Löß- und Bodenbildungsphasen durch weitere Detailforschung zu parallelisieren und zeitlich einzuordnen, um so schließlich zu einer der mittel- und westeuropäischen vergleichbaren Gliederung der Würmeiszeit zu gelangen.

Verzeichnis der im Text angeführten Literatur:

- BECK, P.: Zur Revision der Quartärchronologie der Alpen. — Verh. d. III. Internat. Quartär-Konferenz, Wien 1938.
- BÜDEL, J.: Die Klimaphasen der Würmeiszeit. — Naturw. 37, 1950.
- FRÄNZLE, O.: Untersuchungen über Ablagerungen und Böden im eiszeitlichen Gletschergebiet Norditaliens. — Erdkunde 13, 1959. — Bemerkungen zur Gliederung und Paläoklimatologie des oberitalienischen Pleistozäns, insbesondere des Gardasee-Gebietes. — Erdkunde 14, 1960 (im Druck).
- HABBE, K. A.: Zur klimatischen Morphologie des Alpensüdrands — Untersuchungen in den Moränenamphitheatern der Etsch und des Gardasees. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Jg. 1960, Nr. 10.
- LEVY, FR.: Die eiszeitliche Vergletscherung der Südalpen zwischen Dora Ripária und Etsch. — Z. f. Gletscherkunde 9, 1914/15.
- MENSCHING, H.: Die Moränenlandschaft der Dora Ripária. — Veröff. Akad. f. Raumforschung und Landesplanung 28, (Mortensen-Festschrift) Hannover 1954.
- NANGERONI, G.: Probabili tracce di morene würmiane stadialie negli anfitreati del Verbano e del Ceresio. — Milano 1954 (a) — I terreni pleistocenici dell' anfitreato morenico del Verbano e del territorio varesino. — Atti Soc. ital. Sci. nat. 93, 1954 (b).
- NICOLIS, E.: Depositi quaternari nel Veronese. — Atti R. Ist. Veneto di Sci., Lettere ed Arti 7, VI, 1895.
- PENCK, A.: Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1902.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 3. Leipzig 1909.
- REMY, H.: Die zeitliche Steitung der Rodderbergstufe im rheinischen Löß. — Decheniana 112, Bonn 1960.
- SACCO, F.: Sulla costituzione geologica degli altipiani isolati di Fossano, Salmour e Banale. — Annali R. Acad. Agric. Torino 29, 1886. — I terreni quaternari della collina di Torino. — Atti Soc. ital. Sci. nat. 30, 1887.
- SCHÖNHALS, E.: Äolische Jungwürmablagerungen im zentralen alpinen Vereisungsgebiet. — Vortrag auf der Tagung des Deutschen Quartärvereins in Überlingen (Bodensee) vom 15.—17. 8. 1958.

- VENZO, S.: Geomorphologische Aufnahme des Pleistozäns (Villafranchiano - Würm) im Bergamasker Gebiet und in der östlichen Brianza: Stratigraphie, Paläontologie und Klima. - Geol. Rdschau. 40, Stuttgart 1952. - - Stadi della glaciazione del „Donau“ sotto al Günz nella serie lacustre di Leffe (Bergamo-Lombardia). - Geol. Bavar. 19, München 1953.
- VIGLINO, A. & CAPEDE, G.: Comunicazione preliminare sul loess piemontese. - Boll. Soc. geol. ital. 17, Rom 1898.
- WALDBAUR, H.: Zur Karte „Landformen im mittleren Europa“ 1 : 2 Mill. - Wissensch. Veröff. d. Deutsch. Inst. f. Länderkde. 15/16, 1958.
- WOLDSTEDT, P.: Über die Gliederung der Würmeiszeit und die Stellung der Löss in ihr. - Eiszeitalter und Gegenwart 4/5, 1956. - - Eine neue Kurve der Würm-Eiszeit. - Ebda. 9, 1958.

Manusk. eingeg. 15. 10. 1960.

Anschrift des Verf.: Dr. Otto Fränzle, Geograph. Institut der Univ., Bonn, Franziskanerstraße 2.

Elster-Löß und Holstein-Ton von Northeim (Hann.)

VON GERD LÜTTIG, HANNOVER

Mit 1 Abbildung im Text

Inhalt. Unter dem Holstein-Interglazialton der Ziegelei Kerrl in Northeim, das zur Zeit relativ gut aufgeschlossen ist, wurde elstereiszeitlicher Löß aufgefunden. Da ein sicherer Nachweis eines Lösses solch hohen Alters noch nicht erbracht worden ist, wird der neue, auch für die Beurteilung des Interglazials wichtige Aufschluß kurz beschrieben.

Summary. Elster-glacial loess has been found below the Holstein Interglacial clay of the brick-works Kerrl at Northeim. This formation is now rather well exposed. Up to the present, there has not been safe evidence of loess of such a high age. A brief description of this new outcrop which is of significance for the Interglacial as well, is therefore presented.

1.

Im Jahre 1928 (a, b) beschrieb H.-L. HECK den Aufschluß der KERRL'schen Ziegelei in Northeim (Blatt Nörten, 4325, der topographischen Karte 1 : 25 000) wie folgt:

0,3 m	verlehnte Schutzzone (teils Ackerboden)
1,5—2,0 m	gelb-braune tonige Sande mit vielen und verschiedensten Geröllen
1,5 m	grauer-gelber sandiger Ton mit kleinen Geröllen
über 2,0 m	dunkler zäher Ton mit Vivianit und Holzresten

Der damalige Aufschluß lag in der Nähe von Punkt re 3568805 h 5729820. Nach HECKs pollenanalytischer Untersuchung sind die drei liegenden Horizonte während einer Birken-Fichtenzeit und einer Eichenmischwaldzeit (von unten nach oben) abgelagert worden. In den tonigen Sanden, die nach den neuen Beobachtungen in einen wesentlich jüngeren geologischen Zeitraum gehören, fanden sich nur Pollen von *Betula*.

Wegen des großen Probenabstandes und der Fortschritte, die die Palynologie inzwischen gemacht hat, wäre eine neue pollenanalytische Untersuchung des Profils notwendig. Eine bei Prof. FIRBAS, Göttingen, angeregte Untersuchung durch S. CHANDA (1960) in einem nahe Punkt re 68790 h 29790 gelegenen Profil erbrachte einen Fund von *Azolla filiculoides* LAM., durch den, wie durch die pollenanalytische Untersuchung, die Einstufung des Tones in das Holstein-Interglazial, wie sie durch HECK und den Verfasser (LÜTTIG 1954 b) vorgenommen wurde, ihre Bestätigung findet.

2.

Das Interglazial von Northeim wurde im Jahre 1954 südöstlich Bahnhof Northeim erbohrt (Bohransatzpunkt l re 68190 h 29560). Das Profil dieser Bohrung ist in Band 4/5 dieser Zeitschrift auf Seite 24 wiedergegeben, so daß sich eine genaue Wiedergabe erübrigt. Wichtig sind folgende Schlußfolgerungen aus diesem Befund:

a) Der interglaziale Ton liegt hier in einem wesentlich tieferen Niveau als in der KERRL'schen Ziegelei und ist in bezug auf den gleichen Horizont in der Tongrube tektonisch versenkt. Diese Einsenkung (oder Hebung des Tones in der Ziegelei) folgt ausweislich von Kartierergebnissen auf Blatt Northeim den alten, meist rheinisch streichenden Störungen in der Tiefscholle des Leinetalgrabens.

b) Über dem interglazialen Ton folgt nach einer Sandlage zunächst eine Fließerde mit viel Keupermaterial, die nach oben zunächst toniger, dann wieder kiesiger wird, wobei im hangenden Teil Muschelkalkmaterial zunimmt. Diese Fließerde leitet die Sedimentation der Mittelterrasse ein und ist einer Kaltzeit zu Beginn der Saaleeiszeit zuzuordnen, die Northeimer Phase genannt worden ist (LÜTTIG 1958).

Darüber folgt der Mittelterrassenkörper, über den sich eine zweite Fließerde, im liegenden Teil mit viel ortsnahen (Lias), im hangenden Teil von weiter her antransportierten Geröllen (Muschelkalk), legt. Darüber folgt Flugsand und Löß der Weichseleiszeit.

Unter dem Interglazialton sind grobklastische Sedimente bemerkenswert, die früher auch in der Tongrube aufgeschlossen gewesen sein sollen und von HECK (1928) der Oberterrasse gleich gesetzt worden sind, was aber sicher nicht richtig ist (LÜTTIG 1954 a, b). Darunter kommen hellblaugraue glimmerige und dunkelviolettblaune Tone vor, deren Ähnlichkeit mit dem elstereiszeitlichen Ton von Bilshausen (LÜTTIG & REIN 1954) bereits betont worden ist. Im Liegenden dieser Tone traf die Bohrung fluviatil transportierte Staubsande, darunter Mittleren Keuper an.

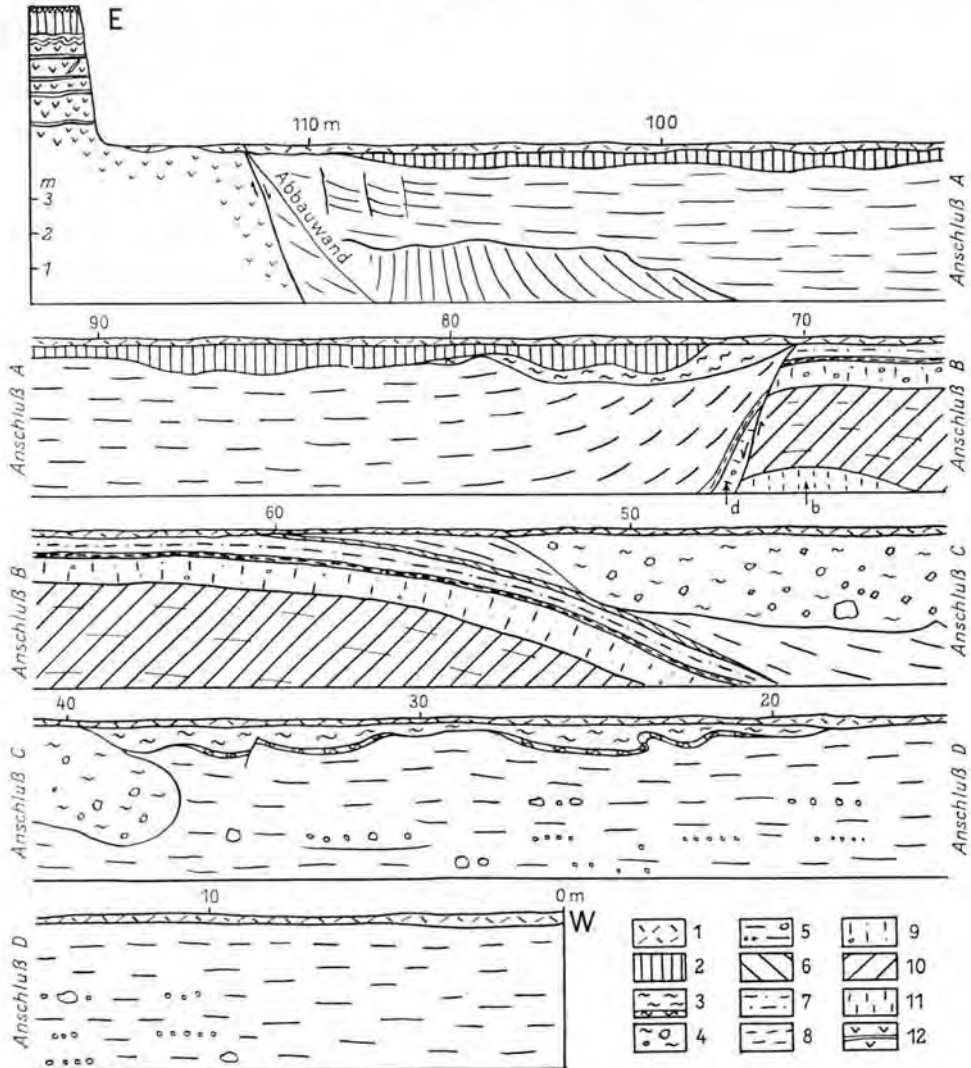


Abb. 1. Profil der Kerrlschen Ziegeleigrube Northeim.

1 = anthropogen gestörter Zersatz; 2 = Lößlehm; 3 = zweite lehmige Fließerde, blaugraubraun, an der Basis violettbraune Lage aus Jura-Schiefertonbrocken; 4 = erste kiesige Fließerde, violettbraun, Gerölle aus Rhätsandstein und Brauneisnester; 6 = dunkelblaugrauer Ton; 7 = mittelhellbrauner Schluff; 8 = hellblauer Ton; 9 = rötl.-gelber, lößfarbener Lehm mit kleinen Geröllen und vereinzelt Holzkohlenresten, stark verfestigt; 10 = rotbrauner sandig-schluffiger Ton; 11 = hellbrauner-gelber sandiger Löß; 12 = Mittlerer Keuper = weinroter sandiger Schieferton mit einzelnen graugrünen Lagen, oben verwürgt.

3.

Interessant ist nun in vielerlei Hinsicht ein neues Profil, das im Südstoß der Tongrube 1954 vom Verfasser aufgenommen worden und in Abb. 1 wiedergegeben worden ist. Es verläuft parallel dem südlich der KERRI'schen Tongrube vorüberführenden Wege. Der östliche Anfangspunkt des Profiles liegt beim Punkt re 68900 h 29770, seine Höhe (höchster Punkt des Profiles) dürfte etwa + 141 m NN entsprechen.

Im Ostteil der Aufschlußwand stehen unter 0,8 m Mutterboden und Lößlehm (höchstwahrscheinlich Weichsel-Löß) ebenliegende weinrote sandige Schiefertone des Mittleren Keupers mit einzelnen graugrünen Lagen (Rote Wand) an. In ihrem hangenden Teil sind diese Schiefertone deutlich verwürgt. Gegen den Mittleren Keuper sind an einer rheinisch streichenden, ca. 70° nach W einfallenden Störung hellblaugraue schluffige Tone abgeschoben. Diese Tone repräsentieren das Interglazial von Northeim. In der Nähe der Störung, die mit der heutigen östlichen Verbreitungsgrenze des Tones ident ist, fällt der Ton zunächst relativ steil nach W (infolge der Abschiebung), das Einfallen verflacht sich aber dann recht bald. Zwischen Meter 110 und 70 des in Abb. 1 dargestellten Profiles ist der Ton relativ gleichkörnig, wird aber in westlicher Richtung gröber, und es schalten sich einzelne Kieslagen ein, die in Schnüre aufgelöst erscheinen und z. T. recht grobe Blöcke enthalten.

In der Nähe von Meter 70 versteilt sich das Einfallen wegen einer steil nach E einfallenden Abschiebung auf kurzen Raum recht schnell. Abgeschoben ist die östlich der Störung gelegene Scholle. In der Nähe, und zwar östlich der Störung, kommt als Liegendschicht des Interglazials eine markante hellblaue Tonlage heraus. Unter dieser Tonlage steht Schicht d an, ein rötlich-gelber, lößfarbener Lehm mit einzelnen kleinen Geröllen und Holzkohlenresten. Diese Lage ist stark verfestigt. Eine von Herrn Dr. K. H. SINDOWSKI, Hannover, angefertigte Korngrößenanalyse ergab folgende Kornzusammensetzung:

Siebanalyse:		Pipettanalyse:	
15 — 5 mm	1,6%	200 — 100 μ	11,3%
5 — 2 mm	0,5%	100 — 60 μ	10,9%
2 — 1 mm	0,3%	60 — 30 μ	12,8%
1 — 0,6 mm	0,3%	30 — 20 μ	17,5%
0,6 — 0,3 mm	0,7%	20 — 10 μ	7,2%
0,3 — 0,2 mm	1,2%	10 — 6 μ	3,0%
0,2 — 0,12 mm	2,6%	6 — 2 μ	9,4%
0,12 — 0,06 mm	1,4%	< 2 μ	27,9%
< 0,06 mm	91,4%		

Nach der Korngrößenverteilung wie nach dem makroskopisch erkennbaren Sedimentcharakter besteht kein Zweifel, daß es sich um einen umgelagerten (verflossenen oder verschwemmten) Löß handelt.

Westlich der Störung bei Meter 70 sind zwischen diesem Schwemmlöß und dem hellblauen Ton einerseits und dem Interglazialton noch zwei Schichten entwickelt, die östlich der Störung, wohl weil diese syngenetisch zum Interglazialton ist, abgetragen sind. Es handelt sich hierbei um eine Lage dunkelblaugrauen Tons (unmittelbares Liegendes des Interglazials) und einen mittel- bis hellbraunen Schluff. Letzter bildet das Hangende des hellblaugrauen Tones über Schicht d.

Unter Schicht d kommt zwischen Meter 70 und 50 ein rotbrauner bis schokoladenbrauner sandig-schluffiger Ton heraus. Dieser Ton ähnelt petrographisch dem Elster-Ton von Bilshausen, der dort ebenfalls unter blaugrauem Schluff-Ton (von LÜTTIG & REIN 1954 gleichermaßen als Holstein-Interglazial aufgefaßt) liegt. Unter diesem rotbraunen Ton steht nun eine Schicht hellbraunen-gelben sandigen Lösses an (Schicht b). Daß es sich um einen Fluglöß handelt, wird aus der folgenden Korngrößenverteilung sehr wahrscheinlich.

Siebanalyse:		Pipettanalyse:	
1 — 0,6 mm	0,2%	200 — 100 μ	13,7%
0,6 — 0,3 mm	0,9%	100 — 60 μ	1,1%
0,3 — 0,2 mm	1,7%	60 — 30 μ	21,3%
0,2 — 0,12 mm	2,4%	30 — 20 μ	17,8%
0,12 — 0,06 mm	1,2%	20 — 10 μ	7,5%
< 0,06 mm	93,6%	10 — 6 μ	7,4%
		6 — 2 μ	8,9%
		< 2 μ	22,3%

Bei und westlich Meter 50 sind im Hangenden des Interglazialtones noch zwei verschiedene Fließerden (Saale- bis Weichselglazial) aufgeschlossen, die aber in diesem Zusammenhang nicht näher zur Erörterung stehen sollen. Die ältere dieser Fließerden ist grobkörnig und enthält viel Rhätsandstein- und Lias-Gerölle, wohl von der Liasscholle im Verband der Leinetalgraben-Füllung oberhalb des Interglazialvorkommens. Die obere Fließerde ist feinerkörnig und enthält fast nur Gerölle aus jurassischem Tonschiefer. Ein Vergleich mit den in der Bohrung I (LÜTTIG 1954 b) erbohrten Fließerden unter und über dem Mittelterrassenkies ist vorerst nicht möglich. Festgehalten werden muß, daß eine Bedeckung des Interglazialtones durch Mittelterrassenkies hier nicht beobachtet wurde. Auch die von HECK (1928a) beschriebenen Kieslagen ließen sich nicht wiederfinden, waren aber vor einigen Jahren zu sehen. Es handelt sich dabei um sehr kleine linsenartige Vorkommen, die vermutlich in das Hangende von Schicht d gehören.

4.

Die im Liegenden des Interglazialtones von Northeim aufgeschlossenen Schichten enthalten keine Fossilien. Da die Flora im Interglazialton vom liegenden zum hangenden Teil nach HECK (1928b) eine Klimaverbesserung kundzugeben scheint, können die unter dem Ton liegenden Schichten, falls die Zeit ihrer Ablagerung nicht durch eine längere Emersionsphase vom Interglazial getrennt ist, in die vorausgehende Kaltzeit, die Elster-Eiszeit gestellt werden. Es kann sicherlich mit kleineren Emersionszeiträumen zwischen der Ablagerung der einzelnen Horizonte gerechnet werden. Nach dem Bild, das man von der Sedimentation der im Profil aufgeschlossenen Schichten gewinnt, kann man aber größere Schichtlücken ausschließen. Außerdem kommen im Liegenden des Interglazialtones *verschwehmter Löß* (Schicht d) und *Fluglöß* (b) vor, die auf eine Kaltzeit hindeuten. Der rote Ton zeigt an, daß organische Substanz im Gewässer, in dem er zur Ablagerung kam, nicht in dem Maße vorhanden war, daß der Sauerstoff im Wasser aufgezehrt werden konnte. Es muß deshalb im Gewässer gute Belüftung geherrscht haben, die zur Oxydation des Eisens führte bzw. eine Reduktion zum zweiwertigen Eisen, welches wie im Interglazialton blaugraue Färbung des Sedimentes bewirkt hätte, verhinderte.

Alle diese Eigentümlichkeiten der Schichten unter dem Interglazialton deuten darauf hin, daß sie während einer Kaltzeit abgelagert worden sind. Nach Lage der Dinge kann aber diese Kaltzeit nur der Elstereiszeit entsprechen.

Wenn dieser Schluß richtig ist — nach Auffassung des Autors kann daran kein Zweifel bestehen —, dann haben wir es bei Schichten b und d mit elstereiszeitlichem Löß zu tun. Das ist ein immerhin seltener Fall, der m. E. Erwähnung verdient.

In unserem Gebiet ist bisher nur einmal (LÜTTIG 1954c) aus dem Raum von Lamspringe umgelagerter Elster-Löß erwähnt worden. Elster-Löß unter Saale-Grundmoräne beschrieb von Crinitz in der Niederlausitz auch ZÖLLER (1934). Er nannte ihn „älteren Löß“, womit allgemein saaleglazialer Löß gemeint wird. Falls der Löß nicht, wie WOLDSTEDT (1950) vermutete, doch in die frühe Saaleeiszeit gehört, müßte man freilich die Bezeichnung „ältester Löß“ verwenden (OLBRICHT 1922). M. E. sollte man aber die Ausdrücke „jüngster“, „jüngerer“, „älterer“ und „ältester“ Löß überhaupt vermeiden.

Für von PICARD (1950) aus dem Stadtgebiet von Essen unter Saale-Grundmoräne beschriebenen „älteren Löß“ gilt das gleiche wie für den ZÖLLER'schen Löß. Alle diese Lössen lassen die Möglichkeit offen, daß sie noch ins Saaleglazial gehören könnten. Nicht so die Lössen von Northeim, die zweifelsfrei älter sind.

6.

Auch bezüglich der jungen Tektonik des Leinetalgrabengebietes besagt der Aufschluß einiges Neue. Zum ersten ist die Ostrandstörung des Interglazialvorkommens (LÜTTIG 1954a) nunmehr aufgeschlossen. Zum zweiten ist erwiesen, daß auch in der Tongrube Störungen das Interglazial in sich selbst betreffen. Für die ehemalige Lage der Interglazialbasis bedeutet dies aber, daß sie höher gewesen sein muß als + 125 m NN. In Bohrung Northeim I wurde sie bei ca. + 113 m angetroffen, liegt aber dort in einer Scholle, die stark eingesenkt liegt.

Die ursprüngliche Lage der Basis und damit auch der Untergrenze der alten Taleintiefung ist damit schwer zu ergründen; denn weder das Gebiet der Ziegelei noch um den Bahnhof Northeim lag tektonisch ruhig. So kommt es auch, daß in diesem Raume Elster-Sedimente, die normalerweise höher am Hang liegen als die Saaleablagerungen, hier das Liegende der Holstein-Tone bilden, daß aber andererseits Holsteintone höheren Talauen-Abstand besitzen als der Mittelterrassenkörper, in dessen Liegendes sie normalerweise gehören.

Nur in tektonisch labilen Gebieten kann sich, wie hier, der Flachlands-Lagerungstyp des Quartärs (ältestes zu unterst) neben dem Berglandtyp (jüngste Ablagerung mit dem geringsten, älteste mit dem höchsten Talauen-Abstand) ausnahmsweise einstellen. Da aber die Lagerung der Quartärablagerungen im Gebiet von Northeim stellenweise abnorm ist, scheidet das Gebiet für die Konstruktion eines Erosions- und Akkumulations-Diagrammes (HECK 1928 a, Abb. 5, Seite 450) als ungeeignet aus.

Schrifttum:

- CHANDA, S.: Über spätereitäre und interglaziale, pollenführende Ablagerungen im Leinetal nahe Göttingen und im südwestlichen Harzvorland (Unter-Eichsfeld). - Die Naturwiss. 47, 19-20, Berlin - Göttingen - Heidelberg, 1960.
- HECK, H.-L.: Beiträge zur Talgeschichte der oberen Leine. - Jb. pr. geol. L.A. f. 1928, 49, 427 bis 453, Berlin 1928. - - Pollenanalytische Untersuchungen altdiluvialer Tone und Torfe von Northeim und Eichenberg im Flußgebiet der Leine. - Jb. pr. geol. L. A. 49, II, 1255-1264, Berlin 1928 (1928b).
- LÜTTIG, G.: Pleistozän-Tektonik nördlich Northeim. - Geol. Jb. 68, 587-614, Hannover 1954(a). - - Klima und Tektonik des Pleistozäns von Northeim. - Eiszeitalter u. Gegenwart 4/5, 22-33, Öhringen/Württ. 1954(b). - - Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. - Ungedr. Dissertation, Göttingen 1952. Geol. Jb. 70, 43-125, Hannover 1954(c). - - Eiszeit-Stadium-Phase-Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung. - Geol. Jb. 76, 235-260, Hannover 1958.
- OLBRICHT, K.: Die Eiszeit in Deutschland und der vorgeschichtliche Mensch. - Naturw. Wochenschr. 21, 369-381, Jena 1922.
- PICARD, K.: Beobachtungen im Diluvium des Stadtgebietes Essen. - Jb. geol. L. A. 65, 573-587, Hannover 1950.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - 1. Aufl. Stuttg. 1950.
- ZÖLLER, A.: „Älterer“ Löß bei Crinitz i. d. Niederlausitz (Meßtischbl. Fürstlich-Drehna). - Z. deutsch. geol. Ges. 86, 235-238, Berlin 1934.

Manusk. eingeg. 18. 11. 1960.

Anschrift des Verf.: Dr. Gerd Lüttig, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstraße 1.

Über zwei bemerkenswerte russische pollenanalytische Arbeiten

VON BURKHARD FRENZEL, Freising-Weißenstephan

Mit 2 Abbildungen im Text

Der weite Bereich, der sich in Eurasien und Nordamerika während der pleistozänen Eiszeiten südlich der Inlandeismassen erstreckte und in dem die Vegetation unter dem Einfluß der damaligen Klimaungunst starke Veränderungen gegenüber dem heutigen und den interglazialen Verhältnissen erlitten hatte, liefert uns in zunehmendem Maße wichtige Erkenntnisse über die so verschiedenartigen und faszinierenden Probleme des Pleistozäns. Denn in diesem ehemals extraglazialen Gebiet haben sich an geeigneten Stellen größere Schichtpakete in ungestörter Lagerung erhalten können, die es uns infolge ihres Fossiliengehaltes gestatten, Einblicke in den Ablauf größerer Abschnitte des Pleistozäns zu gewinnen. In dieser Beziehung verdienen die Untersuchungen von I. A. DANILOVA (1959) und M. P. GRIČUK (1959) besondere Aufmerksamkeit, da es einerseits DANILOVA gelang, in einem einzigen Profil lakustriner Sedimente die Vegetationsgeschichte Mittelrußlands seit Beginn des letzten Interglazials (Eem) in groben Zügen aufzudecken und da andererseits GRIČUK auf Grund sehr zahlreicher Pollenanalysen die Veränderungen des Pflanzenkleides Baikaliens seit der Grenze Pliozän/Pleistozän in ihren wichtigsten Etappen rekonstruieren konnte.

✦

110 km westlich Moskaus befindet sich im Quellgebiet der Severnaja Bodnja ein fossiles Seebecken (100—125 m mal 300—320 m), das in einen Moränenrücken eingesenkt ist. Das Becken wird gegenwärtig von einem *Cyperaceae-Sphagnum*-Moor eingenommen. In diesem Moor wurde die Bohrung XII-51 niedergebracht, die folgende Sedimente erschloß (vgl. auch Abb. 1; DANILOVA 1959).

- 1) 0,00— 0,85 m Schwach zersetzter *Sphagnum*torf, mit vielen schlecht zersetzten Wurzeln; hellbraun, nach unten dunkler.
- 2) 0,85— 1,07 m Brauner, toniger Torf; mit Pflanzenresten.
- 3) 1,07— 1,75 m Grauer Ton mit gelblich-graublauen Flecken, an der Luft gelblich-olivgrün werdend; homogen, plastisch, feinkörnig.
- 4) 1,75— 2,30 m Grauer Ton mit stahlblauen Flecken, an der Luft olivgrün werdend; homogen, feinkörnig, plastisch, dichter als Schicht 3.
- 5) 2,30— 2,60 m Dunkelgrauer Ton, mit olivgrünen bis bräunlichen Flecken; dicht, mit leicht fauligem Geruch; staubig-sandig, im unteren Teil mit Tonen, die reich an organischem Material sind.
- 6) 2,60— 3,00 m Faulschlamm, bräunlich bis dunkelgrau, mit olivgrünen Flecken; plastisch, dicht, riechend.
- 7) 3,00— 3,82 m Faulschlamm, graubraun, mit schwärzlichen Flecken; dicht, plastisch, riechend.
- 8) 3,82— 4,10 m Mineralisierter Torf, hellbraun, locker, riechend, mit unzersetzten Pflanzenresten. In 4,00 m Tiefe wurde ein *Menyanthes*-Same gefunden.
- 9) 4,10— 4,67 m Faulschlamm, graubraun mit olivgrünen Flecken; plastisch, feinkörnig, dicht.
- 10) 4,67— 5,25 m Torfiger Ton, bräunlich, mit Pflanzenresten, riechend.
- 11) 5,25— 8,00 m Mineralisierter Torf, dunkelbraun, locker, mit Pflanzenresten. In 6,25 m, 7,25 m und 7,50 m Tiefe Holzstückchen von *Betula*.
- 12) 8,00— 9,62 m Bräunlich-schwarzer Torf, dicht, riechend, mit Resten von *Betula*-Holz. Proben zwischen 8,25 und 8,75 m Tiefe bestehen fast ausnahmslos aus Holz; es wurde offenbar ein Baumstamm erbohrt.
- 13) 9,62—10,00 m Brauner Faulschlamm, sehr dicht.
- 14) 10,00—10,50 m Faulschlammiger Ton, bräunlich bis olivgrün, sehr dicht; im unteren Teil mit Einschlüssen feinkörnigen, hellgrauen bis dunkelgrauen Sandes.
- 15) 10,50—10,87 m Hellgrauer Sand mit bläulichen Flecken; fein- bis grobkörnig; wasserführend; geht allmählich in liegende Schicht über.
- 16) 10,87—11,50 m Grauer Lehm mit bläulichen Flecken; dicht, mit kleinen Kalkstücken.

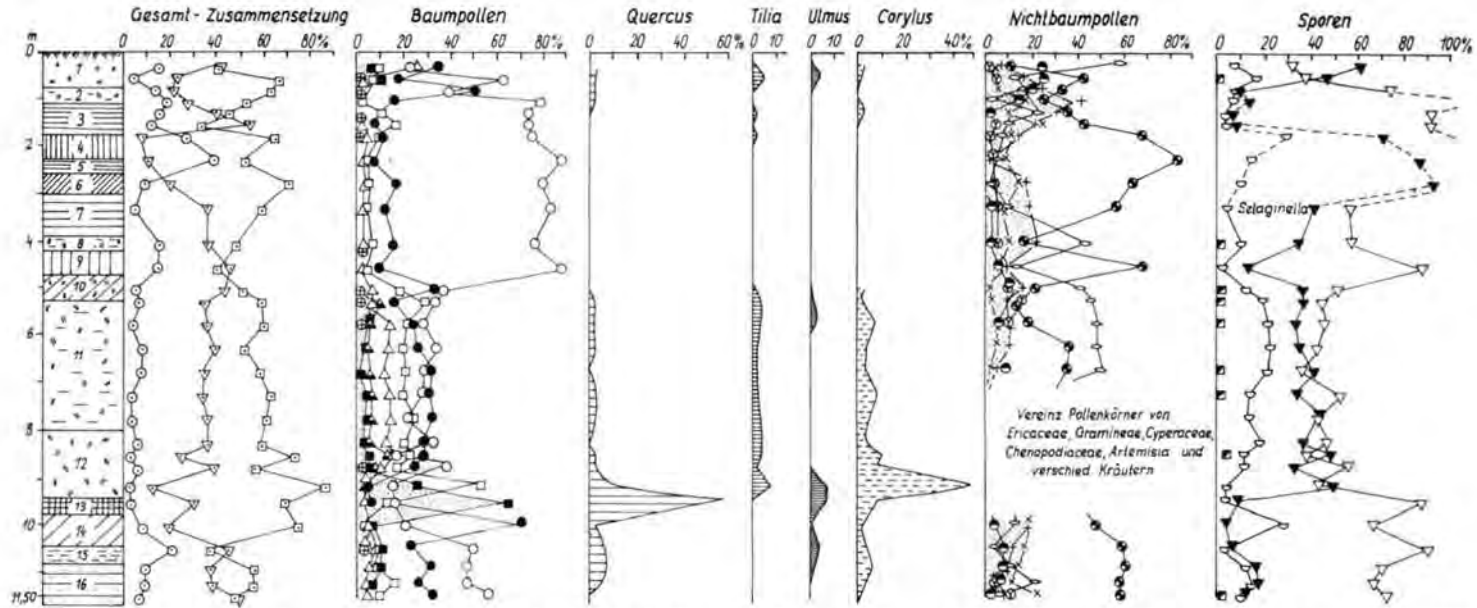


Abb. 1. Pollendiagramm lakustriner Sedimente im Quellgebiet der Severnaja Bodnja (Bohrung XII-51), 110 km westlich Moskaus. Aus: DANILOVA 1959. Die im Sedimentprofil stehenden Zahlen entsprechen denjenigen der Liste auf S. 211.

- | | | |
|-------------------------|-------------------------|-------------------------|
| □ Baumpollen (BP) | □ <i>Alnus</i> | + <i>Artemisia</i> |
| ○ Nichtbaumpollen (NBP) | ▲ <i>Carpinus</i> | × <i>Chenopodiaceae</i> |
| ▽ Sporen | ■ Eichenmischwald (EMW) | Sporen: |
| Baumpollen: | Nichtbaumpollen: | ▽ <i>Bryales</i> |
| ○ <i>Betula</i> | ● verschiedene Kräuter | ▼ <i>Sphagnales</i> |
| ● <i>Pinus</i> | ○ <i>Cyperaceae</i> | ○ <i>Filices</i> |
| △ <i>Picea</i> | ● <i>Gramineae</i> | ■ <i>Lycopodiaceae</i> |
| ⊕ <i>Salix</i> | ⊕ <i>Ericaceae</i> | |

Die pollenanalytische Bearbeitung des Bohrkerns ergab das in Abb. 1 dargestellte Bild. Die Schichten zwischen 11,50 und 10,00 m Tiefe werden durch ein anfängliches Birkenmaximum und einen darauffolgenden *Pinus*-Gipfel gekennzeichnet („1. Gruppe der Spektren“, DANILOVA). Das Vorkommen von *Quercus*- und *Ulmus*-Pollen (zusammen maximal 11⁰/₀), sowie von *Corylus* und vereinzelter *Carpinus* in diesen Schichten führte DANILOVA zu der Annahme, es handle sich hierbei um das Abbild eines Nadel-Laubmischwaldes des beginnenden Interglazials. Das erwähnte merkwürdige erste *Quercus*-, *Ulmus*- und *Corylus*-Maximum, das für letzterinterglaziale Sedimente Mittelrußlands völlig ungewöhnlich ist, wie auch das sporadische Auftreten von *Carpinus* bei gleichzeitiger starker Beteiligung von *Chenopodiaceae* und *Artemisia* an der NBP-Flora lassen jedoch vermuten, daß hier sehr verschieden alte Pollen miteinander vermischt wurden, zumal da der erste EMW-Gipfel nicht in den lakustrinen Faulschlamm, sondern in Sanden und kalkskelettreichen Lehmen auftritt. Viel wahrscheinlicher als DANILOVAs Ansicht ist, daß die betreffenden Schichten die Pollenflora der ausklingenden Dneprovsk-Eiszeit (einschließlich Moskau-Stadium) enthalten, nämlich Hinweise auf eine unter einem trockenen Klima stehende Birken-Kiefern-, bzw. Kiefern-Birkenwaldsteppe (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*!), die schließlich (ab 10,00 m) von edleren Laubwäldern verdrängt wurde.

Die optimale Entwicklung des EMW, mit den für das Eem-Interglazial in Mittelrußland so charakteristischen hohen *Quercus*-Werten und dem späten Auftreten von *Corylus* spiegeln die Schichten in 9,50 und 9,00 m Tiefe wider („2. Gruppe der Spektren“, DANILOVA). Ebenfalls für die Vegetationsfolge dieses Interglazials bezeichnend ist der auf das EMW-Maximum folgende *Carpinus*-Gipfel (8,50 m Tiefe), an den sich die *Picea*-Phase anschloß, während der *Carpinus*, *Quercus*, *Tilia* und *Corylus* jedoch noch nicht ganz verschwunden waren. DANILOVA nahm an, daß die *Picea*-Phase die Schichten von 8,75 bis 5,00 m Tiefe umfaßt („3. Gruppe der Spektren“, DANILOVA). Es ist jedoch auffallend, daß mit dem Beginn der geschlossenen *Artemisia*- und *Chenopodiaceae*-Kurve in etwa 6,50 m Tiefe, d. h. ungefähr zu demselben Zeitpunkt, an dem die Vorherrschaft der *Bryales*-Sporen gegenüber den *Sphagnales*-Sporen einsetzte, die Kurven von *Picea*, *Alnus*, *Quercus*, *Tilia* und *Corylus*, in gewissem Sinne auch von *Betula*, einen spiegelbildlichen Verlauf zu demjenigen tieferer Horizonte nehmen und diese Tendenz mit Beginn der Bildung von Schicht 10 abrupt abbricht. Mit anderen Worten, es scheint so, als zeichne sich von etwa 6,50 m Tiefe der Beginn der Herrschaft eines trockenen Klimas ab, palynologisch jedoch verdeckt durch Pollen einer anspruchsvolleren Vegetation, die sich an sekundärer Lagerstätte befinden. Für die Richtigkeit dieser Deutung spricht, daß ein ähnlicher Kurvenverlauf in anderen Pollendiagrammen letzterinterglazialer Sedimente meist nicht zu beobachten ist (vgl. GRIČUK & GRIČUK 1959, ČEBOTAREVA 1959) und daß SUKAČEV und Mitarbeiter (1959) 10 km westlich Moskaus in offenbar gleichalten Sedimenten zusammen mit einer ähnlichen Pollenflora Makrofossilien von *Salix herbacea*, *S. polaris*, *Betula* cf. *tortuosa*, *Alyssum* sp. und der heute amphiatlantisch in Tundren bzw. im nördlichsten Bereich der Nadelwaldzone vorkommenden *Draba* cf. *incana* entdeckten. An die Stelle der interglazialen Wälder war damals somit die Strauchtundra getreten, in deren trockeneren Biotopen Kältesteppegesellschaften bereits Fuß gefaßt hatten.

Die Spektren von 4,75 bis etwa 1,00—1,50 m Tiefe rechnete DANILOVA zu ihrer „4. Gruppe der Spektren“, die sie mit Recht als Abbild letzterzeitlicher Verhältnisse ansah, ohne allerdings eine Gliederung dieses Abschnittes des jüngsten Pleistozäns durchzuführen. An Hand einiger weiterer pollenanalytischer Arbeiten, die in Mittelrußland in letzter Zeit durchgeführt worden sind, soll hier jedoch versucht werden, das interessante Profil weiter zu gliedern.

Im Wandel der Vegetation, der sich im Fossiliengehalt der Sedimente zwischen 5,00 und etwa 0,80 m Tiefe widerspiegelt, fallen zwei Phasen geringerer Bedeutung des Waldes und recht starker Beteiligung offener Vegetationstypen auf, von denen die ältere (4,50 bis

4,00 m Tiefe) viel weniger scharf ausgeprägt war als die jüngere (2,50 bis 1,50 m Tiefe). Beide Phasen wurden durch einen Zeitraum beachtlicher Vorherrschaft der BP voneinander getrennt (3,50 bis 2,75 m Tiefe). Die Phasen stärkerer Beteiligung der NBP werden durch sehr hohe Werte der Kräuterpollen, der *Bryales*-Sporen, sowie durch Minima der *Artemisia*- und *Chenopodiaceae*-Pollen eingeleitet. Leider wissen wir nicht, welche Pflanzen die Kräuterpollen lieferten. Die starke Beteiligung der *Bryales*-Sporen, wie auch die Minima in den Kurven der xerophilen *Artemisien* und *Chenopodiaceen* deuten jedoch auf eine relativ gute Durchfeuchtung des Bodens zu Beginn der beiden NBP-reichen Phasen hin. Es ist bezeichnend, daß diese beiden Zeiten besserer Wasserversorgung jedoch von Episoden abgelöst wurden, in denen *Chenopodiaceae* und *Artemisia* eine außerordentlich große Rolle in der damaligen Vegetation spielten (4,00—3,50 m Tiefe und 1,50 bis 0,80 m Tiefe) bei gleichzeitig beträchtlicher Verminderung der Bedeutung der *Bryales*-Sporen und der Kräuterpollen. Es ist sehr naheliegend, in diesem Vegetationswechsel das Abbild eines zweimaligen Überganges von einer Tundra- in eine Kältesteppenzeit, bzw. von der Fließerde- in die Lößzeit zu erblicken. Hierbei waren die erste Tundra- und Kältesteppenzeit sowohl was die Ausdehnung der offenen Pflanzengemeinschaften, als auch ihre Ausprägung anbetraf, weniger deutlich als die zweite. Beide NBP-reiche Phasen wie auch die zwischen ihnen gelegene BP-Phase wurden im Untersuchungsgebiet durch die Vorherrschaft von *Betula* gekennzeichnet, wobei jedoch unklar bleibt, welche Birkenart den Pollen während der einzelnen Abschnitte lieferte. *Pinus* spielte damals mit etwa 10% der BP-Menge nur eine sehr untergeordnete Rolle, und *Picea*-Pollen traten sogar nur in wenigen Prozenten auf. Es ist allein nach diesem Profil fraglich, ob dem schwachen *Picea*-Gipfel z. Zt. des hohen BP-Gipfels in 2,75 m Tiefe reale Bedeutung zukommt. Pollenanalytische Untersuchungen in benachbarten Gebieten Mittelrußlands lehren jedoch, daß die erwähnte BP-reiche Phase tatsächlich vielfach durch eine starke Zunahme der *Picea*-Werte gekennzeichnet war (Tabelle 1).

Hierbei ist wichtig, daß *Picea* auch während der älteren NBP-reichen Phase in allen betrachteten Gebieten prozentbildend vertreten war, obwohl diese Zeit durch heftige Solifluktionerscheinungen und eine Vergrößerung des Areal der ewigen Gefornis bis

Tabelle 1
Prozentwerte der Pollen einiger wichtiger Pflanzen in der letzteiszeitlichen BP-Phase
Mittelrußlands

Pflanzen	Lokalität				
	110 km westl. Moskau 1)	10 km westl. Moskau 2)	Unt.-u.Mittel- lauf der Oka 3)	P'joss a. d. Wolga 4)	Unterlauf d. Kama 5)
BP	60—70	64	gleich bis	40—60	30—70
NBP	5—10	36	doppelt NBP	15—40	10—40
<i>Betula</i>	ca. 80	ca. 20	30—80	70—80	35—50
<i>Pinus</i>	ca. 15	ca. 40	30—70	15—20	25—46
<i>Picea</i>	ca. 2	bis 43	5—10(—30)	0—20	10—27
<i>Alnus</i>	ca. 2	—	5—15	bis 3	4—17
Kräuter	50—60	<i>Ephedra!</i>	30—70	40—50	15—55
<i>Artemisia</i>	15	} sehr viel	10—50	10—30	0—2
<i>Chenopodiaceae</i>	10		1—20	10—15	0—16

1) DANILOVA 1959; 2) SUKAČEV und Mitarbeiter 1959; 3) ASEEV 1959; 4) GRIČUK & GRIČUK 1959; 5) MOSKVIČIN 1958.

an das Nordufer des Kaspischen Meeres ausgezeichnet war (u. a. MOSKVIČIN 1958; weitere Literatur bei FRENZEL 1960a). In der BP-reichen Phase dehnten sich aber die Fichtenwälder beträchtlich aus, allerdings erreichten sie nicht mehr das heute in der Laubwaldzone gelegene Brjansk (VELIČKO 1957). Diese Wälder, in denen die sibirische *Picea obovata* bis nach Moskau (SUKAČEV und Mitarbeiter 1959) vordrang, vermochten jedoch selbst damals nie, Mittelrußland geschlossen zu überziehen, sondern die trockenen Standorte wurden weiterhin von *Artemisia*- und *Chenopodiaceae*-Steppen eingenommen. Wenngleich somit das Klima in der BP-reichen Phase eine Ausdehnung der Wälder ermöglichte, so blieb der Klimacharakter doch trocken-kontinental. Erst die zweite NBP-reiche Phase, die die BP-Phase ablöste, führte zu der fast vollständigen Vernichtung der Fichtenwälder (Pljoss, Kama, Moskau, Unter- und Mittellauf der Oka), ein weiteres Zeichen dafür, daß die zweite NBP-reiche Phase wesentlich einschneidender als die erste war. Auch in der zweiten NBP-reichen Phase waren Soliflukationsvorgänge weit verbreitet (FRENZEL 1960a). Diese zweite Tundren- und Kältesteppenzeit in Abb. 1 wurde durch eine letzte Phase etwas stärkerer Bewaldung und einen geringen *Picea*-Vorstoß (1,75 m Tiefe) gegliedert und mündete schließlich in die postglaziale Waldgeschichte ein, deren Beginn in Profil XII-51 etwas oberhalb 0,80 m Tiefe erschlossen wurde und die DANILOVA an Hand von Material einer zweiten Bohrung, die an derselben Lokalität niedergebracht wurde, eingehender untersuchte. Wie es für viele mittelrussische Pollendiagramme charakteristisch ist, wird auch in Abb. 1 der Übergang vom Pleistozän zum Holozän durch erste *Tilia*- und *Corylus*-Gipfel gekennzeichnet (Horizont der „Unteren Fichte“). Wahrscheinlich handelt es sich jedoch bei ihnen, ähnlich wie bei den entsprechenden ersten Gipfeln der edlen Laubbömer an der Basis des Profils, um Pollen an sekundärer Lagerstätte, da die hohe Beteiligung der NBP an der gesamten Sporomorphenmenge der entsprechenden Horizonte, wie auch der starke Anteil von *Artemisia*- und *Chenopodiaceae*-Pollen nur schwer mit einem gleichzeitigen *Tilia*- und *Corylus*-Vorstoß zu vereinbaren ist¹⁾. Es zeigt sich also, daß es DANILOVA tatsächlich gelungen ist, in einem einzigen Profil lakustriner Sedimente die wesentlichsten Etappen des Jungpleistozäns und des Holozäns vom Ende der vorletzten Eiszeit bis in die Gegenwart zu erschließen. Besondere Beachtung hierbei verdient die von einer schwächeren älteren und einer stärkeren jüngeren NBP-reichen Phase eingeschlossene BP-reiche Phase, die durch Ausbreitung der Fichtengehölze in Mittelrußland gekennzeichnet war. In Abb. 1 verschleiert die *Betula*-Kurve wahrscheinlich manche wichtigen Züge der Vegetationsentwicklung, da die einzelnen *Betula*-Arten ja nicht sicher palynologisch voneinander geschieden werden können. Trotzdem lassen der Kurvenverlauf in Abb. 1 wie auch die übrigen erwähnten pollenanalytischen Untersuchungen Mittelrußlands so viele Gemeinsamkeiten mit den von EMILIANI (1955, 1956, 1958) konstruierten Temperaturkurven, sowie mit den u. a. von WOLDSTEDT (1958) und GROSS (1958) durchgeführten Gliederungsversuchen der letzten Eiszeit erkennen, daß ich die von den beiden Tundren- und Kältesteppenzeiten begrenzte Phase der Fichtenhaine innerhalb kühler Steppen als Abbild des „Göttweiger“ Interstadials, die zweite Tundren- und Kältesteppenzeit als das Kältemaximum der letzten Eiszeit (Hauptwürm bzw. kältester Teil von Mittelwürm) und die erste Tundren- und Kältesteppenzeit als Ausdruck der während des Früh- oder Altwürms herrschenden Klimaverhältnisse ansehen möchte.

*

Während der pleistozänen Eiszeiten waren in weiten Gebieten Nord-Eurasiens Tundren- und Kältesteppen, Strauchtundren und Mischformationen aus Waldtundren und Waldsteppen an die Stelle der verschiedenen Waldtypen der heutigen Taigazone getreten (für die letzte Eiszeit vgl. FRENZEL & TROLL 1952; FRENZEL 1960 b). Nur an sehr wenigen geschützten Lokalitäten vermochten kleine Waldrefugien die ungünstigen eiszeitlichen

1) Zur Problematik des Horizonts der „Unteren Fichte“ vgl. FRENZEL 1960 b.

Klimaverhältnisse zu überdauern. Das einzige große Waldgebiet stellte während der letzten Eiszeit das mittelsibirische Bergland dar, das jedoch während der ungünstigsten Klimaperioden durch einen Steppengürtel von dem stark verkleinerten mandschurischen Waldgebiet getrennt war (FRENZEL 1960 b). Es ist nun von hohem Interesse, auf Grund der Arbeiten von GRIČUK (1959) und seinen Mitarbeitern erste Einblicke in die pleistozäne Geschichte dieses mittelsibirischen Waldlandes, und zwar in der weiteren Umgebung von Irkutsk, zu gewinnen (Abb. 2). Es muß jedoch hervorgehoben werden, daß die genannten Autoren die Flußterrassen, aus denen die Proben entnommen wurden, bedauerlicherweise weder zu den zahlreichen Vereisungsspuren der Sajane, noch zu den Resten der in diesem Gebiet so verbreiteten paläolithischen Stationen in Beziehung gesetzt haben, sondern den Wandel der Vegetation nur aus dem Verlauf der Pollenkurven und der Höhenlage der Terrassen erschlossen, so daß Abb. 2 mit manchen Unsicherheiten behaftet ist.

Den Übergang von den bei Alga im Barguzintal (östlich des Baikalsees) beobachteten Vegetationsverhältnissen des jüngsten Tertiärs (vgl. die beiden untersten Diagrammstücke in Abb. 2) zu den pleistozänen Bedingungen stellte die Phase I dar, in deren Mitte sich mit dem Verschwinden von *Tsuga*, *Ilex*, *Juglans* und *Pterocarya*, sowie mit Kurventiefenpunkten von *Picea* und der edleren Kiefern eine erste Kaltzeit abzeichnet, die im Bergland zur lokalen Ausbreitung von *Artemisia-Chenopodiaceae-Ephedra*-Steppen führte. Mit dieser Kaltzeit hatten die erwähnten Steppen zum ersten Male in nennenswertem Maße von Baikalien Besitz ergreifen können und wurden seither nie mehr vollständig verdrängt. GRIČUK sieht die besprochene Kaltzeit als die erste pleistozäne Eiszeit an, die von einem ausgedehnten Interglazial (Phase II) gefolgt wurde, in dem anspruchsvollere Waldtypen aus *Picea*, *Abies* und *Pinus* Sekt. *Strobus* das Bild beherrschten. Das Areal

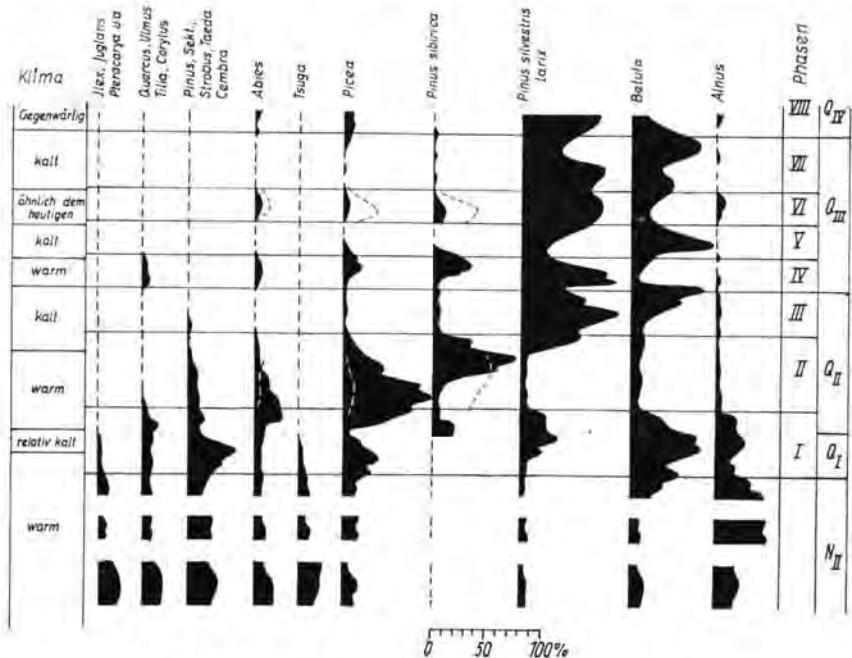


Abb. 2. Schematisiertes Pollendiagramm aus dem Flußgebiet der Angara, in der Umgebung von Irkutsk. Die Kurven stellen Mittelwerte zahlreicher, nur kürzere Abschnitte umfassender Pollendiagramme dar. Aus: GRIČUK 1959

Erklärung der Phasen im Text. N_{II}: Neogen; Q_I: Altquartär; Q_{II}: Mittelquartär; Q_{III}: Jungquartär; Q_{IV}: Holozän. ----- Werte des nördlichen Angaragebietes.

der Steppen war damals gegenüber den Verhältnissen der vorangegangenen Kaltzeit sehr stark eingeschränkt worden. Mit dem Übergang zur nächsten Eiszeit (Grenze der Phasen II/III und Phase III) stellten sich die für das heutige Waldkleid dieses Gebietes charakteristischen Pflanzengemeinschaften ein, zusammen mit ausgedehnten Steppen. Der Höhepunkt dieser Eiszeit führte jedoch zu einer sehr starken Verarmung der Pollenflora. Phase IV bezeichnet offenbar ein Interglazial, während dessen in der Umgebung von Irkutsk an mehreren Stellen Laubwälder aus *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* und *Corylus* gediehen. Diese Tatsache ist außerordentlich bemerkenswert, denn *Tilia* kommt heute nur in den nordwestlichen Vorbergen des Altai sowie im Ostteil Dahuriens und im Fernen Osten vor; ebenfalls in Dahurien erreichen *Quercus mongolica* und *Corylus heterophylla* als die am weitesten in den Kontinent von Osten her vorstoßenden Eichen- und Haselarten die Westgrenze ihrer Verbreitung, und lediglich *Ulmus propinqua*, sowie *U. pumila* dringen von Osten bis in das Flußgebiet der Selenga vor, erreichen jedoch Baikalien nicht mehr (MEUSEL 1943; ПОПОВ 1959). Die pollenanalytischen Befunde zeigen somit, daß *Tilia* nicht erst im Postglazial von Osten her in die nordwestlichen Vorberge des Altai eingewandert sein muß oder daß sie dort als Tertiärrelikt zu gelten habe (Literatur bei FRENZEL 1960 b), sondern daß noch im letzten Interglazial edle Laubwälder zwischen dem Altai und dem Fernen Osten vermittelten. Das erwähnte Interglazial wurde von einer weiteren Kaltzeit (Phase V) abgelöst, während der in Baikalien lediglich vereinzelte *Pinus*-, *Larix*- und *Betula*-Haine stockten. Eine ganz ähnliche, an Kältesteppen reiche Vegetation kennzeichnete die letzte Kaltzeit (Phase VII), die schließlich zu den postglazialen Waldtypen überleitete. Die beiden Kaltzeiten (Phasen V und VII) wurden durch eine Etappe stärkerer Bewaldung voneinander getrennt, während der die anspruchsvolleren Holzarten *Picea*, *Abies* und *Pinus sibirica* ihr Areal vergrößerten. Da die Pollenspektren dieser Zeit ungefähr denjenigen der rezenten Oberflächenproben gleichen, muß das damalige Klima dieses Raumes ungefähr dem heutigen entsprochen haben.

Die zeitliche Einordnung der von ГРИЧУК herausgearbeiteten Phasen der Vegetationsgeschichte bereitet einige Schwierigkeiten, da, wie erwähnt, die Lagebeziehungen der einzelnen Fundhorizonte zu den glazigenen Sedimenten der Sajane sowie zu den paläolithischen Stationen und zu den Resten fossiler Großsäuger nicht berücksichtigt wurden. Daran, daß Phase VIII das Postglazial umfaßt, besteht kein Zweifel. Aus der Beschreibung der Fundorte geht außerdem hervor, daß die Proben, die zur Entdeckung der Phasen V, VI und VII führten, letzteiszeitlichen Terrassen entnommen wurden; denn die betreffenden Terrassen verzahnen sich nicht nur im Oberlauf der Flüsse mit Moränen zweier Talvergletscherungen, die jünger als eine Vergletscherung von Inlandeischarakter in den Sajanen sind, sondern sie enthalten auch jungpaläolithische Fundplätze (u. a. die Aurignacienstation Malta; Literatur vgl. FRENZEL 1960a). Somit war die letzte Eiszeit in Baikalien in zwei Kältesteppenphasen mit *Pinus-Larix-Betula*-Hainen und in eine mittlere Waldphase, wahrscheinlich ein Interstadial („Göttweiler“ Interstadial?), gegliedert. Das voraufgegangene Interglazial (Phase IV) dürfte jedoch dem Eem-Interglazial entsprechen, so daß ГРИЧУК wahrscheinlich mit Recht die Phasen IV und VII als das „Jungquartär“ ansieht. Ob jedoch tatsächlich der oberste Teil der Phase I, sowie die Phasen II und III in das „Mittelquartär“ zu stellen sind und nur der untere Teil der Phase I das „Altquartär“ bezeichnet, wie ГРИЧУК annimmt, erscheint fraglich. Denn einerseits deutet ein Vergleich der Spektren des unteren Teiles der Phase I mit den jungtertiären Spektren N II (unterstes Diagrammstück) auf eine inzwischen eingetretene fühlbare Klimaverschlechterung vor Beginn der Phase I, und andererseits ist es möglich, daß in dem als Q II bezeichneten Abschnitt manche verschiedenalte Spektren der hochgelegenen und oft etwas undeutlichen Flußterrassen miteinander verknüpft wurden. Trotz dieser Bedenken läßt Abb. 2 jedoch die wesentlichen Etappen der Evolution der heutigen Vegetation dieses Raumes erkennen, und es wird deutlich, daß der heutige Taigatyp des Süd-

teiles Mittelsibiriens sehr junger Entstehung ist und daß auch in dem mittelsibirischen Waldland die Einflüsse des mehrmaligen pleistozänen Klimawandels deutliche Spuren hinterlassen haben.

Literaturverzeichnis

- ASEEV, A. A.: Paläogeographie des Tales der mittleren und unteren Oka im Quartär. - Moskau 1959.
- ČEBOTAREVA, N. S.: Stratigraphie der quartären Sedimente im Zentrum des Russischen Flachlandes. - In: MARKOV, K. K., & A. I. POPOV: Das Eiszeitalter im Europäischen Teil der UdSSR und in Sibirien, S. 116-147, Moskau 1959.
- DANILOVA, I. A.: Quartäre Sedimente und das Relief in der Umgebung der geographischen Station „Krasnovidovo“ der Moskauer Staats-Universität. - Ibid., S. 64-115, Moskau 1959.
- EMILJANI, C.: Pleistocene temperature variations in the Mediterranean. - Quaternaria 2, S. 87-98, Rom 1955. - - Note on absolute chronology of human evolution. - Science 123, S. 924 bis 926, 1956. - - Paleotemperature analysis of core 280 and pleistocene correlations. - Journ. of Geol. 66, S. 264-275, Chicago 1958.
- FRENZEL, B.: Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. I. Teil: Allgemeine Grundlagen. - Akad. d. Wiss. u. d. Lit., Abh. d. math.-nat. Kl. Jahrg. 1959, Nr. 13, Mainz 1960 [1960 a]. - - Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. II. Teil: Rekonstruktionsversuch der letzteiszeitlichen und wärmezeitlichen Vegetation Nord-Eurasiens. - Ibid., Jahrg. 1960, Nr. 6, Mainz 1960 [1960 b].
- FRENZEL, B. & C. TROLL: Die Vegetationszonen des nördlichen Eurasiens während der letzten Eiszeit. - E. u. G. 2, S. 154-167, 1952.
- GRIČUK, M. P.: Ergebnisse einer paläobotanischen Erforschung quartärer Sedimente des Angaragebietes. - In: MARKOV, K. K., & A. I. POPOV: Das Eiszeitalter im Europäischen Teil der UdSSR und in Sibirien, S. 442-497, Moskau 1959.
- GRIČUK, V. P., & M. P. GRIČUK: Altglaziale Sedimente im Gebiet von Pljoss. - Ibid., S. 39-63, Moskau 1959.
- GROSS, H.: Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. - E. u. G. 9, S. 155-187, 1958.
- MEUSEL, H.: Vergleichende Area'kunde. Bd. 2, Karte 43a, 1943.
- MOSKVITIN, A. I.: Quartäre Sedimente und die Entstehungsgeschichte des Mittellaufes des Wolgatales. - Akad. Nauk SSSR, Trudy Geol. Inst., Vyp. 12, Moskau 1958.
- POPOV, M. G.: Flora Srednej Sibiri. Bd. 2, Moskau 1959.
- SUKAČEV, V. N., R. N. GORLOVA, A. K. NEDOSEVA und E. P. METELCEVA: Über die Vegetation des Periglazialgebietes des Zentrums des Russischen Flachlandes. - Doklady Akademii Nauk SSSR 125, S. 393-396, 1959.
- VELIČKO, A. A.: Zum Problem des geologischen Alters und der stratigraphischen Bedeutung des oberen Paläolithikums. - Izvest. Akad. Nauk SSSR, Ser. geogr., 1957, Nr. 2, S. 33-51, 1957.
- WOLDSTEDT, P.: Eine neue Kurve der Würm-Eiszeit. - E. u. G. 9, S. 151-154, 1958.

Manusk. eingeg. 21. 10. 1960.

Anschrift des Verf.: Priv.-Doz. Dr. Burkhard Frenzel, Freising-Weihenstephan, Botanisches Institut der Technischen Hochschule München.

B. Buchbesprechungen

Acta Praehistorica (siehe dieses Jahrb. 9, 1958, S. 189) Bd. II (1958), Buenos Aires 1959, VII-X (Zusammensetzung des Direktoriums und des wissenschaftlichen Beirats nebst den Satzungen des Centro Argentino de Estudios prehistóricos) und 254 Seiten mit zahlreichen Abb. im Text und auf 19 Tafeln, herausgegeben von O. MENGHIN, enthält Aufsätze, Mitteilungen und Kommentare sowie Besprechungen (größtenteils von O. MENGHIN) von zahlreichen wichtigen Publikationen über die Anthropologie im weitesten Sinne. A. CARDICH hat in Peru im Gebiet von Lauricocha vor allem auf der Präcodillera Höhlen in rund 4000 m Höhe ausgegraben und Kulturschichten gefunden, die von der keramischen Zeit bis mindestens zum Beginn des Postglazials reichen und u. a. Blattspitzen führen; er hat dort ferner bisher unbekannte Hochkulturbauten aus inkaischer und vorinkaischer Zeit entdeckt und abgebildet. Drei prähistorische Zeittafeln für Peru sind der Arbeit beigelegt. F. CORNELIUS behandelt das Thema „Keilschriftkultur und China“, O. SEEWALD eine bronzzeitliche Gefäßflöte aus Ungarn und Entdeckungen aus Indien (älter) und Panama (rezent), C. R. LAFÓN die Ermittlung des inkaischen Horizontes in Nordwest-Argentinien. O. MENGHIN & H. WACHNITZ berichten über Forschungen zur Chronologie der Altoparaná-Kultur (mächtiger Komplex vorkeramischer Faustkeilkultur, die möglicherweise bis ans Ende des Pleistozäns zurückreicht). N. SANCHEZ-ALBORNOZ beschreibt und bildet ab zahlreiche geometrische Felszeichnungen aus Argentinien unweit der chilenischen Grenze bei 42° S. K. J. NARR erörtert ausführlich die methodologischen Grundlagen der Kulturkreislehre von M. BÖRMIDA, M. ALMAGRO die Forschungsergebnisse des Ehepaares LEISNER zur Kenntnis der Megalith-Kultur in Spanien. H. Groß.

MAX PFANNENSTIEL und LOTHAR FORCART: **Das Quartär der Levante**, Teil IV. Der Kalktuff von Bursa. - Akad. d. Wiss. u. d. Literatur Mainz, Abh. math. nat. Kl. 1957, Nr. 3, 31 S., 8 Taf., in Kommission bei Fr. Steiner, Wiesbaden. Preis DM 3.60.

In Fortsetzung seiner früheren Arbeiten über das Quartär der Levante (vgl. zuletzt Bd. 8, S. 211) legt M. PFANNENSTIEL hier Untersuchungen über die Travertine von Bursa in West-Anatolien vor. Sie haben mit den berühmten Thermalquellen des genannten Ortes nichts zu tun, sondern hängen mit heute im wesentlichen versiegten kalten Quellen zusammen, deren Kalkgehalt aus altpaläozoischen metamorphen Kalken stammt. Der Travertin ist größtenteils an Ort und Stelle gewachsen; gelegentlich schalten sich umgelagerte Partien ein. Eigentliche organische Tuffe spielen keine Rolle. Die Travertine sind mit den Schuttbildungen am Hange des Uludagh verknüpft und mit diesen gleichaltrig. Auf der Oberfläche fanden sich einzelne mesolithische Artefakte. Die Molluskenfauna, die sich hauptsächlich in den mittleren Lagen fand, soll nach L. FORCART „postglazial“ sein. Diese sehr allgemeine Einstufung befriedigt nicht ganz, zumal im Hinblick auf die mesolithischen Funde auf dem Kalktuff. P. Woldstedt.

LOTHAR F. ZOTZ: **Kösten, ein Werkplatz des Praesolutréen in Oberfranken**. Mit einem landschaftskundlichen Beitrag von GUDRUN HÖHL sowie mit 17 Bildern, 261 und 45 Textfig. und 1 Tafel, 145 S. Ludwig Röhrscheid Verlag, Bonn 1959.

Die vor fast 50 Jahren von dem Arzt G. ROSSBACH-Lichtenfels auf einer 50 m hohen Main-Terrasse bei Kösten-Schönsreuth entdeckte Köstener Blattspitzenkultur zusammen mit Artefakten jüngerer Steinzeitkulturen wurde von den Urgeschichtlern OBERMAIER, WERNERT und BIRKNER aus typologischen Gründen dem jüngsten Acheuléen zugewiesen, von dem Geologen WIEGERS auf Grund einer verfehlten Terrassen-Gliederung aber dem jungpaläolithischen Solutréen von ungarischem Charakter. In neuester Zeit sind in Franken noch weitere 10 Fundstellen (meistens mit Einzelfunden) entdeckt worden. Alle Fundkomplexe sind Oberflächenfunde. Verf. hat das gesamte Material der Köstener Blattspitzenkultur (von Kösten-Schönsreuth 218 bzw. 33 Fundstücke) nach der kulturellen Einstufung auf Grund der Typologie durch Vergleich mit anderen acheuloiden bzw. praesolutroiden Funden und Fundverbänden in Deutschland (im wesentlichen Süddeutschland), deren Zeitstellung zum Teil geologisch feststellbar war, zu datieren versucht, da eine geologische Zeitbestimmung auch nach den eingehenden Untersuchungen von G. HÖHL unmöglich ist; auch eine Gliederung der Artefakte nach dem Patinierungsgrad stellte sich sehr bald als sinnlos heraus. Die Schlagstätte Kösten-Schönsreuth verarbeitet teils mit Kernteintechnik, häufiger aber mit clacton- bzw. levallouisartiger Abschlagstechnik hierfür denkbar ungeeignete Gerölle und Geschiebe aus dem Main-Schotter. Der Fundkomplex von Kösten enthält mindestens 24% Blattspitzen und 17% Faustkeile und Fäustel (also mindestens 41% Zweiseiter) neben 28% Breitklingen, von Schönsreuth: 33% Zweiseiter und 36% Breitklingen; klare Moustérien-Artefakte sind nicht vorhanden. Die meist denen des Micoquien ähnlichen Faustkeile und Fäustel gehen fließend in die dicken, durch grobe Faustkeiltechnik flächig überarbeiteten Blattspitzen über.

In Salzgitter-Lebenstedt ist von A. TODE für die Zeit um 55 000 vor heute (Beginn des W-I-Maximums) die gleiche Typengesellschaft festgestellt worden. Die Köstener Blattspitzenkultur stimmt weitgehend mit dem Praesolutrén I der vom Verf. und seinen Mitarbeitern untersuchten Weinberghöhlen bei Mauern überein, dürfte aber, weil typologisch primitiver, höchst wahrscheinlich eine noch ältere Fazies des Praesolutrén sein, ein mittelpaläolithisches Derivat des Jungacheuléen, wie das Micoquien gleicher Zeitstellung.

Verf. hält es für möglich, daß im Südosten stärkere Moustérien-Einflüsse etwas später die als Szeletien (nach K. ZEBERA „jüngstes kaltes Moustérien“) bekannte Fazies des Praesolutrén hervorgebracht haben. Das geologisch leider nicht datierbare Quinsonien in der Provence im Verband eines Faustkeil-Moustérien ist nach dem Verf. eine zeitlich und kulturell mit dem ältesten Praesolutrén vergleichbare Konvergenzerscheinung. Nach dem gegenwärtigen Forschungsstand sind drei große paläolithische Bildungszentren von Blattspitzenkulturen bekannt: 1. Mitteleuropa, welches das von WI bis in WII hineinreichende Praesolutrén hervorgebracht hat, 2. Tschechoslowakei und Ungarn, wo nach VÉRTES der mittelpaläolithische Teil des Szeletien (das frühere Protosolutrén) an das mitteleuropäische Praesolutrén anknüpft und nach dem Verf. mit G. FREUND besser als „ungarisches Praesolutrén“ bezeichnet werden sollte, während man dem jungpaläolithischen Teil den alten Namen „ungarisches Solutrén“ lassen sollte, 3. Südwest- und West-Europa mit dem ebenfalls jungpaläolithischen westeuropäischen Solutrén, das nach G. FREUND noch nicht in Mitteleuropa (geologisch) nachgewiesen werden konnte. Diese dritte, dem Blattspitzenproblem vom Erlanger Institut für Ur- und Frühgeschichte gewidmete Monographie ergänzt die beiden anderen, schafft abschließend Klarheit auf diesem sehr interessanten wichtigen Gebiet der Urgeschichte und ist daher als wertvolle Bereicherung der Fachliteratur sehr zu begrüßen.

G. Groß.

J. BÜDEL: **Die Gliederung der Würmkaltzeit.** Würzburger Geographische Arbeiten (Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Würzburg) Heft 8, 45 S., 4 Abb., Würzburg 1960. Preis DM 3.50.

In der vorliegenden Schrift macht J. BÜDEL den Versuch, auf Grund des neuen Schrifttums und eigener Geländearbeiten und theoretischer Überlegungen die Gliederung der Würmkaltzeit zu klären und seine Auffassung vom einheitlichen, nicht durch Interstadiale gegliederten Verlauf des Würm zu erhärten. Er gibt zunächst einen Überblick über den derzeit herrschenden „Würm-Wirr-Warr“, diskutiert dann die Frage, wieweit die einzelnen kaltzeitlichen Phänomene und Sedimenttypen in ihrer räumlichen Differenzierung in der Lage sind, die Phasen des würmzeitlichen Klimaganges abzubilden, und gibt schließlich eine neue verbesserte Verlaufskurve für das Würm, in der der Gang der Vereisung in den drei größten Inlandeisbereichen, der mittleren Jahrestemperatur Mitteleuropas, des hygrischen Klimas, ausgedrückt durch die Intensität der Lößaufwehung und der Solifluktion, und der glazialeustatischen Schwankungen des Weltmeeres dargestellt ist. Diese Kurve stellt er einem eigenen älteren Entwurf von 1953 und verschiedenen Verlaufskurven von P. WOLDSTEDT von 1954, 1956 und 1958 gegenüber, die eingehend besprochen werden. Die festgestellten Widersprüche erscheinen ihm als Bestätigung seiner Ansicht von der Einheit der Würmzeit.

Die Gedanken des Geographen zur räumlichen Abwandlung der kaltzeitlichen Erscheinungen, die von der Quartärgeologie gern vernachlässigt wurde, sind ohne Zweifel sehr anregend, wenn auch vieles davon erst in genialem Entwurf vermutet, aber noch nicht in Geländearbeit belegt und bewiesen ist. J. BÜDEL schwächt allerdings seine Position in diesen Auseinandersetzungen sehr dadurch, daß er unnötig scharf polemisiert, und zwar mehrfach gegen Ansichten, die er seinen Gegnern fälschlich unterstellt, und daß er wichtige Arbeiten unberücksichtigt läßt, die zu anderen Ergebnissen als er gekommen sind. Die ständig wiederholte Überschätzung des Einflusses der Milankovitch-Kurve ist ein allmählich abgenutztes Argument, und es trifft auch nicht zu, daß das sogenannte W III stillschweigend ad acta gelegt wurde; es wurde durch sorgfältige Geländearbeit im Alpenvorlande widerlegt. Niemals ist ernstlich behauptet worden, daß Interglaziale und Interstadiale gleichwertig seien, wie es nach den Ausführungen von J. BÜDEL scheinen möchte. Wenn die Interstadiale nicht sekundäre Phänomene wären, hätte man wohl kaum daran gedacht, sie neben den Interglazialen in die Eiszeitgliederung einzuführen. Es bleibt unklar, was J. BÜDEL unter Interstadialen versteht und ob er ihre Existenz überhaupt leugnet. Zu erkennen sind Interstadiale naturgemäß weniger an den langsam wachsenden, lange an den äußersten Randlagen verharrenden und klimatisch unempfindlichen Inlandeismassen, als vielmehr an den hochempfindlichen Hochgebirgsvergletscherungen und im Löß. J. BÜDEL tut daher nicht gut daran, eine klimatische Gliederung auf dem mechanischen Verhalten des Inlandeises aufzubauen, dessen Beharrungskraft und Verzögerungstendenz er selbst ganz klar sieht. Ginge man gar vom Verhalten des antarktischen Inlandeises allein aus, so müßte man konsequenterweise wohl auch die Existenz der Interglaziale leugnen und ein klimatisch einheitliches Pleistozän behaupten!

Hier kann nun nicht auf eine nähere Diskussion der von J. BÜDEL vorgeschlagenen Verlaufskurve des Würm eingegangen werden, obwohl insbesondere seine Einstufung des Göttweiger Bodenhorizontes dazu herausfordert. Vermerkt sei lediglich ein sinnstörender Druckfehler auf Seite 6: die Zahl 1800 v. Chr. ist offenbar falsch, aber man weiß nicht, ob man 18 000 v. Chr. oder 6 800 v. Chr. an ihre Stelle setzen soll, was nach dem Text beides möglich wäre. So bleibt als Ergebnis festzustellen, daß wir es hier mit einer höchst lebendigen Streitschrift zu tun haben, die die derzeitige Situation der Eiszeitchronologie treffend charakterisiert, daß aber die angeschnittenen Probleme einer Lösung kaum viel näher gebracht sind. Zu den zahlreichen Versionen der Würmgliederung, von denen J. BÜDEL in der Einleitung seiner Schrift spricht, hat er lediglich eine weitere neue hinzugefügt.

C. Rathjens.

Alt-Thüringen. Jahresschrift des Museums für Ur- und Frühgeschichte Thüringens, herausgegeben von GÜNTER BEHM-BLANCKE, 4. Band 1959/60, 240 Seiten, 66 Textabb., 103 Taf., Hermann Böhlau Nachf., Weimar 1960. Preis geb. DM 34.50.

Die altbekannten Fundstätten um Weimar sind in den letzten Jahren das Ziel großangelegter Untersuchungen gewesen. Dabei wird im vorliegenden Bande die Forschungsgeschichte der Ilmtravertine, ihre Geologie und die unterschiedliche zeitliche Einordnung der Fundstellen Taubach, Weimar und Ehringsdorf behandelt. Besondere Aufmerksamkeit gilt in diesem Bande den in Taubach und Ehringsdorf gefundenen Menschenresten und den Industrien von Taubach, Weimar und Ehringsdorf.

Die Forschungen der letzten Jahre haben zu dem Ergebnis geführt, daß die Sedimentation an den drei Stationen nicht gleichzeitig eingesetzt hat. Taubach ist die älteste Station. In Ehringsdorf setzt die Travertinbildung erst später ein, reicht aber auch stratigraphisch höher hinauf. Auch die neuen Forschungsergebnisse bestätigen die Auffassung, daß die Travertinbildung von Weimar und Ehringsdorf in das letzte Interglazial gehört. Wenn auch gewisse Widersprüche noch insofern bestehen, als in den Pollendiagrammen des letzten Interglazials keine Zerteilung der Warmzeit zu erkennen ist, so sprechen doch einige Beobachtungen vorerst gegen eine Einordnung der höheren Travertinschichten von Ehringsdorf in das Altwürm. Besonders Flora und Schneckenfauna machen ein interglaziales Alter wahrscheinlicher. Dieser Fragenkomplex der Alterseinstufung wird sehr eingehend behandelt und bietet nicht allein für die Travertinvorkommen um Weimar eine Fülle interessanter Überlegungen; er ist ebenso wertvoll für alle stratigraphischen Erörterungen in anderen Gebieten.

Für die in Ehringsdorf gefundenen Menschenreste wird die phylogenetische Stellung erörtert. Diese interglazialen Reste sind nicht exakt als „Präsapiens“ oder „Neanderthaler“ einzuordnen, da die Formen innerhalb der Variationsbreite des *Palaeanthropus* liegen. Dieser Bezeichnung wird als Gruppenbezeichnung vorerst der Vorzug gegeben, wobei nach neuen Arbeitsergebnissen wahrscheinlich gemacht wird, daß der Ehringsdorfer Mensch der Vorfahre eines „*Palaeanthropus sapiens*“ mit noch primitiven Merkmalen ist.

Die bisher bekanntgewordenen Artefakte aus Ehringsdorf zeigen eine deutliche moustéroide Grundtendenz mit anscheinend geringem Praeaurignac-Einfluß. Eine eingehende Erörterung erfährt auch die Taubacher und Weimarer Kultur, die mit dem „Tayacien“ in Verbindung steht. Nach den Ausführungen würde diese Kultur in das frühe Interglazial gehören. Außerdem werden Betrachtungen über den Kannibalismus und die Jagdmethoden angestellt.

Dem gut ausgestatteten Band sind viele Textabbildungen und zahlreiche Bildtafeln beigelegt. Das Buch ist eine Fundgrube für den Prähistoriker und Quartärgeologen, dem hier klar vor Augen geführt wird, wie wichtig es ist, die Ergebnisse der verschiedensten Forschungszweige zu berücksichtigen, um ein Gesamtbild zu gewinnen.

Horst Remy.

BURKHARD FRENZEL: Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. 1. Teil: Allgemeine Grundlagen. - Akad. d. Wiss. u. Lit. Mainz, Abh. math. nat. Kl. 1959, Nr. 13, 165 S., 17 Abb., 3 Karten, Mainz 1960 (in Kommission bei Fr. Steiner, Wiesbaden). Preis DM 18.—

Diese ausgezeichnete Arbeit, die die ungeheuer umfangreiche und teilweise schwierig zu beschaffende russische Literatur nahezu vollständig verarbeitet, ist außerordentlich zu begrüßen. Sie gibt den ersten wirklich klaren Überblick über die Vereisungen Nordasiens, nicht nur der letzten, sondern auch der früheren. Es zeigt sich bei der kritischen Sichtung, die der Verf. vornimmt, daß der Ablauf der Vereisungen im Prinzip der gleiche war wie im nördlichen Mitteleuropa. Es lassen sich fast überall drei Vereisungen, die der Elster-, Saale- und Weichselvereisung Norddeutschlands entsprechen (Mindel, Riß, Würm der Alpen) und zwei Interglaziale unterscheiden. So sind die von einzelnen Forschern für bestimmte Gebirge herangezogenen lokalen Ursachen — tektonische Hebungen u. dgl. — abzulehnen, ebenso die von einzelnen russischen Autoren angenommene ganz andere Einordnung (teilweise ins Interglazial!) einzelner sibirischer Vereisungen.

Ein Problem war auch immer die völlig andere stratigraphische Einordnung der paläolithischen Kulturen im Gebiet der USSR in den Ablauf des Eiszeitalters. Auch hier kommt der Verf. bei kritischer Abwägung der Fundverhältnisse zu dem Ergebnis, daß in sehr vielen Fällen die stratigraphische Einstufung nicht zu Recht geschehen ist und kein Grund dazu besteht, das in Mitteleuropa gewonnene Schema abzuändern.

Einen besonderen Raum nimmt in der Arbeit die Untersuchung der letztzeitlichen Schneegrenze ein. Sie gipfelt in der Konstruktion einer Karte des nördlichen Eurasiens, in der die Höhenlage der letztzeitlichen Schneegrenze, weiter auch die letztzeitlichen Vergletscherungen und Binnenseen dargestellt sind. Eine zweite Karte gibt die Höhenlage der rezenten Schneegrenze in Nordeurasien. Aus dem Vergleich beider Karten läßt sich die eiszeitliche Absenkung der Schneegrenze für die verschiedenen Gebiete ersehen. Es zeigt sich, daß der Absenkung im wesentlichen nur eine Ursache zugrundeliegt: die eiszeitliche Temperatur-Abnahme.

Ein weiterer umfangreicher Teil der Arbeit ist der Einwirkung des Frostes auf den Boden und der Verbreitung der Frostbodenformen gewidmet. Hier werden die Eiskeilnetze, Fleckentundren, Steinpolygone, Golec-Terrassen, Pingos usw. behandelt, wobei Verbreitungskarten dieser Formen gegeben werden. Wichtig ist auch eine Karte der Verbreitung der Gefrorenis, wobei der eiszeitliche, wärmezeitliche und gegenwärtige Zustand unterschieden werden. Der Verf. steht auf dem Standpunkt, daß die gegenwärtige Verbreitung des Frostbodens nicht ein Relikt der letzten Eiszeit darstellt, sondern den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen entspricht — eine Anschauung, die auch der Ref. seit langem vertreten hat.

Ein weiteres Kapitel schließlich befaßt sich mit dem Alter und der Verbreitung der jüngsten Löss Nord-Eurasiens. Eine Übersichtskarte zeigt die Verbreitung dieser jungen Löss, die während der Letzten Eiszeit einen außerordentlichen Raum einnahmen. Während aber im Westen die Lößbildung im wesentlichen mit der Maximal-Ausdehnung des Eises aufhört, ging im Osten die Lößbildung vielfach nicht nur bis zum Ende der Spätglazialzeit, sondern teilweise bis weit in das Holozän hinein, ja in einzelnen Gebieten offenbar bis in die Gegenwart.

So baut der Verf. die soliden Grundlagen auf, auf denen er in einem zweiten Teil die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der Letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit schildern wird. Man wird auf diese Darlegungen gespannt sein, wie man dem Verf. für seine bisherige Arbeit zu großem Dank verpflichtet ist.

P. Woldstedt.

HERRMANN VON WISSMANN: Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien mit Hinweisen auf die Vergletscherung der letzten Eiszeit; mit einem Beitrag von HERRMANN FLOHN: Bemerkungen zur Klimatologie von Hochasien; Aktuelle Schneegrenze und Sommerklima. Akad. d. Wiss. u. d. Lit., Abhandl. d. math.-nat. Klasse, Jahrgang 1959, Nr. 14, 331 S., 3 Faltkarten, 4 Tafeln, zahlreiche Abbildungen im Text, Mainz 1960.

In außerordentlich mühsamer Kleinarbeit hat H. v. WISSMANN das gesamte verfügbare Material zusammengetragen, das Auskünfte über die heutige Vergletscherung Hochasiens südlich des Alai-Tales zu geben gestattet. Die hierbei gewonnenen Erkenntnisse dürften in sehr hohem Maße zuverlässig sein, so daß Hochasien nunmehr als das glaziologisch bestbekannte Gebiet Asiens gelten darf.

Nach einem einleitenden Kapitel über das Ausmaß (Fläche und Länge der Gletscher) der rezenten Vergletscherung dieses Raumes, verglichen mit derjenigen anderer wichtiger vergletschert Gebiete der Erde, sowie über die Verbreitung einzelner Gletschertypen und nach einem kritischen Vergleich der zur Ermittlung der Schneegrenzhöhen verwandten Verfahren breitet v. WISSMANN im Hauptteil der Arbeit das gesamte, gegenwärtig zugängliche Material über die heutige Vergletscherung Tibets und seiner Randgebiete aus. Dieses an kritischen Bemerkungen reiche Kapitel stellt eine Fundgrube interessanter Beobachtungen der verschiedensten Art dar. Die erzielten Ergebnisse werden in einer sehr schönen Karte (1 : 5 000 000) sowie in mehreren Spezialkärtchen einzelner Gebirgstteile übersichtlich dargestellt. Hierbei wird deutlich, daß der größte Teil der etwa 100 000 km² betragenden vergletscherten Fläche Hochasiens im Nordwestteil, also im Karakorum und Hindukusch, im Westteil des Kun Lun sowie in den westlichen und nördlichen Pamiren wie auch im Westteil des Himalayas zu finden ist, wohingegen die übrigen Gebirge Hochasiens mit Ausnahme des Himalayas und des zwischen Bramaputra und Oberlauf des Salwen gelegenen Berglandes, im großen gesehen, nur unbedeutend vergletschert sind. Die klimatische Schneegrenze steigt besonders von N, W und S steil an und erreicht maximale Werte in SW-Tibet (etwa 6400 m) sowie in den östlichen Pamiren (ungefähr 5400 m). Das letzte Kapitel teilt Beobachtungen über das Ausmaß der letztzeitlichen Vergletscherung und die Höhenlage der damaligen Schneegrenze mit. Dieses Kapitel ist vom quartärgeologischen Standpunkt aus besonders wertvoll, da es der vielfach geäußerten Ansicht, Hochasien habe während der letzten Eiszeit (oder allgemein während der pleistozänen Eiszeiten) eine Inlandeisvergletscherung getragen, hoffentlich endgültig den Boden entzieht. Vielmehr müssen wir uns die letztzeitliche Vergletscherung als

eine starke Tal- und Eisstromnetzvergletscherung im Westen, Süden und Osten und als eine Piedmontvergletscherung an der N-Flanke des Himalayas und auf den Hochflächen Osttibets vorstellen, die dort etwa $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{6}$ des Gesamtareals eingenommen haben soll. Die Fläche der letzteiszeitlichen klimatischen Schneegrenze spiegelte ungefähr den heutigen Verlauf wider. Sie stieg aber wesentlich steiler zum trockenen Zentrum Hochasiens an, so daß den in den randlichen Gebieten ermittelten Werten der Schneegrenzdepression von 800 bis 1100 m Zahlen von etwa 250 bis 350 m in den östlichen Pamiren, auf dem Depsang-Plateau, in der Sur-La-Kette (Transhimalaya) und im Ritter-Gebirge gegenüberstehen. Schließlich wird aus einem Vergleich der auf Grund klimatologischer Überlegungen zu fordernden und tatsächlich im Himalaya beobachteten Depressionswerte geschlossen, daß sich dieses Gebirgsland seit dem Maximum der letzten Eiszeit um etwa 300 m gehoben haben müsse.

Wenn auch die erwähnten sehr geringen Werte der letzteiszeitlichen Schneegrenzdepression klimatologisch denkbar sind und wenn diese Werte auch, kartographisch dargestellt, ein sinnvolles Bild ergeben, so muß doch darauf hingewiesen werden, daß sich in diesen Zahlen möglicherweise unkontrollierbare Fehler verbergen; denn fast in dem gesamten zentralasiatischen Raum kann die Höhenlage der letzteiszeitlichen Schneegrenze lediglich auf Grund des Vorkommens glazialer Formen errechnet werden, deren Zuordnung zu den einzelnen Eiszeiten und ihren Stadien — überspitzt formuliert — dem Gurdünken des betreffenden Forschers überlassen wird. Die Tatsache, daß nur in den seltensten Fällen echte interglaziale Horizonte gefunden wurden, die eine wohl begründete Altersbestimmung einzelner Sedimenthorizonte ermöglichen, ist ja gerade das größte Hindernis bei einer Interpretation glazigener Formen und Sedimente in Zentralasien. Diese kritischen Bemerkungen mögen dem Ueingeweihten die erheblichen Schwierigkeiten zeigen, die quartärgeologischen Arbeiten in Zentralasien entgegenstehen; sie sollen aber nicht V. WISSMANN'S mühevolle Untersuchungen einer ungerechtfertigten „Kollektivkritik“ unterwerfen.

In der abschließenden klimatologischen Studie untersucht H. FLOHN, welche Zirkulationssysteme in den einzelnen hochasiatischen Gebieten als die wesentlichsten Niederschlagsbringer angesehen werden müssen, und es wird herausgearbeitet, daß über Hochasien während des Sommers in der mittleren Troposphäre ein thermisches Höhenhoch gelegen ist. Außerdem stellt FLOHN sehr interessante Betrachtungen über die Konfiguration der sommerlichen 0° -Fläche der Atmosphäre an. Auch diese Fläche weist eine ähnliche Aufwölbung über Zentral-Tibet auf wie die rezente Schneegrenzfläche; aber die Korrelation ist nicht eng, so daß die Sommertemperatur der Schneegrenzfläche gebietsweise zwischen $+8^{\circ}$ C und -1° C schwankt, ein beredter Hinweis darauf, nicht schematisch aus dem Verlauf der einen Fläche auf den der anderen zu schließen.

B. Frenzel.

Pliozän und Pleistozän am Mittel- und Niederrhein. Ein Symposium. - Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, herausgeg. vom Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Bd. 4, 412 S., 35 Taf., 131 Abb., Krefeld 1959.

Der vorliegende Band, der dem umfangreichen Symposium über die Niederrheinische Braunkohlenformation folgt, ist dem Andenken von Albert STEEGER gewidmet. W. AHRENS würdigt ihn als Menschen und Forscher.

Unter den das Pliozän behandelnden Arbeiten ist die Abhandlung von W. ZAGWIJN bemerkenswert — ein Auszug seiner inzwischen erschienenen Dissertation — die zu einer Dreigliederung des niederländischen Pliozäns kommt (Susteren-, Brunssum- und Reuver-Schichten). Zu einer ähnlichen Einteilung für das deutsche Niederrheingebiet gelangen G. VON DER BRELIE und H. VOGLER, wobei letzterer die syndimentäre Kippung der Erft-Scholle im jüngeren Tertiär untersucht. K. KILPPER beschreibt eine Pliozän-Flora von Reuver-Alter aus den Kieseoolith-Schichten von Frimmersdorf.

Die Hauptmenge der Arbeiten des Bandes behandelt das Pleistozän und umfaßt die ganze Folge vom Altpleistozän bis zum Spätglazial. Es können hier nicht alle Arbeiten im einzelnen besprochen werden, sondern es sei nur das wichtigste herausgehoben. Eine erste Gruppe behandelt die Gliederung der Terrassen, und zwar insbesondere auf Grund von schwermineralanalytischen Untersuchungen. Während W. MONREAL und R. VINKEN regionale Untersuchungen über die Schwermineralführung der Terrassen in den verschiedenen Gebieten vorlegen, versuchen J. FRECHEN & R. VILLWOCK die besonderen Beziehungen der Terrassen zu den Vu'kanausbrüchen in der Eifel herauszuarbeiten. Besonders für die Niederterrasse ergeben sich dabei wichtige Gesichtspunkte. Ein Interglazialvorkommen, das G. VON DER BRELIE, K. KILPPER & R. TEICHMÜLLER beschreiben und das zwischen Unterer und Mittlerer Mittelterrasse eingeschaltet ist, zeichnet sich durch eine Flora aus, wie sie sonst kaum aus der Holstein-Interglazialzeit bekannt ist.

Eine zweite Gruppe behandelt das Inlandeis am Niederrhein. K. N. THOME befaßt sich in Fortführung seiner Arbeit von 1958 ausführlich mit dem Vorstoß des Saale-Eises und dem Flußregime an Niederrhein und Zuider See, während F. J. BRAUN Endmoränen, Terrassen und holozäne Ablagerungen bei Xanten am Niederrhein beschreibt.

Das Thema der dritten Gruppe von Pleistozän-Arbeiten sind die äolischen Ablagerungen, insbesondere der Löß. Eine besondere Behandlung erfährt dabei der bekannte große Lößaufschluß von Kärlich, dem allein vier Arbeiten gewidmet sind (ohne daß alle Probleme dort gelöst wären). E. SCHÖNHALS gibt einen Überblick über die Verbreitung des Basalt-Tuffes von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials.

Schließlich umfaßt eine vierte Gruppe Arbeiten über das Spätglazial. Hier zeichnen F.-R. AVERDIECK & H. DÖBLING ein Bild von der spätglazialen Vegetationsgeschichte, wobei versucht wird, die Besonderheiten des Klimas herauszuarbeiten.

Sehr zu begrüßen sind die zusammenfassenden Übersichten, die am Schluß des Bandes gegeben werden. G. VON DER BRÉLIE behandelt die Probleme der Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns, während H. W. QUITZOW ein Bild der tektonischen Geschichte zeichnet, wobei das Rheintal mit seinen Terrassen aus dem Gegeneinanderwirken von Hebung des Gebirges und glazialklimatischer Schotterbildung zu erklären ist.

Die Ausstattung des Bandes mit Abbildungen, Tafeln, Karten usw. ist ausgezeichnet (die bunte Karte der Flußterrassen enthält einige kleine Schönheitsfehler, z. B. die Darstellung der saalezeitlichen Sander als „Untere Mittelterrasse“).

Der Band als Ganzes mit seinen zahlreichen neuen Forschungsergebnissen gibt ein vorzügliches Bild vom Stand der Plio-Pleistozänforschung am Niederrhein, und es ist ein Jammer, daß Albert STEEGER das Herauskommen dieses seiner geliebten Heimat gewidmeten Werkes nicht mehr erlebt hat; er hätte sich ganz gewiß darüber gefreut.

P. Woldstedt.

ROBERT WETZEL: **Die Bocksteinschmiede** mit dem Bocksteinloch, der Brandplatte und dem Abhang sowie der Bocksteingrotte. Ein Beitrag zur europäischen Urgeschichte des Lonetals und zur geschichtlichen Morphologie des Menschen mit eigener Bearbeitung besonderer Sachgebiete durch Paul FILZER, Tübingen, Ulrich LEHMANN, Hamburg, Rudolf MOSEBACH, Gießen, Elisabeth SCHMID, Freiburg. I. Teil. - 208 S., 51 Abb., 12 Photo- und 13 Profil-Tafeln, Stuttgart (W. Kohlhammer) 1958.

Nach langjährigen, durch den Krieg unterbrochenen Grabungen, die aber schon in den Dreißiger Jahren begannen, legt der Verf. nun ein zusammenfassendes Werk vor, dessen 1. Teil der Gegenstand dieser Besprechung ist. Es wird dabei eine sehr breite Basis aufgebaut. Als Anatom behandelt der Verf. ausführlich die menschliche Gestalt. Es folgt ein Kapitel „Kultur als Ausdruck der menschlichen Natur“, wobei besonders die Entwicklung des Werkzeuges behandelt wird. Ein als „geschichtliche Morphologie“ überschriebener Abschnitt geht ins Philosophische („morphologische und naturwissenschaftliche Betrachtung“), während unter der Überschrift „Zeitordnung durch Schichtenvergleich“, „Leitfossilien“ im weitesten Sinne, Leithorizonte, Schichtlücken, die „Schicht“ und eiszeitliche Klimaphasen behandelt werden. Ein Abschnitt über die „Urgeschichtliche Praxis“, d. h. die Praxis der Ausgrabung, beschließt diesen Grundlagenteil.

Es folgt eine eingehende Behandlung des Lonetals und seiner Erforschung, überleitend zu der eigentlichen Geschichte der Bocksteingrabungen, die die einzelnen Grabungsjahre mit ihren vielfältigen Ergebnissen in aller Ausführlichkeit behandelt. Schließlich wird eine vorläufige stratigraphische Deutung gegeben. Dabei wird die „violette Kulturschicht“ des Bocksteinloches in die Riß/Würm-Interglazialzeit gestellt. Die durch Holzkohle und Pollen nachgewiesene Flora (mit *Quercus*, *Acer*, *Carpinus*, *Corylus*) steht mit der Fauna, die u. a. *Rhinoceros tichorhinus*, *Rangifer* und *Vulpes lagopus* (?) enthält, nicht ganz im Einklang. Im Bocksteinhang tritt in einiger Tiefe die sog. „Schwarzviolette Schicht“ auf (mit *Carpinus*, *Corylus*, *Crataegus*, *Pinus*, *Picea*, *Artemisia*, *Capreolus* und Schnecken eines warmen, feuchten Waldes). Sie wird als Ablagerung einer älteren Warmzeit (Mindel/Riß ? oder Riß I/II ?) aufgefaßt. Dazwischen liegen die sog. „Hauptkultur“ der Schmiede und die „Rote Faustkeilkultur am Hang“, die in eine kühlere Phase der Letzten Interglazialzeit oder in einen späteren Abschnitt der Riß-Eiszeit gestellt werden. Eine Beurteilung dieser Einstufung wird erst möglich sein, wenn der zweite Band mit den Spezialarbeiten sowohl über die Sedimentpetrographie (Elisabeth SCHMID), wie die Paläobotanik (P. FILZER) und die Paläozoologie (U. LEHMANN) vorliegen.

Zahlreiche Schnitte und sonstige Abbildungen, alle vom Verf. selber mit seiner staunenswerten Fertigkeit gezeichnet, ferner gute Photos illustrieren das Buch, dem man baldmöglichst die Ergänzung durch den zweiten Teil wünscht.

P. W.

C. Tätigkeit der Deutschen Quartärvereinigung

Bericht über die 111. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom 1. bis 11. 9. 1959 in Oldenburg (K. KAISER)

Hauptthema: Zur Geologie des Nordwestdeutschen Raumes und seiner Küste.

Für das Gebiet des Quartärs wurde die 111. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft gemeinsam mit der Deutschen Quartärvereinigung durchgeführt. Im folgenden seien deshalb auch nur die das nordwestdeutsche Quartär betreffenden Vorträge und Exkursionen angeführt. Ein ausführlicher Bericht über Vorträge und Exkursionen der Oldenburger Tagung erscheint in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 112 (1960).

1. Vorträge:

a) Pleistozän-Geologie

- M. SCHWARZBACH: Die neue Eiszeithypothese von EWING und DONN.
 G. LÜTTIG: Interglaziale bei Liebenau an der Weser.
 K. PICARD: Zur Untergliederung des Pleistozäns in Westholstein.
 W. SELLE: Zur Gliederung des Riß/Würm-Interglazials in Nordwest-Deutschland und den angrenzenden Gebieten.
 B. HALLICK: Die Altersstellung der Kieselgur lager der südlichen Lüneburger Heide.
 H. DE VRIES: Neue C^{14} -Daten zur Pleistozän-Gliederung.
 K. RICHTER: Subglaziale Abrißrücken südlich Cloppenburg.
 R. KÖSTER: Wulfener Berg und Ristinge Bank, ein glazial-tektonischer Vergleich.

b) Holozän-Geologie

- G. LÜTTIG: Zur Gliederung von Auelehmen.
 H. O. GRAHLE & H. MÜLLER: Zur geologischen Entstehung des Zwischenahner Meeres.
 H. HAYEN: Datierbare Horizonte in einem Pollendiagramm aus dem Lengener Moor, ihre Aussagen zum Beginn des Moorwachstums und zur Zeitstellung des Grenzhorizontes.
 W. HOLLSTEIN: Die nacheiszeitliche Bodengeschichte der Geest Norddeutschlands.
 E. H. STREMMER: Bodenbildung auf Geschiebelehm verschiedenen Alters in Schleswig-Holstein.
 A. DÜCKER: Zur Frage der Steinsohlenbildung.

c) Küsten-Geologie

- K. VON BÜLOW: Vom Wesen der Abrasion.
 B. P. HAGEMANN: Zur Stratigraphie des marinen Holozäns im Bereich des Rhein-Ästuariums.
 W. DECHEND: Eine Gliederung des Holozäns an der südlichen Nordseeküste.
 H. D. LANG: Die geologische Entwicklung der Osterstader Marsch.
 T. EDELMAN: Die geologischen Folgen ehemaliger Moorlandrodungen im Küstenraum.
 E. HABETHA: Ingenieurgeologische Untersuchungen am Sehesteder Deich.
 J. JARKE: Grundzüge des Sedimentationsgeschehens in der Nordsee.
 W. HAARNAGEL: Meeresspiegelschwankungen an der Niedersächsischen Nordseeküste in historischer und prähistorischer Zeit.

2. Exkursionen:

- a) Quartär und Tertiär im Raum der Emsniederung, des Hümmlings und Oldenburgs (vom 1. bis 4. 9. unter der Leitung von K. RICHTER).
 b) Luftfahrtexkursion über das oldenburgisch-ostfriesische Küstengebiet (am 6. 9.).
 c) Die Insel Helgoland (am 8. 9. unter der Leitung von W. HARTUNG).
 d) Wesermarsch und Jadebusen-Gebiet (am 9. 9. unter der Leitung von W. HARTUNG).
 e) Außendeichsmoor und Deich von Sehestedt am Jadebusen (am 10. 9. unter der Leitung von W. HARTUNG).
 f) Strandinsel Alte Mellum (am 11. 9. unter der Leitung von W. HARTUNG).
 g) Die Insel Norderney (am 10. 9. unter der Leitung von J. KRAMER).
 h) Das Wattgebiet von Langeoog (am 11. 9. unter der Leitung von K. H. SINDOWSKI).

**Bericht über die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Karlsruhe
vom 7.—12. 6. 1960 (VON K. KAISER)**

1. Vorträge (im Geologie-Hörsaal der Technischen Hochschule Karlsruhe
vom 9. bis 10. 6.).

H. ILLIES: Die tektonische Bedingtheit des pleistozänen Geschehens im Oberrheingebiet.

Schwarzwald und Vogesen haben sich (ungeachtet ihrer Spezialtektonik) seit Ausgang des Mesozoikums gewölbeartig gehoben. Die Scheitellinien dieser Gewölbe setzen im Süden in einiger Entfernung vom Rheintalgraben ein, um unter allmählicher grabenartiger Annäherung auf der Höhe von Karlsruhe die Grabenränder zu schneiden. Die Flanken des Nordgrabens, Haardt und Odenwald, haben sich dagegen während ihrer Hebung als Schrägschollen mit vorherrschend vom Graben weggerichtetem Einfallen verhalten. Mit dem Ausgang des Tertiärs erfahren alle Randgebiete des Grabens eine neuerliche Hebung. Die Scheitelregionen von Schwarzwald und Vogesen stiegen episodisch in das Reich der eiszeitlichen Schneegrenze hinauf; glazigene und fluviatile Erosion zerschnitt die Gewölbe. An den Flanken des Nordgrabens fand dagegen eine erosive Zerfurchung der Schrägschollenkanten statt.

Der Oberrheingraben südlich Karlsruhe (Südgraben) erfuhr nach schwacher Vorbereitung im Jura während des Alttertiärs starke, zunächst muldenartige Eintiefung und Füllung. Im Jungtertiär rissen die Muldenränder, das saxonische Grabenbild entstand, ohne daß sich die Auffüllung nennenswert ergänzte. Der Nordgraben dagegen erhielt seine überwiegend jungtertiäre Sedimentation im Gefolge bruchtektonischer Vorgänge. Die Senkungsfortsetzung beider Grabenabschnitte ins Pleistozän hinein stand unter dem Einfluß der sich schon im Tertiär andeutenden Verschmälerung der ursprünglich breiten Grabenscholle zu einer rinnenartigen „Verschluckungszone“. Auf diese vornehmlich den Ostrand begleitende Zone konzentrierten die eiszeitlichen Rhein-Urströme ihre Aufschotterung, während sich die übrigen Grabenbereiche mit stromwärts abdachenden Schutfächern lokaler Herkunft füllten. Die dem Senkungsmaximum angepaßte Erosionsbasis des Stromes bestimmte Zusammensetzung, Verschachtelung und Verbreitung der pleistozänen Schotterkörper. Es vollzog sich ein fluviatiles Geschehen unter scheinbarer Verletzung der Regeln eiszeitlicher Erosion und Akkumulation.

J. BARTZ: Gliederung des Pleistozäns im Raum Karlsruhe.

Die Stadt Karlsruhe liegt im wesentlichen auf der Niederterrasse des Rheins, deren Kiese und Sande der letzten Eiszeit angehören. Nach Bohrungen, die im Stadtgebiet niedergebracht wurden, zeigen die Kiese starke Mächtigkeitsschwankungen, die durch ihre tektonische Lage auf verschiedenen Schollen des Rheingrabens bedingt sind. Auf der Grabenscholle werden die jungpleistozänen Kiese von mittel- und altpleistozänen Ablagerungen unterlagert, auf den Randschollen von pliozänen und älteren Tertiär-Schichten. Die jung- und mittelpleistozänen Ablagerungen sind rund 40 m mächtig und vorwiegend kiesig ausgebildet, die altpleistozänen Ablagerungen liegen als Sande mit Kiesbändern und starken Schluff- und Tonbänken vor. Nach Pollenuntersuchungen sind die Schichten von 70 bis 120 m dem Tegelen zuzurechnen. Wesentlich andere Verhältnisse liegen westlich des Rheines vor. Hier sind vorwiegend altpleistozäne Rhein-Ablagerungen verbreitet, die eine warmzeitliche reiche Fauna geliefert haben (Jockgrim u. a.). Diese Schichten sind als „präglaziale“ Ablagerungen zu betrachten. Glazialklimatische Ablagerungen, die dem Altpleistozän angehören, können weder im Raum Karlsruhe noch im nördlichen Oberrheingebiet nachgewiesen werden, obwohl die altpleistozänen Bildungen hier in weiter Verbreitung und großer Mächtigkeit vorliegen.

Diskussionsbemerkungen:

H. KÖRBER: Es ist sehr zweifelhaft, ob die Mosbacher Fauna als mindeleiszeitlich datiert werden darf.

M. PFANNENSTIEL: Gibt es im Norden der Oberrheinebene Äquivalente der oberpliozänen Sundgauschotter?

E. PLEWE: Im Raume Offenburg sind solche Schotter bekannt. Unterhalb Jockgrim findet sich kein alpines Material mehr in den Rheinschottern.

W. PANZER: Statt Oberrheintalgraben sollte man den Terminus Oberrheinebene verwenden. Wenn wir im allgemeinen eine glazialklimatische Terrassenakkumulation vertreten, wie kommt es dann aber, daß vor allen in den altpleistozänen Terrassenablagerungen des Rheines, nicht nur in der Oberrheinebene, sondern auch beispielsweise im Neuwieder Becken, warmzeitliche Säugerfaunen gefunden werden?

K. KAISER: Säuger-Faunen sind als Klimaindikatoren von Terrassenablagerungen nur mit größter Vorsicht zu verwenden. CAILLEUX hat u. a. gezeigt, daß beispielsweise Warm-Faunen sehr wohl in einem Kaltklima auftreten und in dessen Ablagerungen fossil werden können (man denke

häufig, z. B. in den Ablagerungen der Hauptterrasse von Kärlich im Neuwieder Becken, daß die Warm-Faunen nur in basalen Lagen auftreten und zu einer Kalt-Fauna in hangenden Lagen überleiten. Im Niederrheingebiet läßt sich mit Sicherheit nachweisen, daß es im Altpleistozän kaltzeitliche Terrassenablagerungen gibt. Die Gliederung der pleistozänen Ablagerungen, die BARTZ im Raum Karlsruhe auf Grund der Körnung der Sedimente vornimmt, indem er die Schotter und groben Sande Glazialen und andererseits die Feinsande, Schluffe und tonigen Ablagerungen Interglazialen zuordnet (auf Grund von Bohrproben), dürfte im allgemeinen, jedenfalls in der Art, wie sie BARTZ vornahm, nicht statthaft sein.

P. WOLDSTEDT: Die Gliederung von BARTZ bedarf einer Erweiterung, insbesondere hinsichtlich des Altpleistozäns. Die altpleistozänen Glaziale sind überall in Europa und weit darüber hinaus nachgewiesen worden, ja sie können auch heute selbst in der Oberrheinebene nicht geleugnet werden. Durch die pollenanalytischen Untersuchungen von KOLUMBE werden sie auch dort nachgewiesen (Rheinzabern). Die Fauna ist außerdem von BARTZ nicht immer richtig interpretiert worden, beispielsweise sind *Elephas antiquus* und *Rhinoceros mercki* nicht eigentlich zur altpleistozänen Fauna zu rechnen, sondern im wesentlichen jünger.

E. KOLUMBE: Pollenanalytische Untersuchungen an Interglazialen im Raum von Karlsruhe.

Die Aufschlüsse von Steinbach, Jockgrim, Rheinzabern und Herxheim sind durch bemerkenswerte Wirbeltierfunde aus interglazialen Sedimenten seit Jahrzehnten bekannt. Eine völlig sichere zeitliche Einstufung dieser Interglaziale konnte bisher nicht vorgenommen werden. Zur Ergänzung der stratigraphischen und wirbeltierpaläontologischen Untersuchungen wurden in allen Aufschlüssen Torfe und Gytjen zur pollenanalytischen Bearbeitung entnommen, um eine Datierung der Interglazialserien zu versuchen.

Ohne in eine Beschreibung des sehr unterschiedlichen Aufbaues der Schichtverbände der Aufschlüsse einzutreten, kann gesagt werden, daß fast übereinstimmend die Torfe mit tonigen Sedimenten zusammen vorkommen, und zwar in der Form der Einschaltung in die Tonlager. Nach liegenden Grobsanden und Schottern zeigen sich in den Profilen reine blaugraue Tone, schluffige Tone oder grob- und feindetritusführende Tone, die z. B. in Steinbach als reichlich makro- und mikrofossilführende Tongytjen auftreten. Diese liegenden Bildungen schwach durchströmter Sedimentationsräume schließen mit Verlandungstorf im Hangenden ab, die wiederum von tonigen Sedimenten überlagert werden. In den Tongytjen und Verlandungstorf haben nach dem bisherigen Stand der Untersuchungen für Steinbach folgende Waldphasen ihren Niederschlag gefunden: Eichenmischwaldzeit / Hainbuchen-Eichenmischwaldzeit / Fichtenzeit mit Beteiligung der Tanne / Tannenzeit / Fichten-Kieferzeit / Birken-Kieferzeit / Kiefern-Fichtenzeit / Kiefern-Birkenzeit / Birken-Kieferzeit. Ältere Sedimente, die über die Mengenteile des Eichenmischwaldes, der Fichte und der Hasel entscheidende Analyseergebnisse bringen können, sind mit großer Wahrscheinlichkeit vorhanden, aber bisher noch nicht untersucht. Im Hangenden der Tongyttja-Torf-Serie liegen in Steinbach Schluffe und Kiese mit Geröllen in Wechsellagerung mit eingeschalteten schwach kryoturbaraten schmalen Torfbändern. Diese etwa 6 m mächtige Serie wird nach einer deutlichen Diskordanzfläche von maximal 9 m Löß überdeckt. Eine zeitliche Einstufung der interglazialen Bildungen wird erst nach dem Abschluß der Gesamtuntersuchung möglich sein.

In Herxheim liegen die Torfe fast an der Unterkante durchwurzelter toniger Schluffe. Das Hangende wird durch blaugraue Schluffe mit einem eingeschalteten humosen Band gebildet. Den hangenden Abschluß des unteren Abbaus bildet ein an der Oberkante verbrodelter, 20 cm mächtiger Torf. Danach folgen schräggeschichtete Sande, Löß und Fließerde. Die Torfe gehören zum kühlen Endabschnitt einer Interglazialzeit.

Rheinzabern zeigt ein von etwa 3,5 m mächtigen Kies- und Grobsanden überdecktes Tonlager, das schon römerzeitlich ausgebeutet worden ist. In das Tonlager sind regelmäßig zwei schwache Torfbänder eingeschaltet. Das liegende Band von 30 cm weist einen Verlandungsbestand in der Kiefern-Fichtenzeit nach, der in der Tongyttja des Hangenden in die Kieferzeit übergeht; hier fehlen alle thermophilen Elemente.

Die pollenanalytische Bearbeitung von Jockgrim steht noch aus.

Diskussionsbemerkungen:

G. LANG: Das Interglazial von Steinbach ist wegen des Fehlens von *Fagus* ins Riß/Würm-Interglazial zu datieren.

G. VON DER BRELIE: Ein Vergleich des Steinbacher Profils mit dem des Mindel/Riß-Interglazials von Frimmersdorf an der Erft scheint angebracht.

P. WOLDSTEDT: Ein Nichtvorkommen von *Fagus* würde hinsichtlich des Steinbacher Interglazials nicht unbedingt für letzterinterglaziales Alter der Ablagerungen sprechen. Die *Picea-Pinus*-Schwankungen im Endabschnitt des Interglazials von Rheinzabern deuten den Übergang vom Interglazial zum Glazial an.

G. LANG: Überblick über die späteiszeitliche Vegetationsentwicklung im Südschwarzwald.

Nach einer geschichtlichen Einleitung wird an Hand einiger Pollendiagramme die spätglaziale Vegetationsentwicklung im Gebiet umrissen. Auf den Rückzug des Eises folgen die Vegetationsabschnitte: Waldlose Steppentundrazeit (Älteste Dryaszeit, Ia) - - Birkenzeit (wahrscheinlich Böllingzeit, Ib, und Ältere Dryaszeit, Ic) - - Kiefernzeit (Allerödzeit, II) - - Kiefernzeit mit Rückgang der Bewaldung (Jüngere Dryaszeit, III). Die Datierung wird gesichert durch den Nachweis des allerödzeitlichen Laacher Bimstuffs (Dreherhofmoor und Erlenbruckmoor b. Hinterzarten, Horbacher Moor b. St. Blasien, Urseemoor b. Lenzkirch). Die Verknüpfung der Eisrückzugsstadien im Südschwarzwald mit den vegetationsgeschichtlichen Abschnitten wird erörtert, ferner werden die möglichen Ursachen diskutiert, weshalb spätglaziale Seeablagerungen im Nordschwarz-

Diskussionsbemerkungen:

M. SCHWARZBACH: Allerödzeitliche Laacher See-Tuffe sind in jüngster Zeit auch in Mecklenburg gefunden worden.

W. PANZER: Im Dünsand bei Mainz konnten ebenfalls in jüngster Zeit Einschaltungen von Laacher See-Tuffen beobachtet werden.

A. SCHREINER: Über äolisch transportierte Gerölle im Löß des Kaiserstuhls (Oberrheinebene).

Der Löß des Kaiserstuhls ist besonders in dessen westlichen und südlichen Randlagen reich an Flugsand, der sich vornehmlich in den unteren Lagen des Lösses in Schichten bis zu 0,5 m Dicke einschaltet. 80% der Sandkörner gehören der Korngruppe 0,1 bis 0,4 mm an. In diesen Flugsanden fanden sich an einigen Stellen vereinzelte kleine Gerölle von meist 0,5 cm Durchmesser. Die Geröllzusammensetzung entspricht der von Kiesen der Rhein-Niederterrasse, die den Kaiserstuhl umgibt: 60% alpine Kalke, 30% kieselige Gesteine, 10% Gneise und Granite. Die Geröllchen in den Flugsanden weisen zu 90% einzelne oder mehrere Kantenabschläge auf. Die Oberfläche der Gerölle ist äolisch bearbeitet (poliert). Die Fundstellen liegen bis zu 60 m über der Niederterrasse.

Die Geröllchen können nicht durch Umlagerung aus älteren Terrassen des Kaiserstuhls stammen, weil es im Kaiserstuhl keine höher liegenden Schotterreste mit Rheingeröllen gibt. Die Kleinheit und die äolische Bearbeitung der Gerölle spricht dafür, daß sie durch sehr starke Winde aus der Niederterrasse ausgeweht und zusammen mit dem Flugsand auf die randlichen Hügel des Kaiserstuhls getragen wurden. Zur Deutung der Kantenabschläge an den Geröllchen wurde ein Experiment durchgeführt, wobei man Gerölle aus der Niederterrasse bis zu 3 cm Größe aus 5 m Höhe auf ein Steinpflaster fallen ließ. Schon nach dem ersten Aufprall wiesen 40% der Gerölle Kantenabschläge auf, die denen der Geröllchen aus den Flugsanden gleichen. Daraus wird in Übereinstimmung mit Literaturangaben über äolischen Gerölltransport gefolgert, daß die Geröllchen bei extrem starken Sturmwinden auf harter Unterlage (Kiespflaster, vereistem Boden) springend fortbewegt wurden und dabei die Kantenabschläge erhalten haben (vgl. A. SCHREINER: Niederterrasse, Flugsand und Löß am Kaiserstuhl (Südbaden). - Mitt. bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz, N. F. 7, 105-111, Freiburg 1958).

Diskussionsbemerkungen:

P. WOLDSTEDT: In einer Parabeldüne in Holland, die früher als Os aufgefaßt wurde, sind ebenfalls äolisch transportierte Gerölle beobachtet worden.

H. LEMBKE: Aus den Talrandterrassen Norddeutschlands sind ähnliche Erscheinungen beobachtet worden. Als Ursache der Zerschlagungen muß man vielfach aber auch die Frostsprengung heranziehen.

G. HEIDE: Im Löß des Rheinlandes sind verschiedentlich äolisch transportierte Gerölle mit Kantenabschlägen beobachtet worden, die, gelegentlich zu Windkantern verschliffen, eine deutliche Lackierung zeigen.

E. GUENTHER: Bei äolisch transportierten Geröllchen müssen sich deutliche Schlagnarben zeigen.

J. FINK: Es ist schwierig, die Bewegung der Gerölle bis 60 m über der Niederterrasse durch Windtransport zu erklären.

A. SCHREINER: Die Diskussionsbemerkungen bestätigen das Vorkommen äolisch transportierter Gerölle von zahlreichen anderen Orten. Die Frage, ob die Kantenabschläge nicht durch Frostsprengung entstanden seien, muß verneint werden, da die charakteristische Form der Abschläge auf Schlagbeanspruchung hinweist. Für die Bewegung der Gerölle durch Windtransport müssen zweifellos ganz extreme Windgeschwindigkeiten, vielleicht Windhosen, angenommen werden.

M. PFANNENSTIEL: Das Reißglazial des Südschwarzwaldes.

Die Frage, ob der Hochschwarzwald auch während der Reißzeit vergletschert war, konnte bis jetzt weder bejaht noch verneint werden. Südlich der großen wärmeiszeitlichen Endmoräne des Albtalgletschers, zwischen Niedermühle und Remetschwil, finden sich auf den Schich-

ten des mesozonischen Deckgebirges vom Buntsandstein bis zum mittleren Teil des Malmes hinauf größere und kleinere kristalline Geschiebe (Granit, Gneis, Porphyer usw.), welche nur ein großer rifeiszeitlicher Alpengletscher herangetragen haben kann. Die größeren, oft zentnerschweren Blöcke finden sich auf Oberem Muschelkalk, etwa 4 km südlich der würmeiszeitlichen Endmoränen bei Unter- und Oberalpfen, unmittelbar östlich der Albnieferung. In diesem Raum konnte der Nachweis erbracht werden, daß der rifeiszeitliche Schwarzwaldgletscher auf rund 3 km Breite mit dem Alpeneis frontal zusammenstieß, welches aus dem Aaretal in der Nähe von Waldshut in die Rheinniederung einmündete und sich hier bis zu einer Höhe von 625 m ü.d.M. auf den südlichen Fuß des Schwarzwaldes heraufschob. (Es sei auf folgende Arbeit verwiesen: M. PFANNENSTIEL: Die Vergletscherung des südlichen Schwarzwaldes während der Rifeiszeit. - Ber. naturforsch. Ges. Freiburg/Brsg. 48, 1958). Als Beweis für das Zusammentreffen wird der Übergang von Schwarzwäldern in die alpine Grundmoräne der Rifeiszeit (sog. „Große Eiszeit“) angesehen. Auch andere Täler des Südschwarzwaldes führten in dieser Zeit Eisströme nach Süden. Die Täler der Großen und Kleinen Wiese, ferner der Wehra brachten große Gletscher, die sich über den Dinkelberg zwischen Basel—Lörrach und Säckingen ausbreiten. Die Muschelkalkplatte des Dinkelberges ist mit kristallinen Geschieben dicht überstreut. Ferner führten die Talzüge Schwarza—Mettma (nach ihrer Vereinigung Schlücht genannt), die Steina und die Wutach große Eisströme aus dem hohen Schwarzwald nach Süden, wo sie dann ebenfalls auf das Alpeneis stießen. Schwarzwald eis und Alpeneis waren längs einer Strecke von Säckingen im Westen bis Schleithelm (Kanton Schaffhausen) im Osten vereint. In Schleithelm und in Säckingen trennten sich die beiden Eismassen. Der nördliche Teil des Kantons Schaffhausen unterhalb des Höhenzuges des schweizerischen Randen war mit Eis aus dem Wutachtale und dem Merenbachtale zugedeckt. Das Eis erreichte hier eine Höhe von rund 800 m, es reichte somit bis an die Schichten des Malm β . Das Wutachtaleis brandete auch an der Ostflanke des Buchberges und Eichberges bei Blumberg (Aitrachtal). Beide Berge waren Nuntakker und ragten 70, bzw. 100 m über den Eiskuchen heraus. Unterhalb Zollhaus Blumberg sind noch die alten Schotter erhalten als Zeugen des Sanders des Rißgletschers. Sie immer an dem Malmstufenrand stauend (z. B. Fürstenberg), kamen weitere Gletscherströme aus dem Tal der Brigach und der Breg und flossen über das Donaueschinger Ried, überfluteten den vulkanischen Wartenberg und drangen bis Geisingen in der Donaupforte vor. Auch füllte der große Eiskuchen die ersten Täler im badischen Albkörper, drang über Dürreheim nach Schweningen vor und deckte die Neckarquelle zu; drang ferner vor bis zum Lupfen bei Thuningen als dem östlichsten Punkt überhaupt. Dann aber sprang der Eislobus nach Westen zurück in Richtung Ober-Eschbach und Königfeld. Wohl sind noch einige Anzeichen vorhanden, daß auch im Raume von Freudenstadt das Eis etwas nach Osten vorstieß, aber es fehlen in diesem Raume die sicheren Leitgeschiebe des Kristallins auf den Schichten des Mesozoikums. Die Talgeschichte der Wutach, besonders die bekannte Wutach-Ablenkung, erscheint auf Grund dieser neuen Erkenntnisse in anderem Lichte. Das Eis erodierte vor dem Buchberg die rechte Talflanke; diese erniedrigte Stelle wurde im Maximum der Würmvereisung von der Wutach eingeschottert. Die Wutachablenkung erfolgte durch eine Überschüttung der Wasserscheide, die der Flußenthauptung zuvorkam.

Diskussionsbemerkungen:

G. REICHEL: Im südwestlichen Schwarzwald treten im Bereich der rifeiszeitlichen Vergletscherung in hohen Niveaus fluviatile Schotter auf (Schallenbergsschotter).

W. PAUL: Die Schallenbergsschotter sind wahrscheinlich pliozänen Alters.

A. SCHREINER: Die Schallenbergsschotter werden von ARMBRUSTER als fluvioglaziale Ablagerungen des Rheingletschers gedeutet.

R. MEINIG: Das Würm-Glazial im Raum Titisee—Neustadt (Schwarzwald).

Im Würm-Maximum erreichte der Bärenalpgletscher über Transfluenzen bei Hinterzarten die Höhen W und N des Gutachtals und staute am S-Fuß der Weißstannenhöhe (1187,8 m) einen kleinen See auf (ca. 300 x 400 m). Nach E stieß der Gletscher bei Neustadt vor und lagerte auf seinen durchschnittlich 30 m mächtigen Vorstoßschottern Grundmoräne ab. Deren südöstlichstes Vorkommen zeigte das Gletscherende an, da wegen der Enge des Tales keine Wallmoräne erhalten blieb.

Eisstau vor den Talmündungen bewirkte im Jostal und Langenordnachtal die Bildung eines umfangreichen Sees (Spiegelhöhe in 880 m). Vom Eisrand her wurden beide Seearme auf ca. 1,2 km Länge und 200 m Breite zugeschüttet. Im Würm-Maximum wurden die Delten vom Gletscher überfahren und der See stark eingeeignet.

Ein ursächlicher Zusammenhang der Wutachablenkung mit einer „katastrophenartigen Entleerung“ des Sees konnte nicht nachgewiesen werden. Gegen diese Ansicht spricht vor allem der Zeitpunkt der Wutachablenkung (Würm-Maximum). —

Beim Eisrückzug vom Würm-Maximum zum Feldsee-Stadium wurden aus dem Material der Niederterrasse (= Vorstoßschotter + Grundmoräne) drei Erosionsterrassen herausmodelliert. Die

bisherige Zweiteilung (ERB) 1948 wurde durch eine Dreiteilung ersetzt. Bei Hölzlebruck keilt auf der zweiten Terrasse der Sander des Titisee-Stadiums aus.

F. FEZER: Die Kare des nördlichen Schwarzwaldes.

Im Buntsandsteingebiet nördlich der Kinzig sind die Kare dichter gesät als irgendwo sonst auf der Erde. Etwa 150 ehemalige Quelltrichter sind durch Schnee oder Gletschereis mehr oder weniger stark ausgerundet und überfließt worden. Oft sperren Moränenwälle den Auslauf, so daß am Schluß der letzten Kaltzeit mindestens 50, heute immerhin noch 7 Seen den Nordschwarzwald zieren.

In der auch heute noch besonders schneereichen und kalten Nordost-Exposition sind die Kare am häufigsten, am stärksten glazial umgeformt, am besten erhalten und reichen auch bis in 600 m Meereshöhe hinab. Die Schneegrenze dürfte in etwa 850 m Höhe gelegen haben.

Im Grund- und Aufriß weichen die Kare stark voneinander ab, ebenso in der Lage, Form und Zahl der Moränen. Manche Kare sind zu Zwilling- oder Treppenkaren vereinigt. In vielen Karen lassen sich mehrere kalte Zeiten nachweisen, aber bis jetzt noch nicht sicher einordnen, weil Pollen erst in spätglazialen Sedimenten beginnen.

Diskussionsbemerkungen:

H. MENSCHING: Man ist nur dann berechtigt, von Karen zu sprechen, wenn man nachweisen kann, daß an der Ausbildung derartiger Hohlformen bewegtes Eis tätig war. Viele der „Kare“ des nördlichen Schwarzwaldes scheinen jedoch nur Firnnischen gewesen zu sein.

J. FINK: Nach Höhenlage und Exposition lassen sich im Nordschwarzwald verschiedene „Karphasen“ unterscheiden. Könnte man bestimmte Kare nicht als rifeiszeitlich deuten?

F. FEZER: Man kann vermuten, daß zwischen der Ausbildung der nach Höhenlage und Exposition verschiedenen Kare nur kurze Zeiträume liegen.

W. PAUL: Würm- und rifeiszeitliche Formen im Mittleren und in peripheren Teilen des Südlichen Schwarzwaldes.

Der Mittlere Schwarzwald galt bisher als ausgesprochen arm an spezifisch eis- und schneeübigen Abtragungsformen der pleistozänen Kaltzeiten, wie sie vom Nördlichen und vom Südlichen Schwarzwald in verschiedenen, den jeweiligen orographischen und petrographischen Gegebenheiten entsprechenden Fazies seit längerem bekannt sind. Er schien in dieser Hinsicht somit seine sonstige Mittlerrolle in bezug auf Tektonik, Großformen, Grund- und Deckgebirge (vgl. W. PAUL 1955) zwischen dem N und dem S des Gebirges nicht zu spielen. Untersuchungen seiner Kleinformen (= Skulpturformen) in den letzten Jahren haben eine Fülle vor allem auch firnbürtiger Formen ergeben, welche eine unverkennbare Abhängigkeit vom Baustoff (Granit oder Gneis) zeigen und welche sich nach Art, Größe, Erhaltungszustand und topographischer und orographischer Lage mehreren Generationen zuordnen lassen. Diese Generationen möchte man — angesichts der Neuheit von Untersuchung und Befunden freilich noch mit allem Vorbehalt — mehreren kaltzeitlich-pleistozänen Vereisungen des Gebirges koordinieren, nämlich einer jüngsten, schneearmen und dementsprechend wenig ausgedehnten, nach Ausweis der periglaziären Erscheinungen aber recht kalten (Spät-Mittelwürm?), einer älteren, schneereichen und ziemlich ausgedehnten (Früh-Würm?) und einer (bis jetzt) ältesten, welche im Zentrum des Mittleren Schwarzwaldes die Täler nahezu bis auf die Kämme und Kammebenen verfüllte und am niederschlagreichen W-Rand des Gebirges vielleicht bis in die 500-m-Region vordrang (Riß?). Der in der Würm-Kaltzeit von der zentralen südschwarzwälder Firnkappe nicht bedeckte Teil des Hotzenwaldes zeigt entsprechende Erscheinungen.

Diskussionsbemerkungen:

M. PFANNENSTIEL: Untersuchungen in Kanada haben ähnliche Phänomene aufgezeigt.

Alle anderen Diskussionsredner (H. LEMBKE, H. MENSCHING, H. BREMER und vor allem J. FINK) machen starke Bedenken gegen die Deutung als glazigene Formen geltend. Die als Moränen gedeuteten Ablagerungen sehen wirklichen Moränen wenig ähnlich (H. BREMER). Die Denudation ist stellenweise zu hoch, als daß sie als nival gedeutet werden müsse (H. LEMBKE). Die Transportleistung (durch Schmelzwässer) bei den angeblichen Firnmulden erscheint viel zu hoch (H. MENSCHING).

G. SAVOURET: Sur les glaciations dans les Vosges.

Die Zusammenhänge von geologischem Bau und Morphologie, insbesondere aber die Abhängigkeit der Flußnetz-Entwicklung von tektonischen Vorzeichnungen, innerhalb der Vogesen werden mit Hilfe sehr anschaulicher Relief-Modelle und zahlreicher Karten zu demonstrieren versucht. Sodann wird die pleistozäne Vergletscherung besprochen. Wie im Südschwarzwald, so haben wir auch hier mit einem ziemlich einheitlichen Nährgebiet zu rechnen, das den Vogesen-

Hauptkamm umfaßte und eine besondere Verbreiterung im weiteren Umkreis des Elsässer Belchens erfuhr. Die Hauptgletscher erstreckten sich von hier aus in die Täler. Am weitesten drangen sie in den westlich und nordwestlich gerichteten Tälern vor. Es läßt sich eine zweimalige Vergletscherung nachweisen. Die Rißgletscher sind nur wenig weiter (maximal 3—4 km) als die Würmgletscher vorgestoßen. Zahlreiche Moränenstufen innerhalb der Würmendoränen sind als Rückzugslagen des Würmeises zu deuten. Durch sie wurden zahlreiche Seen abgedämmt, in die fluvioglaziale Schotter (in Deltaschichtung) vorgeschüttet wurden. Die meisten Moränenstufen sind nachträglich fluviatil zerschnitten worden, was zu einer Verlandung der Seen führte. Die pleistozäne Schneegrenze dürfte sich in 800—900 m befinden haben. Kargletscher befanden sich an besonders exponierten Stellen vor allem auf der Ostflanke des Vogesen-Hauptkammes.

H. MENSCHING: Die Rhön in der Eiszeit.

Echte glaziale Formen sind in der Rhön nicht vorhanden. Ältere Auffassungen werden diskutiert. Periglaziale Verwitterung und Abtragung haben dagegen das Rhönrelief stark geprägt. Der geologisch-morphologische Aufbau der Hohen Rhön — Basalt in Stielen oder Decken über dem Triassockel — bietet hervorragende Möglichkeiten, den periglazialen Formenschatz zu studieren: Blockstreu, Blockdecken und Blockmeere, oft in Form von Blockströmen, überdecken die Hänge der Hochrhön. Ihre Bildungsfaktoren werden vor allem in Abhängigkeit von der Lage des Muttergesteins unter dem Aspekt der Bedeutung des Klimas in der Bildungszeit (Blockbildung), dem Transport in Abhängigkeit vom Gefälle des Hanges und dem entscheidend werdenden Transportträger (Gleitfähigkeit!), sowie der Umbildung der Blockdecken zu Blockmeeren erläutert. Die Blockbildung im Basalt läßt sich nicht bis in das Tertiärklima zurückführen, wie es bei vielen kristallinen Blockmeeren der Fall ist. Die periglazial-fluviatile Formung wird im Zusammenhang mit der altpleistozänen Tektonik am Beispiel des östlichen Vorlandes der Rhön umrissen.

Diskussionsbemerkungen:

F. FEZER: Beobachtungen aus dem Schwarzwald zeigen, daß die Blockströme nicht über eine bestimmte Höhe hinausreichen.

H. LEMBE: Die pleistozäne Schneegrenze des Harzes soll sich nach den Untersuchungen von H. POSER und J. HÖVERMANN in 650 m befinden haben, dagegen in der Rhön über 850 m, wobei offenbar eine Diskrepanz vorliegt. Wahrscheinlich sind die Zeugen der pleistozänen Harzvergletscherung als fluviatile Ablagerungen oder als Periglazialerscheinungen zu deuten. H. MENSCHING wendet jedoch ein, daß die Folgerung LEMBE's hinsichtlich der Pseudonatur der Glazialerscheinungen des Harzes auf Grund des Vergleichs der Höhenlage der pleistozänen Schneegrenze in beiden Gebieten nicht zwingend ist.

H. UDLUFT: Es ist vorzuschlagen, demnächst eine Tagung der DEUQUA im Gebiet der Rhön abzuhalten im Hinblick auf die vielseitigen Probleme, die dieser Raum bietet.

R. WETZEL: Zur Folge der quartären Zeiten und Kulturen im Lonetal bei Ulm.

Am Bockstein im Lonetal haben die Grabungen der Jahre 1932—35 und 1953—57 eine Anzahl altpaläolithischer Kulturen erschlossen. Mindestens sechs von ihnen sind gekennzeichnet durch kleine bis mittelgroße Faustkeile und Spitzen, die am ehesten gewisse Formähnlichkeiten mit der namensgebenden Kultur der Originalstation von La Micoque aufweisen (nicht aber mit den Formen eines Acheuléen „évolué“ oder „final“, die bisweilen in die Bezeichnung eines „Micoquien“ mit einbezogen werden). Den besonderen Charakter der alten Bocksteinkulturen repräsentiert vor allem die zahlen- und formenreiche „Hauptkultur“ der eigentlichen Bocksteinschmiede mit ihren, zu einseitig schneidendem Gebrauch bestimmten „Bocksteinmessern“, aber auch mit symmetrischen, groben und feineren Faustkeilen und Spitzen, Mandel- und Lorbeerblattformen, Schabern aller Art. Klingen und Klingenkratzer, grobe Hochkratzer, seltene weitere Sonderformen bringen zusammen mit wenigen knöchernen Spitzen, durchbohrten „Anhängern“ und zu „Jagdpeifen“ gelochten Renphalangen einen „fortschrittlichen“ Zug bis zu fast jungpaläolithischen Anklängen in das bisher einzigartige Formenbild, dessen wirkliche Bedeutung im Rahmen der europäischen Urgeschichte sich erst aus einer gesicherten, relativen Datierung der Fundschichten ergeben kann.

Nach der vorläufigen Annahme, das Bocksteinprofil sei einschließlich der Faustkeilschichten durchgehend wärm-kaltzeitlich (WETZEL 1935), über erste Vermutungen einer interstadialen oder interglazialen Ablagerung (1944) oder Umbildung des gelben Lehms im Hangenden (1954), verdichtete sich der Verdacht auf eine warmzeitliche Entstehung zunächst der violetten Kulturschicht im Loch, der zweitjüngsten Faustkeilschicht, nachdem hier P. FILZER Laubholzkohle bestimmten (*Corylus*, *Quercus*, *Carpinus*, *Acer*) und später auch Pollen finden konnte (*Pinus*, *Salix*, *Quercus*, *Corylus*, *Carpinus*; WETZEL 1957). Unserer verbissenen Ausdauer, vor allem aber dem Interesse und der eingehenden Sachkenntnis des botanischen Mitarbeiters FILZER ist es zu danken, daß die ersten Pollenfunde fortlaufend ergänzt und auf immer weitere, bisher leer oder unergiebig scheinende Schichten ausgedehnt werden konnten (WETZEL 1958). Schließlich ergaben die Nachuntersuchungen FILZERS 1959 unerwartet reiche Ergebnisse; zwar kann noch längst kein durchlaufendes

Pollendiagramm gezeichnet werden (pollenleere Schichten unterbrechen auch jetzt noch die Profile), wohl aber erlauben die gesamten Befunde jetzt doch einigermaßen zuverlässige Schlüsse, nachdem für die wichtigsten Schichten mindestens 100 und teilweise bis über 300 bestimmbarer Pollen vorlagen. Eine vorläufige Zusammenstellung der FILZER'schen Ergebnisse (in einer von ihm entworfenen Weise der Darstellung) zeigt nicht nur für die violette Kulturschicht neben *Pinus*, *Picea* und „kühlem“ Laubholz das reiche Bild wärmeliebender Laubbäume (*Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Alnus*, dazu *Abies*, *Ostrya* und *Juglans regia* (in einer Erdprobe bis zu 17%). Einen noch höheren Anteil an warmen Laubbölzern enthielt die rote Faustkeilkulturschicht am Abhang, ebenfalls mit *Abies*, *Ostrya*, *Juglans*, dazu *Fraxinus*, *Acer* und sogar *Fagus*. Endlich ergaben auch Proben der Hauptkultur zahlreiche Pollen, unter denen zwar nur 22% „warme“ Laubbölzler, dabei aber mit *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Alnus*, *Fraxinus*, *Acer* wiederum *Juglans* und *Ostrya* sich fanden. Sehr viel „kühlere“ Bilder lieferten die liegenden Schichten des dunklen Grobschuttes und des feinen braunen Lehms der Brandplatte mit (weit überwiegend) Nadelhölzern, immerhin noch 6—17% warmen Laubbölzern. Nach weiter liegend folgenden, teils pollenleeren, teils pollenarm „kühlen“ Schichten besteht das Pollenbild der schwarzvioletten Schicht aus 88% wärmeliebenden Laubbölzern, neben *Alnus* und *Crataegus* überwiegend *Ostrya*; der noch ältere ockergelbe Feinschutt ist arm an botanischen Funden, scheint aber „kühl“ zu sein (Nadelholzkohle, *Corylus*). Ausgesprochen gegensätzlich zu den „warmen“ Faustkeilschichten ist der hangende braune Grobschutt mit 60% *Pinus*, 40% *Picea* und nur je einem *Ulmus*- und *Fagus*-Pollen dabei.

Die Pollenbilder weisen auf eine längere, in Schwankungen verlaufende, aber doch eindeutige („echt interglaziale“) Wärmezeit, in der die meisten unserer Faustkeilkulturen am Bockstein zuhause waren. Die Wärmezeiten waren von kalten Zeiten gefolgt, eingeleitet durch den — noch keineswegs extrem glazialen — braunen Grobschutt, der eine der jüngsten Faustkeilkulturen enthielt. Wieder wärmer dagegen erscheint das Pollenbild aus den Aurignacienschichten vom Törle der benachbarten Bocksteinhöhle; soweit die im tiefen Aurignacien des Törles spärlichen, im dicht folgend jüngeren Aurignacien reichlichen Pollenbestände ein Urteil erlauben, könnte an eine „wärmlich-interstadiale“ Klimatönung gedacht werden. Deuten wir die Klimata der violetten Schicht des Lochs und der roten Schicht des Abhangs als warm und weisen wir sie dem Riß/Würm-Interglazial im klassischen Sinne, die Hauptkulturschicht der Schmiede und den feinen braunen liegenden Lehm dem Anlaufen dieses Interglazials und dem Auslaufen des Rißglazials zu, so stimmt diese Deutung mit der, ganz unabhängig auf rein sedimentanalytischen Wegen gewonnenen Ansicht von ELISABETH SCHMID überein. Angedeutete Vergleiche mit den Profilen am Törle, nicht näher dargestellte Beziehungen zu den Profilen des Stadels und der Bärenhöhle im Hohlenstein werden diese Datierung noch im Einzelnen zu stützen haben.

Was dabei besonders schwer mit bisherigen Erfahrungen zu vereinen scheint, ist der faunistische Befund am Bockstein, und dies nicht nur im Fehlen klimatisch ausgeprägter Faunen (nirgends *Elephas antiquus* oder *Rhinoceros mercki*), sondern auch im unwiderleglichen Befund von *El. primigenius* in botanisch warmen Schichten, u. a. in jener violetten Schicht mit ihrem reichen *Juglans*-Bestand. Biologisch gesehen muß dennoch dem floristischen Bild die eigentliche Beweiskraft zugestanden werden. Wir halten (E. SCHMID, FILZER, WETZEL) die Faustkeilkulturen des Bocksteins für end-riß- und riß/würm-zeitlich; haben wir damit recht, so darf den erwähnten, zukunftsweisenden Elementen dieser Kulturen eine nicht geringe Bedeutung für die europäische Kulturentfaltung zugeschrieben werden.

Diskussionsbemerkungen:

R. SCHÜTRUMPF: Welche Straten können mit Sicherheit als autochthon angesehen werden? Wie weit sind die verschiedenen Pollen zersetzt? Und sind unter den Pollen solche von Thermophilen immer zu erkennen?

R. WETZEL: Zu diesen Fragen kann gesagt werden, daß die Schichten der Schmiede und des Lochs (die Schlüsselschichten, also der Hauptkultur und der violetten Strate) ganz sicher an Ort und Stelle unverlagert entstanden und zudem durch hangende Lehme nach oben hin abgedichtet worden sind, ohne Zweifel also ihren genuineen Pollenstand gewahrt haben. Elektive Verminderung der Pollenbestände durch Korrosion im Boden ist immer möglich und zu bedenken; sie betrifft aber regelmäßig eher die Laub- als die Nadelhölzler; die Pollenbilder wären also immer noch eher zugunsten der warmen Laubbölzler verändert. *Tilia*, die unter den Laubbaumpollen zu besserer Erhaltung neigt, ist nur in geringen Prozentzahlen vertreten.

P. WOLDSTEDT und E. GUENTHER: Nach unseren bisherigen Kenntnissen erscheint es ausgeschlossen, daß das Mammut in einem wärmeliebenden Wald vorkam (Walnuß!).

M. SCHWARZBACH: Neuerdings haben die russischen Forscher Hinweise dafür erbracht, daß das Mammut sowohl Steppen- als auch Waldtier war.

B. FRENZEL: Die Tatsache, daß das Mammut auch Waldtier war, ist nicht zu leugnen, überwiegend ist es jedoch Steppentier gewesen und grundsätzlich also dem Einwand von WOLDSTEDT und GUENTHER zuzustimmen. Es müssen deshalb Bedenken gegen die Ergebnisse der Pollenanalyse

erhoben werden. Es sind eben doch zu wenig Pollen gefunden worden, um daraus so weite Schlüsse zu ziehen.

R. WETZEL: Mit Interesse nehme ich zur Kenntnis, daß (nach der Bemerkung von SCHWARZBACH) russische Forscher neuerdings ein nicht ausschließliches Steppen-, sondern auch Waldleben des Mammuts vertreten. Dazuhin ist zu bemerken, daß wir nicht wissen, ob ein „wärmezeitliches“ Mammut z. B. überhaupt einen Pelz getragen hat. Auch die nach Meereshöhen gegliederten, regionalen Vorkommen des Mammuts und des Waldelefanten erscheinen noch nicht genügend geklärt. Außerdem (dies zu den Bemerkungen von WOLDSTEDT und GUENTHER) ist es nun einmal nicht zu ändern, daß wir uns Mammuts an Walnußbäumen äsend vorzustellen haben. Der Bemerkung von FRENZEL hingegen muß man bedingt zustimmen, daß die Anzahl der gefundenen Pollen in bestimmten Straten doch zu gering ist, um daraus klimatische Schlüsse herzuleiten.

E. BECKSMANN: Flußgeschehen und Krustenbewegungen während des Plio- und Pleistozäns im Raume des Odenwaldes.

Untersuchungen am unteren Neckar haben zu Ergebnissen geführt, die eine kritischere Einstellung zur Allgemeingültigkeit mancher beliebt gewordenen Denkmodelle bedingen.

Die Eintiefung des Neckartales (nach der heutigen Lage des sehr wahrscheinlich ins ältere Pliozän zu stellenden Flachreliefs als Ausgangsfläche bis zu 400 m) fällt, wie sich aus der tiefen Lage der Basis der altpleistozänen Flußablagerungen ergibt, wie am mittleren und unteren Main praktisch in die Zeit des jüngeren Pliozäns. Im Gegensatz zum Verhalten des Rheinischen Schiefergebirges und anderer Gebiete entfallen somit für Odenwald und Spessart pleistozäne Bewegungen, während im Rheingraben die Senkungstendenz anhielt.

Da die Felssohle unter dem 35 m mächtigen Altpleistozän der einstigen Mauerer Neckarschlinge nach Bohrungen ein gleichmäßiges, dem des heutigen Neckars ähnliches Gefälle aufweist, entfällt demnach auch die Annahme einer tektonischen Schotterfalle im Raume von Mauer. Als Ursache der in den Tälern von Neckar und Main recht weit flußaufwärts reichenden altpleistozänen Verfüllung wird eine rasche, erst allmählich vom Rhein bewältigte Hebung des Schiefergebirges vermutet.

Die basalen Talkiese der letzten Kaltzeit sind das typische Produkt eines Dauerfrost-Abflußregimes. Sie bilden innerhalb des Odenwalds keine Niederterrasse, sondern liegen unter holozänem Auelehm, da junge Tiefenerosion fehlt. Vom Rhein her rückschreitende Erosion endet gesteinsbedingt an den früheren Stromschnellen am Hackteufel (Heide'berg), die somit nicht mehr als Hinweis auf ganz junge Bewegungen an einer hier durchziehenden rheinischen Störung gewertet werden dürfen.

H. KÖRBER: Die Entwicklung des Mittelmaintales im Quartär.

Als Mittelmaintal wird der Abschnitt vom Austritt des Mains aus dem Steigerwald-Durchbruch bei Zeil bis zum Südrand des Aschaffener Beckens aufgefaßt. An der Wende Plio-Pleistozän hatte der Main eine ca. 2 km breite Talsohle geschaffen, die in die umgebenden Hochflächen durchschnittlich 50—100 m, maximal 250 m, eingesenkt war. Die eigentliche Eintiefung des Maintales erfolgte im Altpleistozän, und zwar im wesentlichen in zwei Phasen, von denen die letztere die wichtigste war. In der ersten Phase entwickelte sich beim Einschneiden des Flusses eine Terrassentreppe, die ungefähr den Hauptterrassen des Mittelrheins entspricht. Von dieser ist die unterste Stufe die Hauptterrasse i.e.S. Nach Aufschüttung dieses Schotterkörpers, der aller Wahrscheinlichkeit nach als Günzzeitlich zu betrachten ist, erfolgte eine sehr rasche Eintiefung. Es entwickelte sich eine z. T. recht schmale Talrinne mit steilen, nichtterrassierten Hängen, die ungefähr die Höhenlage und das Gefälle der heutigen Talsohle besaß. Eine schnelle Wiederauffüllung des Tales, durch Hebungsvorgänge im Bereich der Erosionsbasis ausgelöst, im Günz/Mindel-Interglazial und der frühen Mindelzeit, ließ einen talabwärts über 50 m mächtig werdenden Aufschüttungskörper entstehen, der im Mainviereck eine deutliche Dreigliederung zeigt. In einem mittleren Horizont liegen zahlreiche interglaziale Tonlager, zu denen die bekannten Vorkommen von Marktheidenfeld und Würth gehören. Beim Wiedereinschneiden des Mains entstand, talabwärts an Bedeutung zunehmend, eine breite Erosionsterrasse. Darin eingeschaltet sind verschieden stark verwitterte Mittelterrassen-Schotter und die Niederterrassen, deren jüngere Stufe im Spätglazial angelegt wurde.

Diskussionsbemerkungen (zugleich auch zum Vortrag BECKSMANN):

W. PANZER: Der Neckar ist im Bereiche des Odenwaldes kein eigentliches Mäandertal, die Flußschlingen sind letzten Endes tektonisch bedingt. Gegen die Argumente der Datierung der Flachreliefs ins Altpleistozän werden Bedenken erhoben und ihre Anlagen älter angesetzt.

H. BARTZ: Entgegen der Ansicht von PANZER und BECKSMANN ist der Anlage der Flachreliefs im Odenwald ein jüngerer Alter (Jungpliozän-Altpleistozän) zuzumessen.

H. MENSCHING: Für das Mittelmaintal dürfte die klimatische Terrassenauffassung als Ursache der Akkumulationen nicht ausschließlich zutreffen; daneben kommt der tektonischen Terrassen-

auffassung als Akkumulationsursache eine gleich hohe Bedeutung zu. So kann auch erklärt werden, daß wir im Mittelmaintal gelegentlich mit einer warmzeitlichen Terrassenaufschotterung zu rechnen haben. Die regionale Verteilung von Bewegung und tektonischer Ruhe im Pleistozän ist noch stärker als bisher bei der Klärung derartiger Fragen in Betracht zu ziehen.

H. FINK: Es wird ein Vergleich zur pleistozänen Gliederung der Donauterrassen im Wiener Raum durchgeführt.

H. BREMER: Die Terrassengliederung der mittleren Weser wird zum Vergleich angeführt.

K. KAISER: Die tiefe Einschneidung des Mittelmainales nach der Hauptterrassenzeit kann nicht bis ins Mittelrheintal korreliert werden. Dort und vor allem in der Niederrheinischen Bucht ist die tiefe Einschneidung erst nach der Ausbildung der Oberen Mittelterrasse und vor der der Mittleren Mittelterrasse, wahrscheinlich in einem späten Interstadial der Mindeleiszeit, erfolgt. Außerdem muß gesagt werden (gleichfalls auch zum Vortrag BARTZ), daß die Korrelationen KÖRBER's: grobe Schotter = kaltzeitliche Ablagerungen, feinkörnige Sedimente = warmzeitliche Ablagerungen, grundsätzlich nicht statthaft sind, da die Körnigkeit der Sedimente nicht als Klimaindikator zu verwenden ist.

E. EBERS: Kurze Mitteilung über das Interstadialprofil von Hörmating/Obb.

In einem Drumlin des Inngletschers bei Hörmating wurde ein Interstadialprofil neu aufgefunden und bearbeitet. Der Beginn des „Laufen“-Interstadials konnte mit C^{14} exakt datiert werden (erscheint in diesem Bande, S. 64—76).

Diskussionsbemerkungen:

K. BRUNNACKER: Die Datierung des Liegendschotter ins Frühwürm erscheint wenig begründet. Es ist daher durchaus möglich, daß das angebliche Interstadial dem Reiß/Würm-Interglazial zuzuordnen ist. Als Begründung für die frühwürmzeitliche Stellung der Liegendschotter führt E. EBERS die relative Frische der Schotter und ihre „theoretische Lage über dem Reiß/Würm-Interglazial“ an.

K. H. GÖTTLICH: Am Federsee in Oberschwaben ist eine Torfschicht gefunden und untersucht worden, die mit jener zu parallelisieren ist.

P. WOLDSTEDT: C^{14} -Datierungen von H. DE VRIES aus den Niederlanden und Nordwestdeutschland sowie von amerikanischen Forschern haben gezeigt, daß das Würm sehr weit zurückreicht (ca. 70 000 Jahre). Die Deutung der Torfe von Hörmating als frühes Würm-Interstadial erscheint deshalb auch auf Grund der C^{14} -Datierung berechtigt.

J. FINK: Eine feldgeologische Begründung mit C^{14} muß in diesem Fall als verfrüht angesehen werden. In Übereinstimmung mit BRUNNACKER können die Liegendschotter sehr wohl dem Reiß angehören.

M. SCHWARZBACH: Vulkane des Eiszeitalters in Europa (öffentlicher Vortrag).

Der quartäre Vulkanismus wird in seinem zeitlichen Ablauf für die verschiedenen Gebiete des europäischen Raumes zu umreißen versucht. Dabei werden die Zusammenhänge von bruchtektonischen Vorgängen und vulkanischen Erscheinungen, desgleichen aber auch die Beziehungen zu den augenblicklichen und historischen Erdbeben aufgezeigt. Ferner kommen die postvulkanischen Erscheinungen, wie beispielsweise die Kohlensäurequellen der Eifel oder die Geysirtätigkeit Islands, zur Sprache. Mit schönen Farbdias aus dem Rheinischen Schiefergebirge (Eifel), Schlesien, Frankreich (Auvergne), Spanien (Gegend von Olot nördlich Barcelona), Italien (Vesuv, Ätna, Latium, Euganeen, Sardinien, Liparische Inseln), Österreich (Steiermark) und Griechenland (Kykladeninsel Santorin), besonders aber aus dem langjährigen Arbeitsgebiet Island, wird der Ablauf der quartären Vulkangeschichte Europas dem Zuhörer sehr anschaulich und wirklichkeitsnah dargeboten.

2. Exkursionen:

Dienstag, 7. Juni, Führung: SITTLER, Frau SITTLER-BECKER, Frau WERNERT.

In schneller Fahrt wurde, von Karlsruhe kommend, Straßburg erreicht, von wo ab wir zunächst dem Illtal aufwärts folgten, um dann ins Breuschtal einzubiegen, das wir zwischen Holzheim, Hangenbieten und Achenheim querten. Hangenbieten und Achenheim liegen am Rande der Hangenbietener Terrasse, in die östlich (nördlich des Breuschtales) die Schiltigheimer Terrasse (Reiß-Glazial) eingeschachtelt ist. Gemeinsam mit der Lokalterrasse von Achenheim gehören sie den Mittelterrassensystemen des Rheines an. Südlich des Breuschtales (zwischen Holzheim und Lingolsheim) finden sich, in die Mittelterrassenstufen eingeschachtelt, die Terrassen von Lingolsheim und Roettig (Würm-Glazial), die dem Niederterrassensystem des Rheines zuzuordnen sind. Mit Ausnahme der Roettiger Terrasse, in die dann wiederum die holozänen Flußauen eingeschritten sind, sind alle Terrassenflächen mit Löß bedeckt. Die Lößprofile von Hangenbieten, Achenheim und Holzheim wurden besucht, eine Gliederung der dortigen Löss diskutiert (vgl. P. WERNERT:

Stratigraphie, Paléontologique et Préhistorique des sédiments Quaternaires d'Alsace, Achenheim. - Mém. Service Carte géol. d'Alsace et de Lorraine 14, Strasbourg 1957).

In der Lößziegelei JEUCH-WELLAU bei Hangenbieten sind bis zu einer Meereshöhe von 160 m graue Rheinsande der Hangenbietener Terrasse aufgeschlossen; darüber folgen ca. 5 m mächtige rote Vogesensande (Breusch) mit Sandlößeinschaltungen (Mindel-Glazial). Beide werden durch eine Solifluktuationszone getrennt. Bis zur Geländeoberfläche bei 185 m folgt dann ein ca. 20 m mächtiges Lößprofil. Die Lössе sind durch zahlreiche Bodenhorizonte gegliedert; der Junglöß (Würm-Glazial) ist ca. 5 m mächtig. Ähnliche Lagerungsverhältnisse wurden dann auch in den Lößziegeleien SCHNEIDER-SCHAEFFER, HURST und SUNDHAUSER bei Achenheim vorgefunden. In der erstgenannten Grube findet man zuunterst wieder die grauen Rheinsande der Hangenbietener Terrasse mit einer warmen Fauna, darüber dann, durch eine Solifluktuationszone getrennt, die roten Vogesensande und sandstreifige Lössе mit einer Kaltfauna und schließlich im Hangenden ca. 10 m mächtige Lössе. Nach Norden nimmt die Lößmächtigkeit rasch auf 35 m zu, wobei insbesondere der Ältere Löß (ca. 30 m mächtig) durch Bodenhorizonte in einen unteren, mittleren und oberen Abschnitt gegliedert werden kann. Die größere Mächtigkeit ist dadurch zu erklären, daß hier vor der Lößsedimentation durch ein Nebental der Breusch die Hangenbietener Terrasse nach Süden hin seitlich stark unterschritten wurde. Weiter nördlich, in der Lößziegelei HURST, ist dann besonders der jüngere Löß gut aufgeschlossen und ca. 12 m mächtig. Auch hier sind die größeren Mächtigkeiten des Jüngeren Lösses auf eine seitliche fluviale Unterschneidung nach der Sedimentation des älteren Lösses zurückzuführen. In dem Jüngeren Löß wurden hier gefunden (von unten nach oben: Moustérien (Herdstellen), mittleres und oberes Aurignacien, Endpaläolithikum. Im Nordteil der Grube ist eine 3. (holozäne) fluviale Unterschneidung der Jüngeren Lössе zu erkennen. In der Ziegelei SUNDHAUSER ist schließlich die Fortsetzung des Profils aus der Grube SCHAEFFER-SCHNEIDER (Südteil) gegen die Breuschniederung hin zu verfolgen. An einer Verwerfung sind hier nach ENE gegen die Breuschniederung die hangenden Lössе gegen die Terrassen-sedimente verworfen. Während P. WERNERT für alle Lössе Autochthonie annimmt, sprach sich die Mehrzahl der Exkursionsteilnehmer bei einem Teil der Älteren Lössе für Allochthonie aus. Die strittigen Diskussionspunkte der Lößgliederung von Achenheim und Hangenbieten sind deshalb wohl nur durch eine neue Untersuchung zu klären, wobei hauptsächlich festzustellen ist, ob die Lössе autochthon oder allochthon sind; falls sie allochthon sind, ob dann die unteren Partien des Älteren Lösses auch wirklich die ältesten Ablagerungen sind oder ob eine umgekehrte Altersfolge vorliegt.

In Holtzheim konnte dann noch über den Ablagerungen der Lingolsheimer Niederterrasse ein Profil des Jüngeren Lösses, durch Bodenhorizonte und Solifluktuationszonen (mit Kryoturbationen und Eiskeilen) gegliedert, studiert werden. Als Diskussionsproblem wurde dabei die Stellung des unteren Bodenprofils (Früh/Mittelwürm-Interstadial oder Rib/Würm-Interglazial) erörtert.

Schließlich konnten im Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Straßburg die von Frau WERNERT vorbereitete Ausstellung von Quarzitwerkzeugen (Achenheim) besichtigt werden, wonach die Rückkehr nach Karlsruhe angetreten wurde.

Mittwoch, 8. Juni, Führung: ILLIES, KOLUMBE, KUSS.

Von Karlsruhe gings hinüber an das pfälzische Hochgestade des Rheins nach Jockgrim, der bekannten Fundstelle altpleistozäner Wirbeltiere (Tegelen-Günz?). In der nahegelegenen Ziegeleigrube von Rheinzabern sind der gleichen altpleistozänen Schlußserie zwei Torfschichten eingeschaltet. Während die Wirbeltierfunde auf warmes Klima deuten, weist die Pollenanalyse der Torfe auf eine kühle Kiefern-Fichtenzeit. Nach kurzer Besichtigung von Periglazialerscheinungen in einer Kiesgrube bei Rülzheim wurde die Ziegelei Herxheim aufgesucht, von der ebenfalls die altpleistozänen Schluffe vom Typ Jockgrim, diesmal von Schneekensanden, Fließerde und Löß überlagert, abgebaut werden. Auch hier ist ein Torflager eingeschaltet, dessen Pollenspektrum auf ausgesprochen kühles Klima hinweist; ja die Oberfläche des Torfes zeigt sogar eine deutliche Kryoturbation. Da noch in den hangenden Schneekensanden *Elephas antiquus* gefunden wurde, ergab sich eine rege Diskussion um Gliederung und klimatischen Ablauf des Altpleistozäns im Oberrheingebiet. Von dort gings zum Mittagessen zurück nach Jockgrim und anschließend nach Hagenbach, wo sich auf der würmeiszeitlichen Schotterflur des Bienwaldes schöne Eiskeile und sogar ein dünnes Lößhäutchen finden. Im Anblick des rheinischen Hochgestades entstand eine Diskussion um die Fassung des Begriffes Niederterrasse. Hinweg über die aus Wasgauschottern aufgebaute Terrassenfläche ging es westwärts nach Schweighofen zu älteren, z. T. lößüberdeckten Schuttfächern der pfälzischen Rheinebenenflüsse. Am südlichen Stadtrand von Bergzabern konnte man in ein reich gegliedertes Lößprofil Einblick nehmen, dessen durch Eisen-Mangan-Konkretionen betonte „Verlehmungszonen“ den Vertretern der verschiedenen Lößauffassungen reichlich Diskussionsstoff boten. Der pfälzischen Weinstraße nordwärts folgend, wurde nach Gleiszellen gefahren, wo die findlingsgroßen Gerölle eines altpleistozänen Haardtshotters (Wildbad), zur Vorsicht mahnend, ähnlich wie eine Moränenbildung aussehen. Abschließend wurde in zwei Brüchen bei der Kaisers-

bachermühle nördlich Klingenmünster die westliche Randverwerfung des Oberrheingrabens gezeigt und an den die Störungen kappenden Fließerden erklärt, daß hier nach dem Mittelpleistozän keine tektonische Aktivierung mehr erfolgte.

Freitag, 10. Juni, Führung: BILHARZ, ILLIES, KOLUMBE.

Am östlichen Stadtrand von Karlsruhe wurde zunächst der tektonische Rahmen des pleistozänen Oberrheintroges aufgesucht: die östliche Randverwerfung des Oberrheingrabens. In Durlach-Aue war die Störung durch Straßenbau neu aufgeschlossen, und es zeigte sich, daß der jungpleistozäne Schuttkegel eines Bäch'eins nachträglich um 1,5 m versetzt worden war. Die gleiche junge Tektonik wurde auch bei Wolfartsweier gezeigt, wo eine Teilstörung des Hauptverwurfs noch eine Fließerde versetzt hatte, jüngerer Löß hingegen ungestört das Profil überlagert. In die frühwürmzeitliche Schotterflur des Rheins, auf der auch größtenteils die Stadt Karlsruhe steht, wurde dann in einer Kiesgrube bei Neumalsch Einblick genommen. Besonders wurden die an der Oberfläche sichtbaren Kryoturbarationserscheinungen diskutiert. Hinweg über die spätwürmzeitlich angelegte und holozän vermoorte Kinzig-Murg-Rinne ging es nach Baden-Oos, wo die von Fließerde und jüngerem Löß überlagerten Hochterrassenschotter gezeigt wurden. Hauptziel des Exkursionstages war das Profil der Ziegeleigrube von Steinbach. Stark verwitterte Lokalschotter werden von tonigem Schluff und Tongytja überlagert; ein Verlandungstorf beschließt den Zyklus. Der hangenden Kies- und Sandserie ist ein zweites, nur geringmächtiges Torfband eingeschaltet. Über der kryoturbar gestörten Oberfläche des zweiten Zyklus lagert ein mächtiges Lößprofil. Die Pollenanalyse des unteren Torfes zeigt die ununterbrochene Entwicklung eines Interglazials von einer Eichenmischwaldzeit bis zu einer Kiefern-Birkenzeit. Da die Analyse des oberen Torfbandes zur Zeit der Besichtigung noch ausstand, war man sich in der Diskussion darüber einig, noch keine stratigraphische Einstufung des Profils vorwegzunehmen. Besonders wurde auf die Schwierigkeiten verwiesen, welche die jungen tektonischen Verstellungen am Grabenrand einer Altersdatierung solcher Profile entgegenstellen. Anschließend ging es zum Nachtquartier nach Bühl.

Sonnabend, 11. Juni, Führung: F. FEZER (Glazialmorphologie im Nordschwarzwald), G. LANG (Erlenbruckmoor bei Hinterzarten), R. MEINIG und M. PFANNENSTIEL (Eisrandlagen des würmeiszeitlichen Bärenalpgletschers).

Von Bühl aus fuhren wir zunächst das Büh'ertal aufwärts zur Schwarzwald-Höhenstraße, die wir am Kurhaus Sand erreichten. Dieser folgten wir in südlicher Richtung, am Westfuß der Buntsandstein-Hornisgrinde und dem Mummelsee entlang bis zum Westfuß des Seekopfes (1032 m), wo wir den Bus verließen, um über den Torfweg die Einsattelung zwischen Alter Steigerskopf und Seekopf zu erreichen. Von hier aus folgten wir dem Höhenweg oberhalb des Wildsees nach Süden zum Kurhaus Ruhestein.

Die eiszeitliche Karvergletscherung in den Talanfängen der Schönmünz (Treppenkare) und besonders die Möglichkeit einer Talvergletscherung im oberen Schönmünzthal bis Wildmannshütten (750 m) wurde diskutiert. Anschließend wurde ein nach Norden exponiertes Kar auf der Westseite des Kammes (Talanfang der Acher westlich vom Kurhaus Ruhestein) besucht.

Der Schwarzwald-Höhenstraße bis zur Alexander-Schanze folgend, bogen wir dann ins Renchtal ab, wo wir über Peterstal—Oppenau—Oberkirch den Rand des Schwarzwaldes zur Oberrheinebene bei Appenweier erreichten, dem wir dann in südlicher Richtung bis Freiburg folgten.

Am Nachmittag fuhr die Exkursionsgesellschaft von Freiburg durch das Zärtener Becken (keltische Siedlung Tarodunum auf der Niederterrace) und das Höllental nach Hinterzarten. Den allerödzeitlichen Bimstuff im Erlenbruckmoor (s. Vortrag G. LANG) konnten nur Exkursionsteilnehmer mit Privatfahrzeugen besichtigen; für den Bus erwies sich die Straße als zu schmal. Daraufhin wurde auf der Bundesstraße 31 die Fahrt zu den Eisrandbildungen des Würm-Maximalstandes bei Hölzlebruck fortgesetzt. Die Bundesstraße verläuft zwischen Hinterzarten und Titisee nahezu parallel dem Eisrand des Titisee-Stadiums (=1. Rückzugsstand der Würm-Vereisung im S-Schwarzwald).

Rechts (südlich) der Straße: Blick auf das Moor von Hinterzarten und den Taleinschnitt, über den der Gletscher aus dem Bärenal transfluerte. Nordwestlich der Ortschaft Titisee quert die Bundesstraße 31 zunächst den nördlichen Endmoränenwall des Titisee-Stadiums; nordöstlich von Titisee führt sie über den Sander, der dem Endmoränenbogen östlich des Titisees im Gutachtal vorgelagert ist.

Zunächst wurden dann die Stauseeablagerungen vor dem Eisrand des Würm-Maximalstandes bei Hölzlebruck besichtigt. In einer Kiesgrube 200 m südwestlich des Balzenhofes im Unterlangenordnachtal (1. Aufschluß) sind 10—12 m mächtige Kiese und Sande eines Deltas (24—30° nach NNE einfallend) aufgeschlossen. Die Deltaschotter werden von ca. 2 m mächtigen fluviatilen Deckschichten (8—10° nach NNE einfallend) überlagert (Aufschlußoberkante) und zeigen eine auf fallend schlechte Sortierung. Das Material entstammt dem Einzugsgebiet des Gletschers. In einer Kiesgrube 350 m nordwestlich des Schottenhofes im Jostal (2. Aufschluß) waren ebenfalls Ab-

lagerungen eines großen Deltafächers aufgeschlossen, der sich in den Stauration des ehemaligen Eisrandes im Jostal vordrieh. Die Deltaschichten waren auf ca. 9 m Höhe freigelegt. Im Anschnitt senkrecht zur Schüttungsrichtung traten die „Foreset-beds“ und „Topset-beds“ des Deltas deutlich zutage. Sie werden überlagert von 3—4 m mächtigem, z. T. ungereltem, lehmig-sandigem Material, welches grobe Blöcke und stellenweise gestauchte Sandlinsen enthält. Weiter südlich im Profil waren deutliche Stauchungen der Sand-Kies-Folgen zu erkennen, die als Eisdrucktexturen die nahe Eisrandlage andeuten. Ob aber auch die schon erwähnten hangenden Bildungen über den Deltaschottern weiter nördlich im Profil als Grundmoräne eines späteren geringen Eisvorstoßes über die Deltaschotter gedeutet werden kann, erschien nicht unbedingt zwingend. Häufig waren nämlich in den hangenden Bildungen parallel geschichtete Geröll- und Sandlagen zu erkennen, so daß eine Deutung als fluvioglaziale (eisrandnahe) Ablagerungen ebenso zutreffen könnte; die Beimengung von Grobblöcken und die Vorkommen des z. T. ungereltem, lehmig-sandigen Materials können sehr wohl durch Eisschotterdrift, bzw. Toteisbildungen erklärt werden.

Nach der Rückfahrt nach Titisee wurde 100 m südlich vom Bahnhof Titisee in den Moränen des Titisee-Stadiums ein angebliches Toteisloch besichtigt. Manche der Teilnehmer jedoch sprachen sich gegen die Deutung als Toteis-Depression aus. Dann wurden in einem ca. 3 m hohen Schurf 300 m südsüdöstlich vom Bahnhof Titisee (3. Aufschluß) intensiv gestauchte Wechsellagen von Feinsand und Ton (auch mit einzelnen Feinkieslagen) angetroffen, die von ca. 0,8 m mächtigem, grundmoränenartigem Material überlagert waren. Unmittelbar südlich davon (jenseits der Bachbrücke) (4. Aufschluß) waren die fluvioglazialen Sanderablagerungen (des Titisee-Stadiums) aufgeschlossen.

Die Weiterfahrt erfolgte zunächst das Bärenental aufwärts, dann am Schluchsee entlang schließlich nach St. Blasien, wo übernachtet wurde.

Sonntag, 12. Juni, Führung: M. PFANNENSTIEL, G. RAHM (Rißglazial des Albtales)

Während der Fahrt von St. Blasien nach Höchenschwand wurde auf die schöne Transfluenz von Häusern aufmerksam gemacht, durch welche würmeiszeitliches Eis des Albtales nach Osten in das Tal der Schwarza vordrang. Im Paß finden sich große Ost-West-gestreckte Rundhöcker. Südlich Tiefenhäusern führt die Straße nach Waldshut am Ostrand des würmeiszeitlichen Zungenbeckens des Albtalglatschers (heute noch vermoort) entlang. Vom Waldhaus von Remetschwil aus wurde die große Endmoräne des Albtalglatschers der Letzten Eiszeit besucht, welche sich von Niedermühle im Albtal bis zum Dorfe Remetschwil-Waldhaus erstreckt. Eine Kiesgrube im Hochwalde zeigt den inneren Aufbau dieser Endmoräne. Kleine Schmelzwassertäler durchziehen den 20—30 m hohen Endmoränenzug.

Vor dem Dorfe Waldkirch zweigt die Straße nach Oberalpfen, im Leiterbachtale gelegen, ab. Die Felder rings um das Dorf, auf Oberem Buntsandstein und Unterem und Mittlerem Muschelkalk gelegen, sind mit großen und vielen kleinen kristallinen Geschieben bedeckt, welche der rißeiszeitliche Albtalglatscher hertrug.

Die Fahrt führte nach Unteralpfen, dann hinauf in den Paß von 666 m Höhe im oberen Muschelkalk, Richtung Birndorf. Im Paß selbst liegen wieder große und kleine kristalline Geschiebe (aus dem Schwarzwald) verstreut. Sehr viel weiter als bis in den Paß ist das Albtales der Rißeiszeit nicht vorgedrungen. Nur 400 m südlich der Paßhöhe (in 625 m Höhe) sind die Felder bereits dicht besät mit alpinen Geschieben; letztere hat das alpine Eis der Rißeiszeit (sog. „Große Eiszeit“) aus den Alpen (hauptsächlich aus dem Aaretal) herangeführt.

Der Friedhofshügel von Birndorf mit großartigem Ausblick auf den Tafeljura und die Ketten des Faltenjuras (dahinter die Gruppe von Mönch, Eiger und Jungfrau) ist eine Erosionskuppe, herausmodelliert aus vorwiegend alpinen Deltakiesen und -sanden, welche Schmelzwässer in einen Stausee zwischen Eis und Gebirgsfuß geschüttet hatten. Plötzlich entstandene, offene Eisspalten (Eiskarst) bewirkten eine rasche Absenkung des Spiegels des Eissees, wodurch starke Erosion einsetzte, welche die Deltakiese und -sande wegwusch bis auf die kleine Kuppe des Birndorfer Friedhofshügels. Ein Kilometer westlich Birndorf, im Gewanne „First“ des Weilers von Etwihl, konnte der Übergang von Schwarzwald in alpine Grundmoräne gezeigt werden. In den Feldern konnte man zuerst (nördlich) kristalline Geschiebe des Schwarzwaldes, auf Mittlerem Muschelkalk liegend, sammeln, dann in einer Mischzone alpine und Schwarzwald Geschiebe und schließlich reine alpine Geschiebe 100 m weiter südlich. Im Gewann „First“ trafen sich also Albtal- und Alpeneis während der Rißeiszeit.

Einige Kilometer südlich Etwihl-„First“, in der Umgebung des Dorfes Buch, wurde eine Deltaschüttung von nahezu reinem Schwarzwaldmaterial gezeigt. Wiederum (wie bei Birndorf) handelt es sich um Vorschüttung eines Deltas in einen Eisstausee, das aber diesmal von Schwarzwaldkristallin-Geschieben aufgebaut ist. Einige wenige Alpengeschiebe sind durch Drift von Eisschollen des Alpenaises in das Schwarzwaldmaterial gekommen.

Von Buch aus wurde die Heimfahrt begonnen über die beiden Alpen-Dörfer nach Remetschwil, wo in der Brauerei Waldhaus das Mittagessen eingenommen wurde. Die Rückfahrt führte

über Höhenschwand, Schluchsee, Titisee nach Freiburg, das zeitgerecht erreicht werden konnte. Die Exkursion war von bestem Wetter begünstigt, was wesentlich zum harmonischen Verlauf derselben beitrug.

3. Hauptversammlung

Der 1. Vorsitzende der Deutschen Quartärvereinigung, M. SCHWARZBACH, konnte ca. 100 Mitglieder und Interessenten, die sich zur Teilnahme an den wissenschaftlichen Vorträgen und Exkursionen im Rahmen der Karlsruher Tagung eingefunden hatten, im Geologie-Hörsaal der Technischen Hochschule Karlsruhe begrüßen. Besonderer Dank wurde dem Vertreter der Stadt Karlsruhe, Herrn Bürgermeister Dr. GUTENHENZ ausgesprochen, der alle Teilnehmer aufs herzlichste in der Stadt Karlsruhe willkommen hieß, Herrn ILLIES, dem die Geschäftsführung oblag, sowie allen Herren, die am Gelingen der Tagung maßgebend beteiligt waren. In einleitenden Worten erstattete dann der Vorsitzende einen Bericht mit aktuo-geologischen Bemerkungen über die wichtigsten Vorkommnisse auf unserer Erde in jüngster Zeit, wobei besonders die Erdbeben-Katastrophen von Agadir und Chile zur Sprache kamen und die Beziehungen von Quartärtektonik und Erdbeben umrissen wurden.

Derjenigen Mitglieder, die die Vereinigung in den letzten Jahren durch Tod verlor, wurde in ehrender Weise gedacht, besonders B. EBERL (Augsburg), der auf Grund seiner Verdienste um die Erweiterung der PENCK'schen Pleistozängliederung im nördlichen Alpenvorland für eine besondere Ehrung vorgesehen war, ferner B. DAMMER (Wiesbaden), H. GALLWITZ (Halle), E. KOCH (Hamburg), A. STEEGER (Kempen) und P. THOMSON (Bonn).

Dem langjährigen Mitglied F. FLORSCHÜTZ, Velp/Niederlande, wurde auf Grund seiner Verdienste um die Deutsche Quartärvereinigung und seiner bedeutenden pollenanalytischen Arbeiten, besonders in den Niederlanden, die für die Pleistozän-Stratigraphie grundlegend waren, die Ehrenmitgliedschaft angetragen.

Sodann gab der Vorsitzende einen Bericht über den Stand unserer Mitgliederbewegung. Als besonders erfreulich wurde von der Versammlung hierbei vermerkt, daß in den letzten Jahren die Vereinigung nicht nur neue Mitglieder in Deutschland gewinnen konnte, sondern daß auch ein regerer Zustrom ausländischer Fachkollegen eingesetzt hat.

Nach den Berichten des Schriftleiters, des Schatzmeisters und Archivars (in dessen Vertretung K. RICHTER berichtete), konnte dem derzeitigen Vorstand Entlastung erteilt und die Neuwahl des Vorstandes durch die Mitgliederversammlung vorgenommen werden. Zum neuen Vorstand wurden einstimmig gewählt:

Herr SCHWABEDISSEN, Köln, als 1. Vorsitzender,

Herr SCHWARZBACH, Köln, als 2. Vorsitzender,

die Herren SCHÜTRUMPF und KAISER, Köln, als Schriftführer.

Die Herren WOLDSTEDT, RICHTER und LÜTTIG wurden in ihren Funktionen bestätigt. Aus dem Beirat schieden satzungsgemäß Frau EBERS und die Herren GRAUL, GRIPP und SCHWABEDISSEN aus. Die Herren ILLIES, RATHJENS, GUENTHER und GULLENTOPS wurden einstimmig in den Beirat gewählt. Der neue Beirat setzt sich somit aus folgenden Herren zusammen: DE JONG, LÜDI, FINK, KUBIENA, LEMBKE (an Stelle des verstorbenen H. GALLWITZ bestätigt), ILLIES, RATHJENS, GUENTHER und GULLENTOPS.

Mit Rücksicht auf den 1961 stattfindenden Inqua-Kongreß soll in diesem Jahre von einer besonderen Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung abgesehen werden. Es wird empfohlen, sich — wie 1959 in Oldenburg — an der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu beteiligen, die in Hamburg stattfinden wird. Für 1962 ist dann wieder eine Hauptversammlung der Quartärvereinigung vorgesehen. Als Tagungsgebiet werden Nordwestdeutschland (Münster oder Kiel?) oder das Gebiet des Bayrischen Waldes (Regensburg?) vorgeschlagen.

D. Satzungen der Deutschen Quartärvereinigung

Name, Sitz und Geschäftsjahr der Vereinigung

§ 1. Die Vereinigung führt den Namen: Deutsche Quartärvereinigung. Sie ist im Vereinsregister eingetragen. Die Vereinigung hat ihren Sitz in Hannover. Das Geschäftsjahr ist das Kalenderjahr.

Zweck und Mittel

§ 2. Die Deutsche Quartärvereinigung ist eine wissenschaftliche, gemeinnützige Gesellschaft. Sie ist kein geschäftliches Unternehmen und verfolgt weder politische noch religiöse Ziele. Die Mitglieder der Gesellschaft und des Vorstandes haben keinen Anspruch auf die Erträgnisse des Vermögens. Alle Mittel sind für die satzungsmäßigen Zwecke gebunden. Ihre Verwendung ist rechtmäßig nachzuweisen. Der Zweck der Vereinigung ist die Förderung der Quartärforschung. Mittel zur Erreichung dieses Zweckes sind wissenschaftliche Versammlungen, Lehrausflüge, Veröffentlichungen und die Unterhaltung einer Bücherei.

Mitglieder

§ 3. Die Vereinigung besteht aus ordentlichen, und zwar persönlichen oder korporativen Mitgliedern, und aus Ehrenmitgliedern. Über die Aufnahme der ordentlichen Mitglieder beschließt der Vorstand auf Grund eines Aufnahmeantrages. Dieser soll in der Regel von zwei Mitgliedern befürwortet sein. Ordentlichen persönlichen Mitgliedern ist die Erwerbung der lebenslänglichen Mitgliedschaft möglich.

Ehrenmitgliedschaft und Albrecht-Penck-Medaille

§ 4. Die Vereinigung kann Personen, welche die Quartärforschung oder die Deutsche Quartärvereinigung sehr gefördert haben, zu Ehrenmitgliedern ernennen. Als besondere Ehrung für hervorragende wissenschaftliche Verdienste um die Quartärforschung kann sie die Albrecht-Penck-Medaille verleihen. Vorschläge für eine Ehrung kann jedes Mitglied dem Vorstand unterbreiten. Über die Ernennung zum Ehrenmitglied und über die Verleihung der Albrecht-Penck-Medaille entscheidet auf Grund besonderer Beratungs- und Abstimmungsvorschriften der Vorstand.

Rechte und Pflichten der Mitglieder

§ 5. Die Mitglieder haben das Recht, an allen Veranstaltungen der Vereinigung teilzunehmen und ihre Einrichtungen zu benutzen. Jedes Mitglied hat das aktive Wahlrecht. Das passive Wahlrecht steht nur persönlichen Mitgliedern zu.

§ 6. Jedes ordentliche Mitglied zahlt einen Jahresbeitrag, dessen Höhe die Hauptversammlung beschließt. Sie bestimmt auch die Beitragshöhe für die Erwerbung der lebenslänglichen Mitgliedschaft. Jedes Mitglied erhält ein Exemplar der seit seinem Ernennungsjahr von der Vereinigung herausgegebenen periodischen Druckschriften.

Erlöschen der Mitgliedschaft

§ 7. Die Mitgliedschaft erlischt mit dem Tode, durch freiwilliges Ausscheiden oder durch Ausscheiden oder durch Ausschluß. Der Austritt aus der Gesellschaft kann jederzeit durch schriftliche Erklärung erfolgen, jedoch ist für das laufende Geschäftsjahr der Beitrag voll zu entrichten.

§ 8. Der Ausschluß erfolgt auf gemeinsamen Beschluß von Vorstand und Beirat, wenn ein Mitglied das Ansehen der Vereinigung schädigt, ihren Zielen zuwiderhandelt oder wenn trotz mehrfacher Aufforderung der Mitgliedsbeitrag länger als ein Jahr rückständig geblieben ist. Der Betreffende hat das Recht, innerhalb von vier Wochen schriftliche Berufung einzulegen, über welche die nächste Vollversammlung beschließt.

Leitung der Vereinigung

§ 9. Die Leitung der Vereinigung erfolgt durch den Vorstand, der die Vereinigung vertritt und die laufenden Geschäfte erledigt. Er setzt sich zusammen aus:

- dem Vorsitzenden
- einem stellvertretenden Vorsitzenden
- zwei Schriftführern
- dem Schatzmeister
- dem Schriftleiter der Zeitschrift „Eiszeitalter und Gegenwart“
- dem Archivar.

Vorstand im Sinne des § 26 BGB sind der Vorsitzende und der Schatzmeister. Der Vorstand faßt seine Beschlüsse mit einfacher Stimmenmehrheit. Zur Beschlußfähigkeit ist die Anwesenheit von mindestens drei Vorstandsmitgliedern erforderlich. Bei Stimmgleichheit entscheidet der Vorsitzende. Scheidet im Laufe einer Amtsperiode ein Vorstands- oder Beiratsmitglied aus, so kann eine Ersatzwahl durch Vorstandsbeschluß erfolgen.

§ 10. Die Amtsdauer der Vorstandsmitglieder ist in gleichbleibender Funktion auf zwei Jahre beschränkt. Sie können erst zwei Jahre nach ihrem Ausscheiden wieder in dasselbe Amt gewählt werden. Der Schatzmeister, der Schriftleiter der Zeitschrift und der Archivar sind jedoch unbeschränkt wieder wählbar.

§ 11. Dem Vorstand steht ein Beirat zur Seite. Er besteht aus höchstens neun nicht dem Vorstande angehörenden Mitgliedern, von denen anläßlich jeder Hauptversammlung diejenigen ausscheiden, deren Wahl sechs Jahre zurückliegt.

Wahl und Ergänzung des Vorstandes und Beirates

§ 12. Die Wahl des Vorstandes und Beirates geschieht in der Hauptversammlung mit einfacher Mehrheit. Die Amtsübernahme des neugewählten Vorstandes erfolgt in der Regel mit dem anschließenden Jahreswechsel.

Versammlungen

§ 13. Die Veranstaltungen der Vereinigung sind:

- a) die Hauptversammlung,
- b) örtliche Zusammenkünfte.

§ 14. Die Hauptversammlung wird mindestens alle zwei Jahre abgehalten. Eine Hauptversammlung ist außerdem durch den Vorstand und Beirat der Vereinigung einzuberufen, sobald es diesem im Interesse der Vereinigung erforderlich erscheint, oder vom Vorstand, wenn mindestens 10% der Mitglieder es unter Angabe des gewünschten Beratungsgegenstandes schriftlich verlangen.

Die Hauptversammlung hat folgende Tagesordnung zu enthalten:

- a) Entgegennahme des Jahresberichtes und des Rechnungsabschlusses.
- b) Entlastung des Vorstandes. Hierzu ist eine vorhergehende Prüfung des Rechnungsabschlusses durch zwei Mitglieder erforderlich. Sie dürfen nicht dem Vorstand angehören.
- c) Wahl des neuen Vorstandes und Beirates.
- d) Sonstiges.

Die Hauptversammlung faßt ihre Beschlüsse durch einfache Stimmenmehrheit. Jede ordnungsgemäß einberufene Hauptversammlung ist beschlußfähig ohne Rücksicht auf die Zahl der anwesenden Mitglieder, abgesehen von dem Fall des § 17. Bei Stimmgleichheit entscheidet der Vorsitzende. Über die Verhandlungen der Hauptversammlung sowie der Beirats- und Vorstandssitzungen wird von den dazu bestimmten Schriftführern ein Protokoll geführt und von ihnen unterzeichnet, in welches die Beschlüsse wörtlich aufzunehmen sind. Die Protokolle sind vorzulegen und bedürfen der Genehmigung der Versammlung bzw. des Beirates und Vorstandes. Die Einladungen zu den Hauptversammlungen erfolgen seitens des Vorstandes durch Einzeleinladungen mindestens 14 Tage vor dem Termin.

Zeitschrift

§ 15. Die Vereinigung gibt eine Zeitschrift heraus. Diese enthält wissenschaftliche Originalaufsätze aus dem Gebiet der Quartärforschung.

Satzungsänderung

§ 16. Der Vorstand ist berechtigt, Änderungen der Satzungen zu beschließen, wenn die zuständigen Behörden die Genehmigung der Vereinigung oder der Registerrichter die Eintragung in das Vereinsregister hiervon abhängig machen.

Auflösung der Vereinigung

§ 17. Die Vereinigung kann durch Beschluß einer Hauptversammlung aufgelöst werden. Der Auflösungsbeschluß bedarf der Mehrheit von $\frac{3}{4}$ der erschienenen Mitglieder; stimmen mehr als dreißig Mitglieder dagegen, so gilt er als abgelehnt. Bei Auflösung der Vereinigung fällt das Vermögen an die Deutsche Forschungsgemeinschaft in Bad Godesberg. Der Antrag auf Auflösung der Vereinigung ist sämtlichen Mitgliedern mindestens vier Wochen vor der Hauptversammlung schriftlich bekanntzugeben.

§ 18. Diese Satzung ist genehmigt in der Mitgliederversammlung vom 24. März 1948 in Hannover und Änderungen gemäß Beschluß der Hauptversammlungen vom 22. 9. 1954 in Bad Segeberg und vom 16. 9. 1958 in Überlingen am Bodensee.

Die Verfasser von Arbeiten, die im Jahrbuch der Quartärvereinigung gedruckt werden sollen, werden gebeten, folgende Punkte zu beachten:

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig beschrieben sowie **völlig druckfertig**, an den Herausgeber: Prof. Dr. P. Woldstedt, Bonn, Argelanderstraße 118.

Autornamen (im Druck **KAPITÄLCHEN**): unterbrochen unterstrichen (z. B. K. Richter). Fossilnamen (im Druck *kursiv*) mit Schlangenlinie (Elephas antiquus). Einfache Unterstreichung: im Druck **gesperrt**.

Die Bildvorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig sein.

Zitierung im Text nur mit Autornamen und Jahr (z. B. L. Siegert 1921), gegebenenfalls unter Hinzufügung der Seite. Fußnoten — wenn solche wirklich nötig sind — fortlaufend numerieren. Alphabetisches Schriften-Verzeichnis am Ende der Abhandlung mit folgender Anordnung: Autorname, Vorname: Titel der Arbeit - Stelle, Bandzahl (arabische Zahl) doppelt unterstrichen (z. B. 33, im Druck **halbfett**). Erscheinungsort und Jahreszahl (es gilt das Erscheinungsjahr!) am Schluß.

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 sein (es muß sonst unter Umständen ein ganzer Absatz neu gesetzt werden). Änderungen des Textes nach erfolgtem Satz sind vom Autor zu bezahlen.

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau (14a) Ohringen

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 18 x 25 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 Bergwelt des Allgäus ganz erschließen wollen, sich dem Studium dieses Buches widmen.

Naturwissenschaftliche Rundschau Heft 1/52.

Dr. BERNHARD HAUFF: **Das Holzmadenbuch**

2. Auflage 1960

Die schönsten Versteinerungen im Schiefer des Schwarzen Jura
56 Seiten Text mit 6 Abb., 1 Fossiltafel sowie 80 Kunstdrucktafeln.
Ganzleinen DM 12.—

Aus der Fülle der Fossilien sind die wertvollsten ausgewählt und vorzüglich wiedergegeben. — Dieses Werk ist eine wesentliche Bereicherung der palaeontologischen Literatur.

Die Lebewelt unserer Trias

von Martin Schmidt

302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers
Ganzleinen DM 11.70, Nachtragsband 1938 DM 5.—

„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.