

# Eiszeitalter und Gegenwart

---

*Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung*

*Unter ständiger Mitwirkung von*

*F. FIRBAS - Göttingen*

*M. PFANNENSTIEL - Freiburg i. Br.*

*R. GRAHMANN - Koblenz*

*A. RUST - Ahrensburg*

*H. GROSS - Bamberg*

*H. SCHWABEDISSEN - Schleswig*

*C. TROLL - Bonn*

*herausgegeben von*

**PAUL WOLDSTEDT**

**SECHSTER BAND**

**MIT 66 ABBILDUNGEN IM TEXT**

1955

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 6</i>	<i>Seite 1-192</i>	<i>Ohringen/Württ. 15. Aug. 1955</i>
-----------------------------------	---------------	--------------------	--------------------------------------



# Deutsche Quartärvereinigung

Hannover, Wiesenstraße 72—74

Postscheckkonto: Hannover 45 303

Der Jahresbeitrag von 12.— DM ist möglichst bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf das obige Konto zu überweisen (nicht mehr auf das Konto Woldstedt).

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 **g e s p e r r t**.

Die Bildvorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig sein.

Zitierung im Text nur mit Autornamen und Jahr (z. B. L. Siebert 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.

# Eiszeitalter und Gegenwart

---

*Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung*

*Unter ständiger Mitwirkung von*

*F. FIRBAS - Göttingen*

*M. PFANNENSTIEL - Freiburg i. Br.*

*R. GRAHMANN - Koblenz*

*A. RUST - Ahrensburg*

*H. GROSS - Bamberg*

*H. SCHWABEDISSEN - Schleswig*

*C. TROLL - Bonn*

*herausgegeben von*

PAUL WOLDSTEDT

SECHSTER BAND

MIT 66 ABBILDUNGEN IM TEXT

1955

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 6</i>	<i>Seite 1-192</i>	<i>Ohringen/Württ. 15. Aug. 1955</i>
-----------------------------------	---------------	--------------------	--------------------------------------

*Gedruckt mit Unterstützung  
der Deutschen Forschungsgemeinschaft*

---

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

Schriftleitung dieses Bandes: H. Gross und P. Woldstedt

Für den Inhalt ihrer Arbeiten sind allein die Verfasser verantwortlich

Satz, Druck und Einband: Buchdruckerei H. Wolf, Ohringen



# INHALT

<b>A. Aufsätze</b>	Seite
<i>BAUER, ALBERT:</i> Über die in der heutigen Vergletscherung der Erde als Eis gebundene Wassermasse	60—70
<i>VON DER BRELIE, GÜNTHER:</i> Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 2. Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän	25—38
<i>EBERS, EDITH:</i> Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter	96—109
<i>GROSS, HUGO:</i> Weitere Beiträge zur Kenntnis des Spätglazials	110—115
<i>HALLIK, R.:</i> Über eine Verlandungsfolge weichsel-interstadialen Alters in Harksheide bei Hamburg	116—124
<i>HÖHL, GUDRUN:</i> Die untere Grenze von Strukturbodenformen in den Gurktaler und Seetaler Alpen	125—132
<i>JASPERSEN, PAUL:</i> Über Schmelzvorgang und Wärmehaushalt im Zentralgebiet des Inlandeises	71—74
<i>KOLUMBE, ERICH:</i> Über interglaziale und interstadiale Bildungen von Loopstedt am Haddebyer Noor bei Schleswig	39—40
<i>KRAUS, E.:</i> Zur Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode	75—95

	Seite
<i>MUSIL, RUDOLF und VALOCH, KAREL:</i>	
Über die Erforschung der Lössе in der Umgebung von Brünn (Brno) in Mähren	148—151
<i>POLUTOFF, N.:</i>	
Das Mammut von Taimyr	152—158
<i>REIN, ULRICH:</i>	
Die pollenstratigraphische Gliederung des Plei- stozäns in Nordwestdeutschland 1. Die Pollen- stratigraphie im älteren Pleistozän	16—24
<i>SCHENK, ERWIN:</i>	
Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydratationsvorgänge im Boden	170—184
<i>SCHMITZ, HEINZ:</i>	
Die pollenanalytische Gliederung des Postglazials im nordwestdeutschen Flachland	52—59
<i>SCHÖNHALS, ERNST:</i>	
Kennzahlen für den Feinheitsgrad des Lösses	133—147
<i>SCHÜTRUMPF, R.:</i>	
Das Spätglazial	41—51
<i>SCHWABEDISSEN, HERMANN:</i>	
Zur Auswertung steinzeitlicher Oberflächenfund- plätze	159—169
<i>WEYL, R., REIN, U., TEICHMÜLLER, M.:</i>	
Das Alter des Sylter Kaolinsandes	5—15
<b>B. Buchbesprechungen</b>	185—190
<b>C. Bericht über die Tätigkeit der Deutschen Quartär- vereinigung</b>	190—192



## Das Alter des Sylter Kaolinsandes

VON RICHARD WEYL, Kiel (I u. II), ULRICH REIN, Krefeld (III)  
und MARLIES TEICHMÜLLER, Krefeld (IV)

Mit 2 Abb.

**Zusammenfassung.** Aus den Profilen des Kaolinsandes am Morsum-Kliff und am Roten Kliff auf Sylt wurden 2 Braunkohlenflöze von je 1 m Mächtigkeit pollenstratigraphisch und die Begleitschichten sedimentpetrographisch untersucht. Bei einem Vergleich der Pollenzusammensetzung mit anderen Horizonten aus dem mittleren Pliozän bis zum mittleren Pleistozän in Nordwestdeutschland zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit der oberpliozänen Reuverstufe. Auch alle vorhergehenden pollenanalytischen Untersuchungen von Braunkohlenproben aus den Kaolinsanden kamen zu dem gleichen Resultat. Es bleibt somit bei der Stellung des Kaolinsandes im Oberpliozän. Daher muß die von D. WIRTZ und H. ILLIES vorgenommene Neudatierung des Tertiärprofils am Morsum-Kliff als hinfällig gelten. Auch sind die Überlegungen über die Lage der Plio-Pleistozängrenze auf der Insel Sylt zu revidieren. Die Verwitterung der Kaolinsande hat mit Sicherheit vor der Elster-Vereisung (Mindel) und aller Wahrscheinlichkeit nach im allerjüngsten Pliozän stattgefunden. Im Profil des Roten Kliffs ist der Schwermineralbestand in den tonigen Lagen vor einer nachträglichen Verwitterungsauslese geschützt geblieben.

Damit sind gewisse Unterschiede in der Mineral-Assoziation zu erklären. Zum Alter des Limonitsandsteins im Sylter Profil kann auf Grund der vorliegenden Untersuchung keine Stellung genommen werden.

**Summary.** Pollen-stratigraphical studies of 2 brown coal seams of about 1 metre thickness have been made. The seams occur in the profiles of Kaolin Sand in the Morsum Cliff and in the Red Cliff at Sylt. The accompanying strata have been examined by sedimentary petrographic methods. After comparing the pollen composition here with that of other horizons from the Middle Pliocene to the Middle Pleistocene, a large agreement has been found with the flora of the Upper Pliocene Reuver Stage. All the pollen analyses of the Kaolin Sand samples gave the same result. The age of these sands thus remains Upper Pliocene. This means that the conclusions of D. WIRTZ and H. ILLIES as to the age of the Tertiary profile at Morsum Cliff must be revised. Their ideas of the position of the Pliocene-Pleistocene boundary at Sylt should also be reconsidered. The weathering of the Kaolin Sand occurred certainly before the Elster Glaciation (Mindel) and most probably in the very youngest Pliocene. In the profile at Red Cliff the heavy mineral content of the clay deposits has remained, due to subsequent preferential weathering effects. Certain differences in the mineral associations may be explained by this fact. On the basis of the above examinations no age can be given for the limonitic sandstone in the Sylt profile.

### I. Einleitung und Fragestellung

In einer Reihe von Arbeiten haben WIRTZ und ILLIES (WIRTZ 1949, WIRTZ & ILLIES 1951a, 1951b) versucht, das bekannte Jungtertiär-Profil des Morsumkliffs auf Sylt neu zu datieren, um damit ein Standardprofil für die Festlegung der Plio-Pleistozängrenze in Nordwestdeutschland zu geben. WIRTZ (1949) kam durch eine Revision der Fauna des Limonitsandsteins zu der Auffassung, daß dieser dem höchsten Pliozän angehöre und mit dem Waltonian Ostenglands zu parallelisieren sei. Auf Grund dieser Einstufung und lithologischer Erwägungen entwickelten sodann WIRTZ & ILLIES (1951a, 1951b) die Vorstellung, daß die über dem Limonitsandstein folgende sandige Serie, die sie in einen ästuarinen Feinsand und den hangenden Kaolinsand untergliederten, das tiefere Alt-Pleistozän vertrete und mit der englischen Schichtfolge vom jüngeren Red Crag bis zum Cromer Forest Bed zu parallelisieren sei.

Gegen diese Deutung des Profils vom Morsumkliff wurden jedoch Bedenken laut: WOLDSTEDT (1950) mahnte auf Grund der Pollenuntersuchungen THOMSON's (1948) an Braunkohlen aus dem Hangenden des Sylter Limonitsandsteins zur Vorsicht und forderte neue Untersuchungen, um eine Klärung der Frage der ältesten Kaltzeit und einer ältesten Interglazialzeit in Nordwestdeutschland herbeizuführen. DIETZ & HECK (1952b)

verwiesen auf die Pollenuntersuchungen THIERGART's (1944) an einem Saprohumolith im höheren Kaolinsand des Roten Kliffs und auf die von v. d. BRELIE & REIN (1951) ausgeführten Pollenuntersuchungen an Braunkohleflözen des Nord- und Weststrandes der Insel, die auf ein pliozänes Alter der Braunkohlen hinweisen, so daß sie keinen Grund sahen, die frühere Gliederung des Sylter Tertiärs aufzugeben, derzufolge der Kaolinsand dem Oberpliozän angehört. WEYL (1952) äußerte auf Grund der sehr starken, *in situ* erfolgten Verwitterungserscheinungen im Kaolinsand Bedenken gegen ihr pleistozänes Alter, da diese kein Analogon in anderen Ablagerungen entsprechenden Alters hätten.

Im gleichen Jahre legte THOMSON (1952) das Ergebnis der pollenanalytischen Untersuchung an einer Braunkohlenprobe vom Roten Kliff im Archiv des Amtes für Bodenforschung, Landesstelle für Nordrhein-Westfalen nieder, die er dankenswerterweise neuerdings auch der Öffentlichkeit zugänglich gemacht hat (THOMSON 1955). Hierin bestätigt er das Ergebnis seiner früheren Untersuchungen, denen gemäß die Kohlen der Reuver-Stufe angehören.

Eine Klärung der Altersfrage des Sylter Kaolinsandes erscheint daher nur möglich, wenn neues Beobachtungsmaterial bereitgestellt wird, das vor allem aus einer pollenanalytischen Untersuchung der dem Kaolinsand eingelagerten Braunkohlenflöze zu erhoffen war. Diese Flöze sind zwar sowohl vom Morsumkliff wie vom Roten Kliff altbekannt, liegen jedoch meist unter Abrutschmassen verborgen, so daß sie auch WIRTZ & ILLIES zur Zeit ihrer Untersuchungen nicht zugänglich waren. Infolge der Frühjahrsstürme waren sie jedoch im März des Jahres 1954 angeschnitten und konnten anlässlich einer Exkursion des Geol.-Pal. Institutes der Universität Kiel aufgedeckt werden.<sup>1)</sup> Damit war es möglich, frisches, dem Schichtenverband entnommenes Material der pollenanalytischen Untersuchung zuzuführen, über die in Abschnitt III berichtet wird.

## II. Profilbeschreibung und Sedimentologie der Begleitschichten

Das am Morsumkliff freigelegte Braunkohlenflöz steht ca. 300 m westlich des „Pegels“ und 100 m W des sog. Walfschrückens an. Es war an der Basis des bewachsenen toten Kliffs auf eine Länge von 35—40 m freigelegt. Zum Erfassen des Liegenden wurde ein Schurf angelegt. Das Profil stellt sich wie folgt dar:

Kaolinsand	über 4,00 m mächtig, z. T. verrutscht
Braunkohle	1,00 m
Tonband	0,04 m
Kaolinsand	(Liegendes)

Am Roten Kliff liegt das Flöz am Klifffuß an der auf der Geologischen Karte (DIETZ & HECK 1952a) durch die Signatur „plfs“ gekennzeichneten Stelle. Es war auf ca. 30 m Länge aus dem Schuttfuß des Kliffs freigespült und konnte durch einen Schurf bis auf das Liegende erschlossen werden. Das Profil stellt sich wie folgt dar:

Geschiebelehm (saaleiszeitlich)	ca. 9,00 m
Kaolinsand	ca. 6,00 m
grauer Ton	0,10 m
Braunkohlenflöz	1,00 m

<sup>1)</sup> Magnifizenz HOFMANN sei bei dieser Gelegenheit für die finanzielle Unterstützung der Exkursion gedankt. An den Aufgrabungen beteiligten sich die Herren cand. geol. ERKWOH, HOFMANN und PIELES, denen für ihre Mitwirkung ebenso gedankt sei wie Herrn cand. geol. HOFMANN für die Hilfe bei der sedimenpetrographischen Untersuchung der Sande.

Das Ergebnis vorliegender Arbeit wurde im September 1954 auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung von U. REIN vorgetragen.



brauner Ton	0,10 m
gelber Sand	0,08 m
gelber Ton	0,06 m
gelber Sand	0,04 m
weißer Kaolinsand	Liegendes

Zur näheren Kennzeichnung der liegenden und hangenden Begleitschichten der Flöze wurden Schwermineraluntersuchungen vorgenommen, da aus dem Zustand der Schwermineralgesellschaft Zweifel an der Einstufung der Kaolinsande in das Pleistozän erwachsen waren (WEYL 1952).

Frühere Untersuchungen hatten gezeigt, daß die Kaolinsande eine an instabilen Mineralen verarmte Schwermineralassoziation aufweisen (WETZEL 1931), daß aber in manchen Horizonten, vor allem solchen, die durch ihre Zusammensetzung oder Verkittung den Verwitterungslösungen weniger zugänglich gewesen waren, die volle Schwermineralassoziation der fennoskandischen Schüttungen mit Hornblende, Epidot, metamorphen und stabilen Mineralen enthalten ist. Hieraus war die Vorstellung entwickelt worden (WEYL 1952), daß die Verarmung der Kaolinsande an Schwermineralen auf eine sehr intensive Verwitterung *in situ* zurückzuführen sei, die schwer mit den klimatischen Verhältnissen des Pleistozäns in Übereinstimmung gebracht werden kann, zumal sie in anderen ältest-pleistozänen Sedimenten Mitteleuropas vermißt wurde.

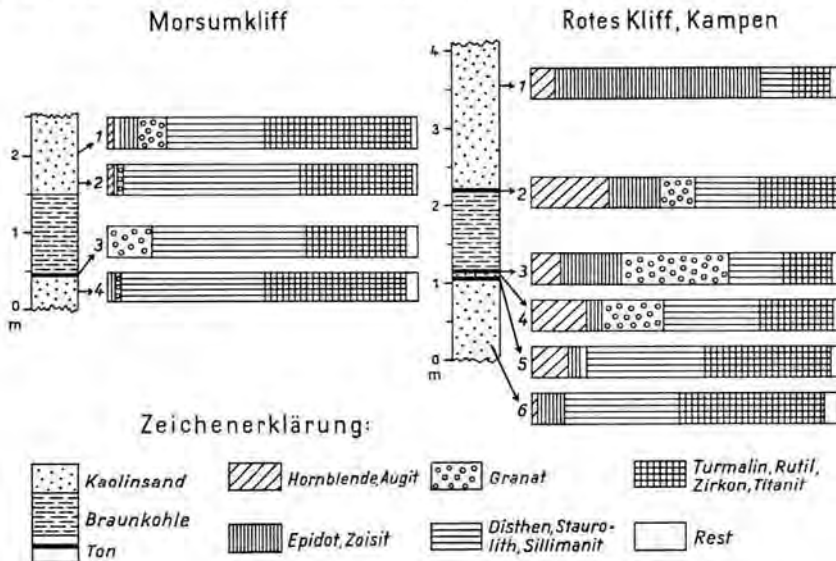


Abb. 1. Profil der Sylter Braunkohlenvorkommen und Schwermineraldiagramm ihrer Begleitschichten.

In Übereinstimmung mit einer späteren Untersuchung CROMMELIN's (1954) war festgestellt worden, daß Granat in den Kaolinsanden Sylts in nur geringen Mengen enthalten sei, wodurch sich diese von den Vorkommen im Raume der Niederelbe und Oldenburgs unterscheiden.

Die Schwermineralassoziationen in den Sanden über und unter dem Braunkohlenflöz des Morsumkliffs entsprechen weitgehend dem bisherigen Bilde und sind durch das Vorherrschen der metamorphen Minerale Disthen, Staurolith, Sillimanit und der stabilen Minerale Turmalin, Rutil, Zirkon und Titanit charakterisiert. Abweichend von dem bisherigen Bilde ist ein Granatgehalt bis zu 13% der durchsichtigen Schwerminerale.

Ganz anders stellt sich die Schwermineralverteilung in dem Profil von Kampen dar: Während der 40 cm unter dem Flöz entnommene Sand die gleiche Assoziation metamorpher und stabiler Minerale aufweist wie das Profil am Morsumkliff, finden wir in den Tonen über und unter dem Flöz sowie in der zwischen den beiden Tonbänkchen liegenden Sandschicht reichlich Hornblende, Granat und Epidot, während der 2 m über dem Flöz entnommene Sand durch eine starke Epidotvormacht gekennzeichnet ist. Wie sind diese verschiedenartigen Schwermineralassoziationen zu deuten?

Bei der schon durch ihren Geröllbestand ausgewiesenen Herkunft der Kaolinsande aus Fennoskandia und dem langen Transportweg des Materiales mit der Möglichkeit weitgehender Homogenisierung des Mineralbestandes dürfte die Annahme verschiedener „Schüttungen“ erhebliche Schwierigkeiten bereiten, zumal die untersuchten Sedimente im gleichen Profil unmittelbar übereinander liegen. Eine mechanische Sonderung im fließenden Wasser auf Grund des spezifischen Gewichtes, die sich in den altbekannten Erzseifen des Kaolinsandes anzeigt, könnte für unterschiedliche Schwermineralgesellschaften verantwortlich gemacht werden, wenn nicht ausgerechnet diejenigen Minerale gemeinsam zunehmen, die sich durch unterschiedliches Sortierungsverhalten auszeichnen: Hornblende und Granat.

Einen Hinweis auf das Zustandekommen der verschiedenen Mineralassoziationen gibt der Zustand der Hornblenden, ausgedrückt in einem Ätz- und Bleichwert im Sinne von WEYL 1952: In den hornblendearmen Schichten sind die wenigen vorhandenen Hornblenden stark geätzt und weisen die charakteristischen Hahnenkämme auf, auch überwiegen farblose und zart gefärbte Körner. In den hornblendereichen Lagen dagegen sind die Hornblenden dunkel gefärbt und lassen keine oder nur sehr schwache Ätzspuren erkennen. Auffallend ist fernerhin, daß ausgerechnet die Tone und die von Tonen eingeschlossene Sandlage reichlich Hornblende und sogar frische Pyroxene enthalten, also diejenigen Minerale, die nach der Stabilitätsreihe der Oberflächenverwitterung (WIESENER 1953) zu den instabilsten Mineralen zu rechnen sind.

Es darf also wohl in Übereinstimmung mit früheren Beobachtungen und Feststellungen an den Kaolinsanden anderer Fundorte (WEYL 1952, 1953) angenommen werden, daß in dem Kampener Profil in den tonigen Lagen der Schwermineralbestand vor einer nachträglichen Verwitterungsauslese geschützt blieb und sich so die Garnitur eines „Vollsandes“ im Sinne WIESENER's (1953) erhielt. Die Herausbildung eines Epidotmaximums im hangenden Sande steht nach den Beobachtungen WIESENER's und eigenen Feststellungen mit dieser Deutung in Einklang, da es auf Grund der relativen Stabilität des Epidotes zur Herausbildung mehr oder minder reiner Epidotassoziationen kommen kann.

Auf eine Schwierigkeit dieser Deutung sei jedoch hingewiesen: Während bei der Schwermineralauslese durch Verwitterung der Granat üblicherweise mehr oder minder stark ausgeprägte Ätzformen aufweist, ist er in den vorliegenden Proben bis auf Ätzgruben bemerkenswert frisch. Der hohe Granatgehalt ergänzt auf jeden Fall das bisherige Bild der Sylter Schwermineralassoziation, da er bisher nicht bekannt war (CROMMELIN 1954).

Der Zeitpunkt der Verwitterung des Kaolinsandes ergibt sich aus dem Zustande der nächstjüngeren Ablagerung, der in die Elstervereisung gestellten Sande des Roten Kliffs: Schon WETZEL (1937) wies darauf hin, daß in ihm instabile Minerale reichlich enthalten sind, und die Nachuntersuchung einer neu entnommenen Probe ergab einen erheblichen Anteil völlig frischer dunkler Hornblenden. Demnach hat also die den Kaolinsand charakterisierende Verwitterung vor der Ablagerung der elstereiszeitlichen Kiese stattgefunden. Eine weitere Einengung der Verwitterungszeit ist allerdings nach dem vorliegenden Material nicht möglich.



Tabelle 1  
Schwerminerale in den Begleitschichten  
der Sylter Braunkohlenflöze

	Erz <sup>1)</sup>	Augite	Hornblenden	Epidot	Zoisit	Granat	Dischen	Sauroolith	Sillimanit	Vesuvian	Andalusit	Topas	Turmalin	Zirkon	Rutil	Anatas	Titanit
<b>I. Morsumkliff</b>																	
M 1) Kaolinsand, 50 cm über Flöz	540	—	2	7	—	10	15	11	6	—	—	1	6	15	16	—	11
M 2) Kaolinsand, 10 cm über Flöz	210	—	1	2	—	2	25	23	9	—	—	1	9	5	14	—	9
Braunkohle 100 cm																	
M 3) sandiger Ton	350	—	—	1	—	13	25	16	9	1	2	1	9	7	9	—	7
M 4) Kaolinsand 30 cm unter Flöz	350	—	—	2	—	2	23	18	6	—	2	2	7	11	14	—	13
<b>II. Rotes Kliff bei Kampen</b>																	
K 1) Kaolinsand 2 m über Flöz	115	1	7	64	2	+	7	3	1	1	—	+	4	+	4	3	+
K 2) Ton unmittel- bar über Flöz	210	—	26	16	—	11	16	5	—	—	—	—	—	5	16	—	5
Braunkohle 100 cm																	
K 3) Brauner Ton unmittelb. unt. Flöz	200	2	8	20	—	34	5	10	2	2	—	—	13	2	2	—	—
K 4) Sandlinse 10 cm unter Flöz	155	2	16	5	—	20	11	11	9	—	1	1	4	4	15	—	1
K 5) Unterer gelber Ton	320	1	12	4	—	1	22	5	11	—	2	—	27	3	5	4	3
K 6) Kaolinsand 40 cm unter Flöz	205	—	2	5	2	1	19	9	9	—	4	3	23	10	10	—	3

Tabelle 2

Ätz- und Bleichwerte der Hornblende im Kampener Profil

	Ätzwert	Bleichwert
K 1	28	46
K 2	10	10
K 3	0	0
K 4	8	8
K 5	21	23
K 6	69	80

<sup>1)</sup> Der Anteil der opaken Minerale ist auf 100% durchsichtige bezogen.

### III. Pollenanalytische Untersuchungen der Braunkohlenflöze

Obwohl schon mehrfach mikroskopische Untersuchungen an pollenführenden Horizonten des Sylter Kaolinsandes durchgeführt worden sind (F. THIERGART 1944, P. W. THOMSON 1948, S. 367, und G. v. D. BRELIE & U. REIN 1951 in C. DIETZ & H.-L. HECK 1952b, S. 52-53), war eine weitere Bearbeitung notwendig geworden. In den Kaolinsanden treten offensichtlich mehrere Lagen von Braunkohlen bzw. Sapromoliten in maximaler Mächtigkeit bis zu 1 m und in geringer Ausdehnung auf. Die pollenanaly-

tische Untersuchung hatte sich bisher nur auf einzelne Proben aus diesen Horizonten am Roten Kliff und auf unorientierte Braunkohlengerölle vom Strande beschränken müssen. Auch eine weitere, 1954 noch nicht veröffentlichte Pollenanalyse und Ausdeutung von P. W. THOMSON (1952) befaßte sich nur mit Einzelproben aus einem im Roten Kliff aufgeschlossenen Flöz.

Es hatten zwar alle Bearbeiter festgestellt, daß die Pollenzusammensetzung in diesen Proben eindeutig auf ein pliozänes Alter der Bildungen hinweist, doch ergab sich durch die im Frühjahr 1954 gewonnene Serie von 10 Proben über 1 m Flözmächtigkeit am Roten Kliff die Möglichkeit, die Entwicklung der Pollenzusammensetzung in diesem Bildungszeitraum im Diagramm festzuhalten und näher zu studieren. Damit konnten sich vielleicht Einblicke in etwa vorhandene fazielle Unterschiede bei den Braunkohlen- und Sapromolithbildungen sowie Anzeichen für kurzfristige jungpliozäne Klimaschwankungen ergeben. Diese Frage stand im Zusammenhang mit dem gleichfalls mit 10 Proben zu je 10 cm belegten Flöz im Morsum-Kliff, das bis dahin pollenanalytisch noch garnicht untersucht worden war, und mit dessen Beziehungen zu dem 12 km entfernten Flöz im Roten Kliff. Schließlich waren in den letzten Jahren die mittel- bis jungpliozänen Ablagerungen (P. W. THOMSON & H. GREBE 1951), die plio-pleistozänen Grenzschichten (U. REIN 1951, G. v. D. BRELIE & U. REIN 1952, I. M. VAN DER VLEEK & F. FLORSCHÜTZ 1953) und die ältesten Interglazialschichten in NW-Deutschland und Großbritannien (H. KARRENBERG & U. REIN 1951, P. W. THOMSON in WOLDSTEDT 1951, S. 623—624 und G. LÜTTIG & U. REIN 1954) an mehreren Lokalitäten bearbeitet worden, so daß sich ein einwandfreier pollenstratigraphischer Vergleich mit den Flözen im Kaolinsand ergeben konnte.

Von dem im Morsum-Kliff freigelegten 1 m mächtigen Braunkohlenflöz wurden 10 Mischproben über je 10 cm Profil pollenanalytisch untersucht<sup>2)</sup>. Die hierbei beobachteten Sporomorphen und ihr prozentualer Anteil an der Zusammensetzung sind für jede Probe innerhalb eines Diagramms (oberer Teil der Abb. 2) zur Darstellung gebracht worden. Es wurden für jede Probe 100 Baumpollen und die auf der gleichen Zählfläche liegenden Nichtbaumpollen bestimmt. Da bei diesen jungtertiären Sporomorphen die Identität bzw. nahe Verwandtschaft mit rezenten Gattungen und Arten gegeben zu sein scheint, wurden bei mehreren Pollentypen die entsprechenden Hinweise hinzugefügt.

Die Zusammensetzung der Sporomorphen ist innerhalb des Flözes verhältnismäßig gleichbleibend. In allen Proben tritt der hohe Anteil an *Poll. polyformosus* THIERG. (*Sequoia*), *Poll. dubius* R. POT. & VEN. (*Cupressineae*) und *Poll. serratus* R. POT. & VEN. (*Sciadopitys*) als Charakteristikum hervor. Außerdem sind *Poll. hiatus* R. POT. (*Taxodium*), *Poll. megaexactus* R. POT. (*Cyrillaceae*), *Poll. iliacus* und *Poll. margaritatus* R. POT. (*Ilex*), *Poll. kruschi* R. POT. (*Nyssaceae*) und *Poll. vestibulum* R. POT. (*Symplocaceae*) in geringen Mengen oder sporadisch vorhanden. Alle genannten Sporomorphen sind wichtige Elemente des jüngsten Tertiärs in Mitteleuropa und werden hier von der Plio-Pleistozängrenze ab, d. h. schon im ältesten Interglazialkomplex von Tegel, nicht mehr beobachtet. Der Anteil an *Poll. microalatus* R. POT., d. h. dem tertiären *Pinus haploxyton*-Typ (RUDOLPH), beträgt noch 5 bis 10%, wie dies z. B. für Ablagerungen der pliozänen Reuverstufe üblich ist. Weiterhin vorhandene tertiäre Pollenelemente wie *Poll. igniculus* R. POT. (*Tsuga diversifolia*-Typ (RUDOLPH) und *Poll. viridifluminipites* (WODHOUSE) = „*Spor. macroserratus* WOLFF“ (*Tsuga canadensis*-Typ RUDOLPH), *Poll. simplex* R. POT. & VEN. (*Carya*), *Poll. stellatus* R. POT. & VEN. (*Pterocarya*), *Poll. cingulum* R. POT. (*Castanea*-Typ) und *Poll. undulosus* WOLFF (Ul-

<sup>2)</sup> Die pollenanalytische Untersuchung wurde im Amt für Bodenforschung, Krefeld, durchgeführt, wobei Fräulein A. MÜCKENHAUSEN dankenswerterweise die mikroskopischen Arbeiten übernahm.

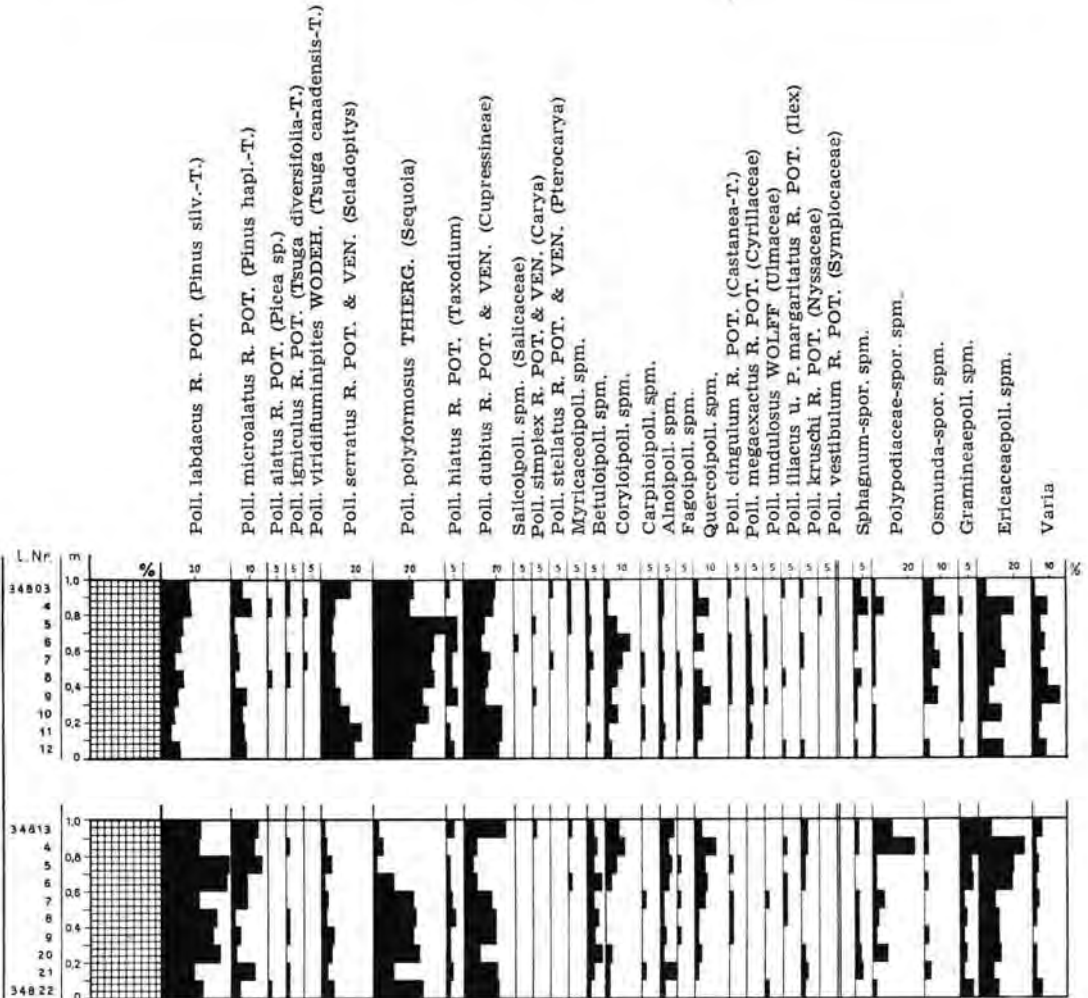


Abb. 2. Diagramm der Pollenzusammensetzung in den Braunkohlenflözen des Kaolinsandes im Morsum Kliff (oberer Teil der Abb.) und im Roten Kliff auf Sylt (unterer Teil der Abb.).

*maceae*) treten zwar in sehr geringen Mengen noch nach der Pollenverarmung an der Plio-Pleistozängrenze, also im Tegelenkomplex auf, doch ist das relativ zahlreiche und gemeinsame Vorkommen für eine Bildung des jüngeren Pliozäns typisch. Da *Fagoipoll. spm.* auch noch im Ton von Tegelen (U. REIN 1950) sowie im Crömer-Interglazial von Bilshausen (G. LÜTTIG & U. REIN 1954) gefunden wurde und erst in den jüngeren Interglazialen NW-Deutschlands nicht mehr zurückwandert, ist in der Anwesenheit dieses Pollentyps im Flöz des Kaolinsandes kein genauer stratigraphischer Hinweis gegeben.

Auch im Roten Kliff war zwischen Kampen und Wenningstedt ein 1 m mächtiges Braunkohlenflöz von der Sturmflut z. T. freigelegt worden. Nach der Anlage eines Schurfes hatte man hier ebenfalls 10 Mischproben entnehmen können. Das Ergebnis der pollenanalytischen Untersuchung ist im unteren Teil der Abb. 2 entsprechend der Lage der einzelnen Proben im Profil als Diagramm aufgetragen worden. Die hier auftretenden Pollentypen sind die gleichen, wie sie im Flöz des Morsum-Kliffs beob-

achtet und im wesentlichen auch schon von den früheren Bearbeitern der Einzelproben aus dieser und anderen Lagen im Kaolinsand des Roten Kliffs bzw. aus Braunkohlengeröllen vom Strand beschrieben worden sind. Ein Unterschied liegt allerdings gegenüber dem Profil am Morsum-Kliff insofern vor, als der Anteil von *Poll. labdacus* R. Pot. (*Pinus silvestris*-Typ) und auch von *Poll. microalatus* R. Pot. (*Pinus haploxylon*-Typ) auf Kosten von verringertem Auftreten von *Sciadopitys*, *Sequoia* und *Cupressineae* wesentlich größer ist.

Insgesamt ist das gleiche Bild einer jungpliozänen Pollenzusammensetzung zu erkennen, wie es in absolut ähnlicher Ausprägung aus den Ablagerungen der Reuver-Stufe z. B. in stratigraphisch gesicherten Profilen unter dem hangenden „ältesten Diluvialschotter“ aus dem deutsch-holländischen Grenzgebiet von U. REIN (1951), G. v. d. BRELIE & U. REIN (1952) und I. M. v. d. VLERK & F. FLORSCHÜTZ (1953) beschrieben worden ist.

Bei einem Vergleich aller bisher bekanntgewordenen Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchung von F. THIERGART 1944 (6 Flözproben), P. W. THOMSON 1948 (1 Flözprobe), G. v. d. BRELIE & U. REIN 1951 (8 Geröllproben) und P. W. THOMSON 1952 (1 Flözprobe) mit der vorliegenden Bearbeitung am Roten Kliff zeigt sich über den in allen Fällen herausgestellten jungpliozänen Charakter der Pollenzusammensetzung hinaus eine Vorherrschaft des *Pinaceen*-Pollens. Gegenüber diesem verhältnismäßig einheitlichen Bild der Pollenführung im Kaolinsand des Roten Kliffs am Westrand von Sylt enthält das Flöz des Morsum-Kliffs einen wesentlich höheren Prozentsatz an *Sciadopitys*, *Sequoia* und *Cupressineae*. Aus Mangel an vergleichbaren Profilen ist z. Z. die Frage noch nicht zu klären, ob hierin nur ein fazieller Unterschied oder auch eine zeitbedingte Differenzierung zu sehen ist. Da die drei zuletztgenannten Sporomorphentypen an der Plio-Pleistozängrenze ganz verschwinden, ist man zunächst eher geneigt, ihr stärkeres Auftreten in den pollenführenden Horizonten am Morsum-Kliff mit einem etwas höheren Alter in Zusammenhang zu bringen.

#### IV. Zur Petrographie und Fazies der pliozänen Flöze am Roten Kliff und Morsum Kliff auf Sylt

Bei der pollenanalytischen Untersuchung der im Sylter Kaolinsand auftretenden Flöze durch REIN (s. Abschn. III) hatte sich die Frage ergeben, ob die verschiedene Pollenführung der am Roten Kliff und Morsum Kliff aufgeschlossenen Braunkohlen auf fazielle Unterschiede der Torfbildung zurückgeht.

Aus diesem Grund bat mich Herr Dr. REIN um eine kohlenpetrographische Untersuchung der für die Pollenanalyse entnommenen Flözproben. Da es sich hierbei um von 10 zu 10 cm entnommene Schlitzproben handelte, konnten die zusammenhängenden 1 m mächtigen Flözprofile in Form von Stückschliffen nicht untersucht werden. Es wurden daher repräsentative Körnerschliffe der einzelnen Schlitzproben angefertigt und im senkrecht auffallenden Licht mit und ohne Ölimmersion studiert. Außerdem wurde von den verschiedenen Faziestypen je ein Dünnschliff untersucht.

##### 1. Das Flöz am Roten Kliff

Bei der petrographischen Untersuchung zeigte sich sehr bald, daß man am Roten Kliff von „Kohle“ eigentlich nicht sprechen kann, da das Flöz außerordentlich reich ist an mineralischen Einschwemmungen. Dementsprechend ergab eine Aschenbestimmung der Lage bei 20–30 Flözcentimeter 56,9% Asche. Der Hauptteil der mineralischen Substanz ist tonig. Schichtweise, besonders bei 20 bis 40 cm ist stärkere Sandführung zu beobachten.



Die organische Substanz des Flöztes ist vorwiegend humos (vitrinitisch). Sie liegt als feiner Detritus vor, der mit dem Ton innig vermischt ist. Gelegentlich, besonders bei 70—80 cm und unmittelbar unter dem Hangenden, kommen etwas breitere Vitritlagen (ca. 0,1 mm) vor, die in sich vergelt sind und jeweils einem größeren Pflanzenteil (Stengel, Blatt) entsprechen. Fusinit ist sehr selten. Pilzsporen und -gewebe wurden vereinzelt beobachtet. Pyrit kommt nur ganz untergeordnet in der Lage 80—90 cm über dem Liegenden vor. Von 80 cm an aufwärts wurden Einlagerungen eines sehr feinen Tonminerals mit Innenreflexen beobachtet. Wahrscheinlich handelt es sich um reinen Kaolinit.

Das gesamte Flöz zeigt ausgesprochene Mikroschichtung und innige Verzahnung von toniger mit kohligter Komponente. Eine relativ kohlereiche Lage bei 50—60 cm mit feinsten Mikroschichtung erinnert an Kämmelkohlen oder ähnliche Schlammablagerungen. Zweifellos ist das gesamte Flöz subaquatisch abgelagert, also eine Schlammablagerung und keine Torfbildung im engeren Sinne. Hiermit im Einklang steht der hohe Tongehalt.

Im Gegensatz zu dem Flöz am Morsum Kliff, das größtenteils aus einem gewachsenen autochthonen Riedtorf entstanden ist (s. u.), geht die kohlige Substanz des Flöztes am Roten Kliff offenbar auf Einschwemmungen von Pflanzendetritus aus der Nachbarschaft des Flözbildungsraumes zurück.

## 2. Das Flöz am Morsum Kliff

Das am Morsum Kliff aufgeschlossene Flöz unterscheidet sich petrographisch und faziell wesentlich von dem Flöz des Roten Kliffs. Am Morsum Kliff handelte es sich um Kohle, insofern, als hier die mineralische Komponente stärker zurücktritt. Die Kurzanalyse einer lufttrockenen Probe aus dem hangenden Flözteil (70—80 cm) ergab:

10,5%	Wasser
10,9%	Asche
45,2%	flüchtige Bestandteile (57,5% wasser-, aschefrei)
33,4%	gebundener Kohlenstoff
100,0%	

Bei 20—30 Flözcentimeter wurde 18,4% Asche festgestellt, bei 90—100 Flözcentimeter 18,8% Asche.

Die mikroskopische Untersuchung der von 10 zu 10 cm entnommenen Schlitzproben zeigte deutliche Fazieswechsel im Aufbau des Flöztes.

Die untersten 10 cm des Flöztes haben größtenteils Schwemmtorf-Charakter. Hier finden sich — wohl schon im Torfstadium — umgelagerte eckige Braunkohlenstückchen, größtenteils mit gut erhaltenen humosen Pflanzengewebe. Die Bröckchen sind meist kleiner als 1 mm. Daneben treten Reste von eingeschwemmten, z. T. harzföhrnden Hölzern auf. Stellenweise sind Harzkörner seifenartig angereichert. Auch andere widerstandsfähige Bestandteile, wie Fusinit und Pilzsklerotien, sind relativ häufig. Der Reichtum an Kutikulen deutet darauf, daß viele Blätter abgelagert wurden. In der Schlitzprobe 0—10 cm fanden sich neben den Ablagerungen in bewegtem Wasser mit ihren umgelagerten Torf- und Holzstückchen auch Brocken einer feingeschichteten humosen Gytta mit reichlich Protobitumen. Ein höherer Gehalt an konkretionärem Pyrit im untersten Flözteil deutet auf spätere anaerobe Zersetzungsverhältnisse.

Die folgenden 10 Flözcentimeter (10—20 cm) repräsentieren wohl einen humosen Schlamm, der in einem Röhricht abgelagert wurde. Die Ablagerung ist relativ tonreich, führt viel Protobitumen und zeigt vielfach ausgesprochene Mikroschichtung. Gut erhaltene humose Gewebe treten zurück gegen-

über einem feinteiligen humosen Detritus. Auffallend ist das Vorkommen toniger Substanz (offenbar Kaolinit) auf Spalten.

Die nächsten 20 Flözcentimeter (20—40 cm) enthalten praktisch keine zusammenhängenden Pflanzengewebe mehr. Die Kohle besteht hier aus einem äußerst feinen, relativ locker gepackten Detritus, in den feinste Fusinitzsplitter und zahlreiche Protobitumen eingebettet sind. Stellenweise sind Pyritkonkretionen häufig und ist eine Feinschichtung angedeutet. Der Tongehalt wird nach oben zu stärker. Zwischen 30 und 40 Flözcentimeter wurden auch umgelagerte Tonbröckchen beobachtet.

Von 40 cm an aufwärts bis zum Hangenden ist das Flöz petrographisch ziemlich einheitlich aufgebaut. In einem humosen Detritus, der wesentlich gröber ist als der der Lage von 20—40 cm, kommen auffallend viel Fusinit, Resinit u. a. widerstandsfähige Bestandteile (z. B. Pilzsporen) vor. Humose Gewebe treten zurück. In den obersten 20 Zentimetern unter dem Hangenden nimmt der Tongehalt zu, was ja auch aus dem Vergleich der Aschengehalte hervorgeht (bei 70—80 cm : 10,9% Asche, bei 90—100 cm : 18,8% Asche). Hier treten stärkere Kaolinpartien auf. Insgesamt dürfte die obere Flözhälfte die Ablagerungen eines Riedmoores repräsentieren.

Nach diesen petrographischen Beobachtungen hat die Flözbildung am Morsum Kliff offenbar mit der Ablagerung verschwemmter Pflanzenteile und Torfstücke begonnen (0—10 cm). Bald stellten sich Stillwasser-Bedingungen ein, bei denen sich Gytten ablagern konnten. Röhricht- und Riedpflanzen siedelten sich an und trugen nicht und mehr zur Schlamm- bzw. Torfbildung bei. Zeitweise, besonders zum Schluß der Torfbildung, wurde das Moor in stärkerem Maße überschwemmt, so daß sich reichlich Ton absetzte.

Zur Bildung eines Waldmoores ist es offenbar auch am Morsum Kliff nicht gekommen. Die zahlreichen, von REIN festgestellten Baumpollen, insbesondere von *Sequoia*, *Taxodium* und *Sciadopitys* müssen eingeweht sein, denn nirgends fanden sich in der Kohle die entsprechenden autochthonen Hölzer, obgleich gerade das *Sequoia*-Holz besonders widerstandsfähig ist und dort, wo es zur Ablagerung gelangte (wie z. B. vielfach in der Kölner Braunkohle) immer besonders gut erhalten ist.

Zusammenfassend ist festzustellen:

Die am Roten Kliff und Morsum Kliff aufgeschlossenen Flöze unterscheiden sich faziell wesentlich voneinander. Am Roten Kliff ist es zur Bildung eines gewachsenen Torfes nicht gekommen. Das Flöz ist hier allochthon in dem Sinne, daß die pflanzliche Substanz eingeschwemmt wurde. Am Morsum Kliff dagegen haben Röhricht- und Riedpflanzen autochthonen Torf geliefert. Zur Bildung eines Waldtorfes ist es aber auch am Morsum Kliff nicht gekommen. Es ist daher anzunehmen, daß die Pollenführung trotz der zahlreichen Pollen von Moorbäumen (*Taxodium*, *Sequoia*) auch in der Kohle am Morsum Kliff im wesentlichen ortsfremd ist. Die Unterschiede in der Pollenführung der Flöze am Roten Kliff und Morsum Kliff können also nicht durch die verschiedene Moorfazies erklärt werden.

#### Schriftenverzeichnis

- BRELIE, G. VON DER & REIN, U.: Mikropaläontologische Untersuchungen von Braunkohlengerollen auf der Insel Sylt. - Ber. i. Archiv d. Amtes f. Bodenforsch., Krefeld 1951. — Die Interglazialbildungen im niederrheinischen Diluvium. - Der Niederrhein 19, S. 63-68, Krefeld 1952.
- CROMMELIN, R. D.: Über den Einfluß der nord- und mitteldeutschen Flüsse auf das ältere Pleistozän der Niederlande. - Mitt.Geol.Staatsinst. Hamburg 23, S. 86-97, Hamburg 1954.
- DIETZ, C. & HECK, H.-L.: Geologische Karte von Deutschland 1 : 25 000, Bl.Sylt-Nord u. Sylt-Süd, Kiel 1952 (1952a). — Geologische Karte von Deutschland 1 : 25 000, Erläuterungen zu den Blättern Sylt-Nord und Sylt-Süd, Kiel 1952 (1952b).

- KARRENBERG, H. & REIN, U.: Die interglazialen Schichten von Krefeld. - *Niederrhein. H. Ver. Linker Niederrhein* 3, S. 13-17, Krefeld 1951.
- LÜTTIG, G. & REIN, U.: Das Cromer-(Günz/Mindel-)Interglazial von Bilshausen (Unter-Eichsfeld) (Vorläufige Mitteilung). - *Geol. Jb.* 70, S. 159-166, Hannover 1954.
- REIN, U.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Pliozän-Pleistozängrenze am linken Niederrhein (Vorläufige Mitteilung). - *Geol. Jb.* 65, S. 773-778, Hannover 1951.
- THIERGART, Fr.: Zur Altersbestimmung eines Saprohumuliths am Roten Kliff auf Sylt zwischen Wenningstedt und Kampen (Buhne 31). *Mikropaläontologische Mitteilungen* 1-3. - *Jb. Reichsanst. f. Bodenforschung* 62, S. 111-114, Berlin 1944.
- THOMSON, P. W.: Beitrag zur Mikropaläontologie und Waldgeschichte des Neogens (Jungtertiärs) von Niedersachsen und Schleswig-Holstein. - *N. Jb. Min. etc. Mh., Jhg. 1945-1948, Abt. B.*, S. 364-371, Stuttgart 1948. - - Vorläufiger Bericht über die pollenanalytische Untersuchung von vier Proben vom Roten Kliff auf Sylt und Ergänzungsbericht. - *Ber. i. Arch. d. Amtes f. Bodenforsch.*, Krefeld 1952. - - Zur Frage des Alters des Braunkohlenlagers vom Roten Kliff auf der Insel Sylt. - *N. Jb. Geol. Paläonth., Mh.* 1955, 2., S. 68-71, Stuttgart 1955.
- THOMSON, P. W. & GREBE, H.: Zur Gliederung des tertiären Deckgebirges der rheinischen Braunkohle im südlichen und mittleren Teil der Ville-Scholle und der Erft-Scholle auf mikropaläontologischer Grundlage. - *Braunkohle, Wärme und Energie*, Jhg. 1951, S. 131-134, Düsseldorf 1951.
- VAN DER VLERK, J. M. & FLORSCHÜTZ, F.: The Paleontological Base of the Subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. - *Verh. Kon. Ned. Akademie v. Wetensch., Eerste Reeks* 20, 2, Amsterdam 1953.
- WETZEL, W.: Die Sedimentpetrographie des Sylter Tertiärs. - *Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein* 19, Kiel 1931. - - Neue Beobachtungen am Jungtertiär von Sylt. - *Jber. nieders. geol. Ver.* 28, Hannover 1937.
- WEYL, R.: Schwermineraluntersuchungen im schleswig-holsteinischen Jungtertiär. - *Z. deutsch. geol. Ges.* 104, S. 99-133, Hannover 1952. - - Die Schwermineral-Assoziation der Liether Kaolinsande. - *Erdöl und Kohle* 6, S. 6-7, Hamburg 1953.
- WIESENER, H.: Über die Veränderung des Schwermineralgehaltes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. - *Erdöl und Kohle* 6, Hamburg 1953.
- WIRTZ, D.: Die Fauna des Sylter Crag und ihre Stellung im Neogen der Nordsee. - *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg* 19, S. 57-76, 3 Taf., Hamburg 1949.
- WIRTZ, D. & ILLES, H.: Plio-Pleistozängrenze und Günzzeit in Nordwestdeutschland. - *Eiszeitalter und Gegenwart* 1, S. 73-83, Öhringen/Württ. 1951 (1951a). - - Lower Pleistocene Stratigraphy and the Plio-Pleistocene Boundary in Northwestern Germany. - *Journal of Geology* 59, S. 463-471, Chicago 1951 (1951b).
- WOLDSTEDT, P.: Die Quartärforschung in Deutschland. Ihre Entwicklung und ihre Aufgaben. - *Z. deutsch. geol. Ges.* 100, S. 379-399, Hannover 1950. - - Das Vereisungsgebiet der Britischen Inseln und seine Beziehungen zum festländischen Pleistozän. - *Geol. Jb.* 63, S. 621-640, Hannover 1951.

Manusk. eingeg. 17. 3. 1955.

Anschriften der Verf.: Dr. Ulrich Rein und Dr. Marlies Teichmüller, Amt für Bodenforschung, Landesstelle Nordrhein-Westfalen, Krefeld, Westwall 124. - Prof. Dr. Richard Weyl, Geolog. Institut der Universität Kiel, Olshausenstraße 40-60.

# Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland

## 1. Die Pollenstratigraphie im älteren Pleistozän <sup>1)</sup>

VON ÜLRICH REIN, Krefeld

Mit 3 Abb. und 1 Tabelle

**Zusammenfassung.** Durch die pollenanalytischen Untersuchungen von oberpliozänen und altinterglazialen Ablagerungen in den letzten Jahren ergibt sich nunmehr eine pollenstratigraphische Gliederung des älteren Pleistozäns in NW-Deutschland. Wie in einer Tafel dargestellt wird, tritt eine schrittweise Verarmung der Baumflora vom Oberpliozän bis zum mittleren Pleistozän auf. Während in der oberpliozänen Reuver-Stufe und in den gleichalten Braunkohlen im Kaolinsand von Sylt u. a. noch die für das jüngere Tertiär typischen Baumpollen von *Sciadopitys*, *Sequoia* und *Nyssa* reichlich vorhanden sind, dürften sie unter der Einwirkung der ersten Kaltzeit (ältester Diluvialschotter) aus Mitteleuropa verschwunden sein. Im ältesten Interglazial von Tegelen (Praetiglian und Tiglian) sind sie schon nicht mehr vorhanden. Damit ist die Plio-Pleistozängrenze pollenanalytisch zu erfassen. Einige andere in Tegelenschichten noch vorhandene tertiäre Relikte (*Carya*, *Juglans*, *Pterocarya*) sind im nächsten Interglazial (Günz-Mindel), d. h. in den Vorkommen vom Cromer-Forest-Bed und bei Bilshausen, praktisch verschwunden. Durch eine spezifische Vegetationsentwicklung mit einer Buchenphase im Höhepunkt der EMW-Zeit und anschließenden sehr hohen *Carpinus*-Werten sind die Ablagerungen dieser Warmzeit von der nächstjüngeren zwischen der Mindel- und Riß-Eiszeit zu unterscheiden. Wenn auch die Horizonte von Neede und der Krefelder Schichten nur den oberen Teil eines vollständigen Mindel-Riß-Interglazials darstellen sollten, so ist doch diese Warmzeit mit durchweg hohen Werten der Tanne neben reichlich Kiefer, Fichte und Erle bis nach Polen hinein charakterisiert. Hieraus ergibt sich auch die Unterscheidung von der Pollenführung jüngerer Interglaziale. Obwohl die Gliederung des älteren Pleistozäns auf pollenanalytischer Grundlage in großen Zügen feststehen dürfte, sind doch noch sehr viele Einzelprobleme zu klären. Die Identifizierung einer pollenführenden interglazialen Schicht ist z. Z. nur dann möglich, wenn innerhalb des Profils mehrere Vegetationsphasen erfaßt werden können.

**Summary.** During the last few years it has become possible to make a stratigraphical sub-division of the Older Pleistocene in NW Germany by means of pollen analytical examinations of the Upper Pliocene and old interglacial deposits. As is shown in a plate, the tree flora becomes progressively poorer from the Upper Pliocene to the Middle Pleistocene. While the typical Young Tertiary tree pollens *Sciadopitys*, *Sequoia* and *Nyssa* are strongly represented in the Upper Pliocene Reuver Stage, in the contemporaneous brown coals in the Kaolin Sands of Sylt and in other places, these forms may have disappeared from Middle Europe due to the influence of the first cold period („Ältester Diluvialschotter“). These forms are no longer present in the oldest interglacial period of Tegelen (Praetiglian and Tiglian), and accordingly the Pliocene-Pleistocene boundary may be defined by pollen analysis methods. Several other forms carried over from the Tertiary (*Carya*, *Juglans*, *Pterocarya*), which occur in the Tegelen beds, have practically disappeared in the next interglacial period (Günz-Mindel), i. e. in the Cromer Forest Bed and at Bilshausen. The deposits of this time can be distinguished from those of the next warm period (between the Mindel and Riss ice ages) by means of a specific development of vegetation with a beech phase at the peak of the „mixed oak forest“ (Eichen-Mischwald) period and finally with the large development of *Carpinus*. Even although the Neede horizon and the Krefeld beds contain only the upper part of the complete Mindel-Riss interglacial period, this warm time is characterized as far as Poland by the great development of fir, as well, as spruce and alder. So it can be distinguished from deposits of younger polleniferous interglacial periods. Although the subdivision of the Older Pleistocene may, on the basis of pollen analysis, remain broadly as it is now accepted, there are still many individual problems to be cleared up. The identification of a polleniferous interglacial bed is impossible, unless several vegetation phases can be distinguished within the profile.

Für die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung 1954 in Bad Segeberg war die pollenstratigraphische Gliederung des nordwestdeutschen Pleistozäns als eines der Verhandlungsthemen gewählt worden. Als Grundlage für Einzeldarstellungen und Diskus-

<sup>1)</sup> 2. Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän von G. v. D. BRELIE in *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 6, 1955.



sionen sollte zunächst in Referaten der derzeitige Stand der Erkenntnisse dargelegt werden. Dieser wird in der folgenden Darstellung in zusammengefaßter Form für die älteren Interglaziale aufgezeigt. In den letzten Jahren sind wieder mehrere Pollendiagramme von einer Reihe interglazialer Vorkommen veröffentlicht worden. Einige Bearbeiter haben bereits für größere Gebiete zusammenfassende Darstellungen gegeben (P. WOLDSTEDT 1949, W. SELLE 1953, W. SZAFER 1953 und I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ 1953). Außerdem konnten für die Darstellung das von G. v. D. BRELIE und Verfasser in der Abt. „Angewandte Pollenanalyse“ des Amtes für Bodenforschung, Krefeld, bearbeitete interglaziale Material und die z. T. noch nicht veröffentlichten Ergebnisse verwendet werden. Die sich aus diesen Unterlagen ergebende Auffassung der pollenstratigraphischen Gliederung ist für das gesamte Pleistozän in der Tabelle Nr. 1 niedergelegt worden. In ihr ist das Auftreten der stratigraphischen wichtigsten Baumpollen in den einzelnen Warmzeiten zu erkennen. Von der Plio-Pleistozängrenze ab ist eine Verarmung der Waldflora darin zu sehen, daß einzelne Sporomorphengattungen nur noch in Einzelexemplaren beobachtet werden und in jüngeren Horizonten dann ganz ausfallen. Im Zusammenhang mit dieser Tatsache stehen Fragen, die auch für dieses Referat als Richtschnur dienen: 1. Läßt sich das ältere Pleistozän Nordwestdeutschlands pollenstratigraphisch gliedern, und 2. besitzen die einzelnen Interglazialzeiten unterschiedliche Vegetationsentwicklungen?

### 1. Die oberpliozäne Reuverstufe

Wenn die Pollenzusammensetzung der Interglazialablagerungen als Kriterium für die Gliederung des älteren Pleistozäns herangezogen werden soll, dann muß zunächst die Vegetation des jüngsten Tertiärs betrachtet werden, wie sie in der Baumpollenführung der Reuverstufe auftritt. Im holländisch/deutschen Grenzgebiet ist zwischen Brüggem und Venlo dieser oberpliozäne Ton in zahlreichen Gruben aufgeschlossen. Auf Grund der darin enthaltenen Makrofossilien besteht an seiner stratigraphischen Einstufung kein Zweifel. Die Pollenzusammensetzung ist mehrfach und z. T. mit Diagrammen veröffentlicht worden (U. REIN 1951, P. W. THOMSON & H. GREBE 1951, G. v. D. BRELIE & U. REIN 1952 und I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ 1953). Als Beispiel ist das Ergebnis einer Auszählung von G. v. D. BRELIE & U. REIN in stark humosen bis kohligen Horizonten innerhalb eines 5 m mächtigen Tonpaketes der Tongrube Blonderath (M. Bl. Wegberg) in der Abb. 1 wiedergegeben. Der prozentuale Anteil der einzelnen Pollentypen an der Gesamtpollenführung ist für jede Probe in Balkenform verzeichnet. Es wurden jeweils 100 Baumpollen und die auf der gleichen Zählfläche auftretenden Sporen, Gräser- und Ericaceenpollen vermerkt. Die Reihenfolge der Gattungen entspricht etwa dem natürlichen Pflanzensystem.

Für die Reuverstufe ist das Vorkommen von etwa 10% *Pinus haploxylon*-Typ (RUDOLPH) (*Poll. microalatus* R. POT.) neben dem *Pinus silvestris*-Typ (*Poll. labdacus* R. POT.), von *Sciadopitys* (*Poll. serratus* R. POT. & VEN.), *Sequoia* (*Poll. polyformosus* THIERG.) und *Taxodium* (*Poll. hiatus* R. POT.) mit *Cupressineae* (*Poll. dubius* R. POT. & VEN.) neben *Tsuga diversifolia*-Typ (*Poll. igniculus* R. POT.) und *Tsuga canadensis*-Typ (*Poll. viridifluminipites* WODEHOUSE), *Juglans* (*Poll. maculosus* R. POT.), *Carya* (*Poll. simplex* R. POT. & VEN.) und *Pterocarya* (*Poll. stellatus* R. POT. & VEN.) sowie von *Castanea*-Typ (*Poll. cingulum* R. POT.), *Liquidambar* (*Poll. stigmosus* R. POT.) und *Nyssaceae* (*Poll. kruschi* R. POT.) charakteristisch. Alle genannten Formen treten fast durchlaufend und mit mehreren Prozenten auf. An dieser wärmeliebenden Vegetation des Pliozäns sind die Ablagerungen der Reuverstufe auch pollenanalytisch immer einwandfrei zu erkennen. Deutbare und mit einer Klimaänderung in Verbindung zu bringende Wechsel der Pollenzusammensetzung innerhalb der untersuchten Profile wurden in dem genannten Gebiet bisher nicht beobachtet, obwohl G. LESCHIK (1951) solche für wahrscheinlich entsprechende Vorkommen in Hessen beschrieben hat.

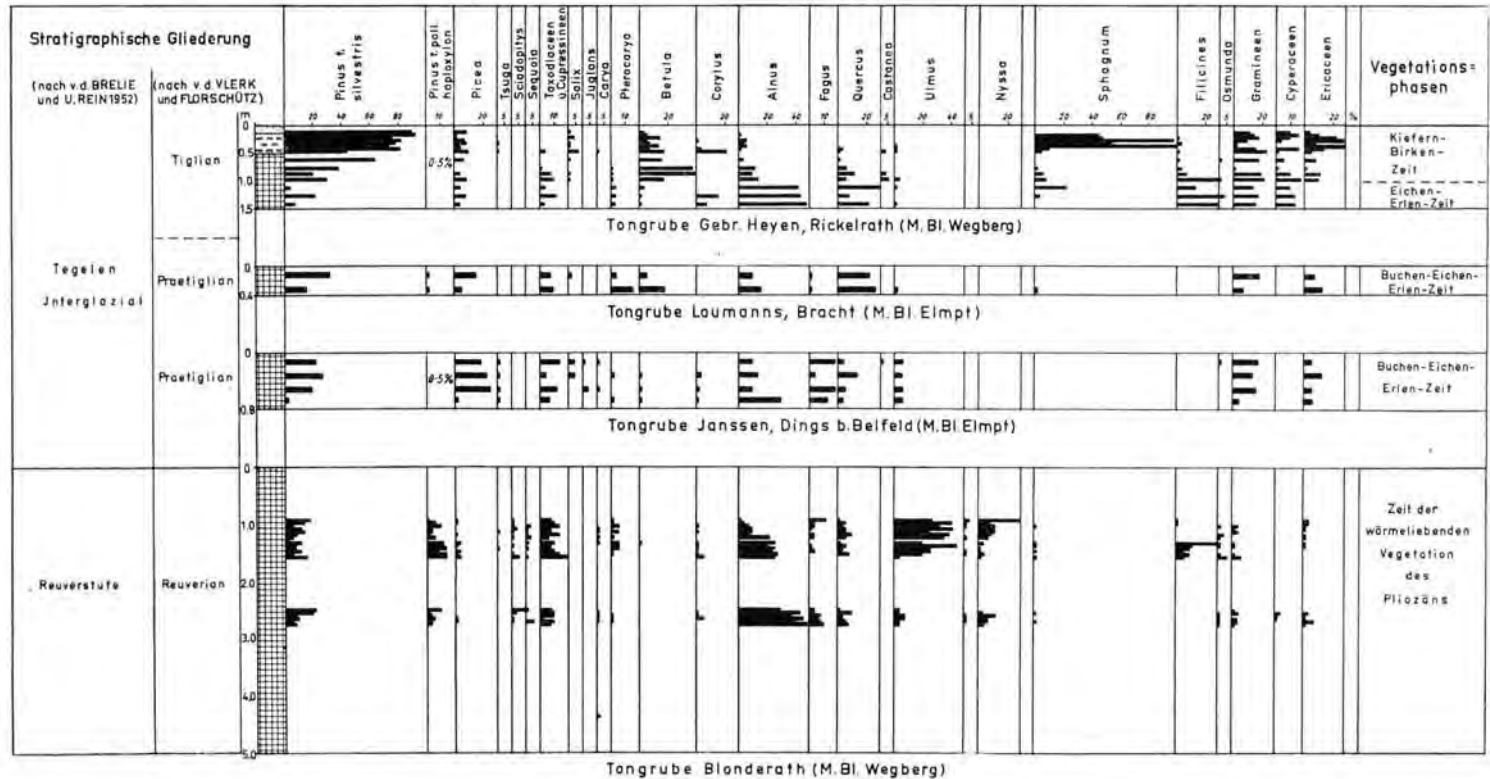


Abb. 1. Pollendiagramme der oberpliozänen Reuverstufe und der ältestinterglazialen Tegelen-schichten (aus G. v. D. BRELIE &amp; U. REIN 1952).

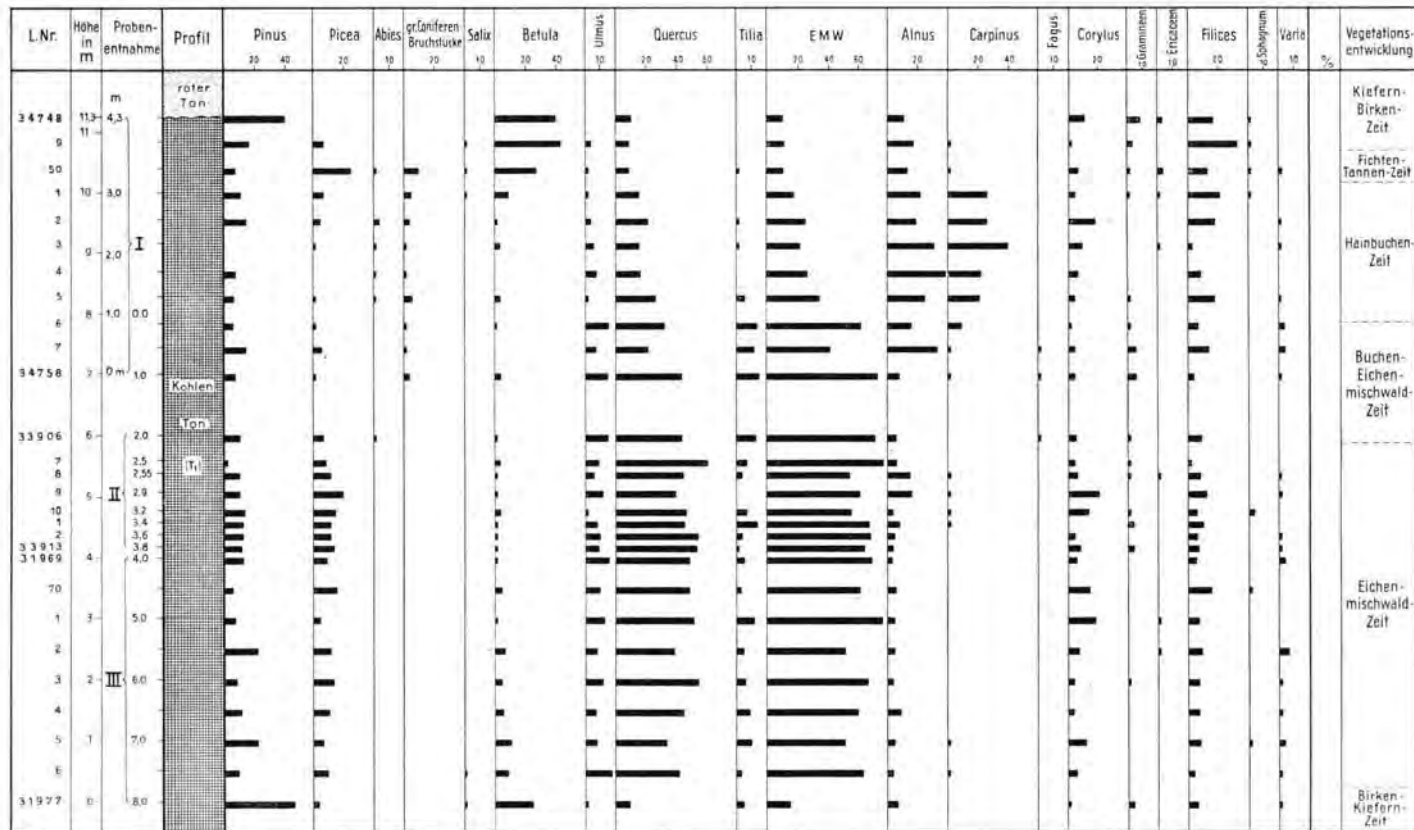
Dieses Fehlen ist für die westdeutschen pliozänen Grenzschichten umso überraschender, als sich unmittelbar auf den Reuverton der sogen. älteste Diluvialschotter legt, in dem — neuerdings wieder von R. WOLTERS (1951 u. 1954) beschrieben und mit Eisspalten in der Oberfläche des Reuvertons in Verbindung gebracht — die syngenetischen Ablagerungen einer ältesten Vereisung gesehen werden müssen.

## 2. Die ältestinterglazialen Tegelenschichten

In diesem Sinne ist ja auch die beginnende Vegetationsverarmung — kenntlich an einer veränderten Pollenführung — im darüberliegenden Tegelenton zu erklären. Auch hierzu haben in zahlreichen Tongruben mehrfach Untersuchungen stattgefunden (U. REIN 1951, G. v. D. BRELIE & U. REIN 1952 und I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ 1953). Drei typische Diagramme aus Tegelen-Horizonten über Reuverton und über Diluvialschotter werden im oberen Teil der Abbildung 1 wiedergegeben. Dabei ist gegenüber dem Reuverton folgende Veränderung in der Pollenzusammensetzung zu verzeichnen: Der Anteil von *Pinus haploxylon*-Formen ist auf 0 bis 5% herabgegangen, *Sciadopitys*, *Sequoia*, *Liquidambar* und *Nyssa* sind verschwunden, und in der Gruppe *Taxodium* und *Cupressineae* dürfte es wohl ausschließlich *Juniperus* sein, der mit Pollen vertreten ist. Während von *Tsuga*, *Juglans*, *Carya* und *Pterocarya* noch mehrere Pollenkörner vorkommen, wurden vom *Castanea*-Typ nur vereinzelt zweifelhafte Formen beobachtet. Die Veränderung der Zusammensetzung im Sinne einer Verarmung der wärmeliebenden Elemente ist also sehr deutlich, und pollenstratigraphisch lassen sich die Tegelen-Schichten von den Tonen der Reuverstufe gut unterscheiden. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß die Bildungen von Tegelen bereits einem ältesten Interglazial zuzuordnen sind. Es erhebt sich nur die Frage, ob in den Diagrammen charakteristische Vegetationsabschnitte zu erkennen sind, die auf eine Entwicklung innerhalb der Interglazialzeit hindeuten.

In stratigraphisch einwandfreier Position über dem liegenden Diluvialschotter und unter der hangenden Hauptterrasse ist in einigen Tonvorkommen die Vegetation einer Buchen-Eichen-Erlenzeit zu erkennen, während in anderen Vorkommen die Entwicklung von einer Eichen-Erlen-Zeit zur Kiefern-Birken-Zeit vorliegt. Es ist bisher noch nicht gelungen, diese drei Abschnitte in einem Profil im Zusammenhang zu erfassen. Dagegen haben I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ (1953, S. 44) ein Profil veröffentlicht, in dem auch unter der Eichen-Erlen-Zeit Maxima von Kiefern und Birken vorhanden sind. Während G. v. D. BRELIE und Verfasser zunächst noch glauben, in diesen verschiedenen Ausbildungen die Abschnitte eines zusammenhängenden Interglazials sehen zu dürfen, haben I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ (1950 und 1953) eine Aufgliederung in das buchenführende *Praetiglian* und in das höhere *Tiglian* vorgenommen. Diese Bearbeiter sehen darin verschiedene Interglazial- bzw. Interstadialbildungen zwischen der ältesten Vereisung und einer im Hangenden vorliegenden Günzvereisung. Eine Parallelisierung mit der stratigraphischen Gliederung in Großbritannien erscheint zunächst noch zweifelhaft. Es ist dagegen zu hoffen, daß durch die in Angriff genommenen Untersuchungen von Bohrprofilen aus dem plio-pleistozänen Deckgebirge des niederrheinischen Braunkohlenreviers Klarheit über diesen ältesten Interglazialkomplex geschaffen wird. Insgesamt lassen sich diese Tegelenschichten pollenanalytisch sowohl von der liegenden Reuverstufe als auch vom nächsten Interglazial (Günz-Mindel) sehr wohl unterscheiden. Die Beobachtungen von F. FLORSCHÜTZ (1938) über das Auftreten von Makrosporangien von *Azolla tegeliensis* ausschließlich im interglazialen Ton von Tegelen ist dabei von wesentlicher Bedeutung.

Mit diesem stratigraphischen Rüstzeug über die pollenanalytische Identifizierung humoser Schichten unterhalb und oberhalb der Plio-Pleistozängrenze ist es auch möglich, die im *Kaolinsand* der Insel Sylt am Morsum-Kliff und am Roten Kliff zeit-



U. Rein 1954 57/58

Abb. 2. Pollendiagramm des Cromer-(Günz/Mindel-)Interglazials von Bilshausen (Unter-Eichsfeld) (aus G. LÜTTIG &amp; U. REIN 1954).



weise freigelegten Braunkohlenflöze zu datieren. Wie schon frühere Bearbeiter (F. THIERGART 1944, P. W. THOMSON 1948 und G. v. D. BRELIE & U. REIN 1951) festgestellt hatten und von U. REIN in WEYL usw. (1955) dargelegt wurde, ist die Pollenzusammensetzung dieser Flöze absolut identisch mit der aus der oberpliozänen Reuverstufe. Damit ist die von D. WIRTZ & H. ILLIES (1951a und 1951b) vorgenommene Neudatierung des Sylter Tertiärprofils hinfällig, und die Überlegungen zur Plio-Pleistozängrenze auf Sylt sind in dem Sinne zu revidieren, daß diese nur oberhalb des Kaolinsandes liegen kann.

### 3. Das Günz-Mindel-Interglazial vom Cromer-Forest-Bed und von Bilshausen (Unter-Eichsfeld)

Bei den ersten pollenstratigraphischen Untersuchungen im Tegelen-Interglazial von U. REIN (1951) spielte es eine Rolle, daß dort die hangenden Hauptterrassenschotter gemeinhin mit der Mindel-Eiszeit in Verbindung gebracht wurden. Somit mußten in dem Tegelen-Interglazial zunächst Ablagerungen einer Günz-Mindel-Warmzeit gesehen werden. An ältere Vereisungen bzw. Warmzeiten konnte vorerst nicht gedacht werden. Gleichzeitig erweiterten aber die niederländischen Bearbeiter den Untersuchungsbereich (I. M. VAN DER VLERK & F. FLORSCHÜTZ 1950) und sprachen sich für eine tiefere Einstufung aus. Auch untersuchte P. W. THOMSON pollenanalytisch 8 Proben, die P. WOLDSTEDT (1951, S. 623-624) aus den Schichten des Cromer-Forest-Bed gesammelt hatte. Aus dem Diagramm hierüber scheint außer der liegenden Birken-Kiefern-Zeit eine Eichen-Mischwald-Zeit, eine, wenn auch nur mit 1-2% *Carpinus* erwiesene Hainbuchen-Zeit und schließlich eine hangende Fichten-Zeit zu erkennen sein. P. W. THOMSON vermutete darin die typische Ausbildung eines echten Günz-Mindel-Interglazials. Die zeitliche Einstufung deckte sich mit anderen geologischen und paläontologischen Überlegungen. Wenn auch als erwiesen gelten konnte, daß es sich um eine Bildung aus dem älteren Pleistozän handeln müsse, so blieb doch das Fehlen sämtlicher tertiären Relikte, die im Tegelen-Interglazial noch in einiger Menge vorhanden waren, auffällig. Andererseits ist die Ausbildung der Vegetationsabschnitte charakteristisch. Bereits hieraus ergab sich eine gute Unterscheidungsmöglichkeit gegenüber dem nächstjüngeren Mindel-Riß-Interglazial.

Mit der allerdings noch nicht abgeschlossenen Untersuchung eines Tonvorkommens bei Bilshausen (Unter-Eichsfeld) nordöstlich von Göttingen durch das Amt für Bodenforschung (Hannover und Krefeld) wurden die Kenntnisse über die Günz-Mindel-Interglazial-Zeit ganz wesentlich verbessert. Über die Lagerungsverhältnisse und die damit zusammenhängenden Fragen sowie über die Pollenführung wurde von G. LÜTTIG & U. REIN (1954) in einer vorläufigen Mitteilung berichtet. Da es sich um das erste pollenanalytisch vollständig untersuchte Cromer-Interglazial in Deutschland handelt und die spezielle Ausprägung für die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland von Wichtigkeit sein dürfte, muß auch im Rahmen des hier zu gebenden Referates auf die Pollenführung in diesen interglazialen Schichten hingewiesen werden. Die Beobachtungen über die Lagerung des „Kohletons“ sowie die Funde von Großsäugetier- und zahlreichen Pflanzenresten im Liegenden machten seine Einstufung in die Cromer-(Günz-Mindel-)Interglazial-Zeit sehr wahrscheinlich. Aus diesem 11,3 m mächtigen Profil des T. 1-Tons wurden 28 Proben untersucht (Abb. 2). Hieraus ergab sich ein Pollendiagramm, das von der basalen Birken-Kiefern-Zeit (0,5 m) über die Eichenmischwald-Zeit (5,5 m) zum Höhepunkt des Interglazials mit einer Buchen-Eichenmischwald-Zeit (2,0 m) führt. Hieran schließen sich eine ausgeprägte Hainbuchen-Zeit (2,3 m) und eine kurze Fichten-Tannen-Zeit (0,4 m) an, und die Ablagerung endet mit einer Kiefern-Birken-Zeit (0,5 m) am hangenden roten Ton. Das Auftreten von 1-2% *Fagus* im obersten Bereich der Eichen-Mischwald-

Zeit ist in mehreren Präparaten für jede dieser drei Proben überprüft worden. Der *Pinus haploxylon*-Typ tritt durchweg mit etwa 5% auf. Andere Formen des Tertiärs wie *Tsuga*, *Taxodium* und *Cupressineae* sind mit 2 promille vorhanden. Ob es sich hierbei um umgelagertes oder in Anbetracht ähnlicher Beobachtungen von R. G. WEST bei erneuter Bearbeitung des Cromer-Forest-Bed (Diskussionsbemerkung auf der Tagung DEUQUA 1954) um autochton abgelagertes Material handelt, bleibt zunächst ungeklärt. Gegenüber dem Pollendiagramm des Cromer-Forest-Bed mit nur 1-2% *Carpinus* in 2 Proben bei allerdings sehr schlecht erhaltenem Pollenmaterial (briefliche Mitteilung von P. W. THOMSON) enthält das Diagramm von Bilshausen in mehreren Proben die Hainbuche mit 20-40%. Außerdem sind hier ein hangender Kiefern-Birken-Abschnitt und in der Fichten-Zeit und Hainbuchen-Zeit die Tanne mit Werten von 5-10% vorhanden. Da somit von 2 stratigraphisch einigermaßen gesicherten Profilen sehr ähnliche Pollendiagramme vorliegen, ist ein gewisser Anhalt für die Vegetationsentwicklung des Günz-Mindel-Interglazials im nordwestdeutschen Bereich gegeben. Die Unterschiede im Auftreten der Hainbuche und der Buche sind vielleicht durch die geographische Position zu erklären, doch sollte bei bisher nur 2 untersuchten Profilen von voreiligen Deutungen Abstand genommen werden. Es genügt zunächst die Feststellung der Tatsache, daß die Vegetationsentwicklung in der Günz-Mindel-Interglazialzeit grundsätzlich die gleiche ist wie in den jüngeren Warmzeiten, daß aber spezifische Unterschiede in der Pollenführung bestehen. Damit ist für die Pollenstratigraphie des Pleistozäns die Grundlage erweitert worden.

#### 4. Das Mindel-Riß-Interglazial von Neede und den Krefelder Schichten

Als eindeutige Ablagerungen des Mindel-Riß-Interglazials treten in NW-Deutschland die pollenführenden Schichten auf, die vom ältesten Gletschervorstoß der Saale (Riß)-Eiszeit bei Neede in Geldern und im niederrheinischen Raum zwischen Krefeld und Emmerich gestaucht worden sind. Diese von I. M. VAN DER VLERK & F. FLOBSCHÜTZ (1953, S. 47) untersuchten Ablagerungen von Neede zeigen eine gewisse Monotonie in der Dominanz von Kiefer und Erle. Aber auch die Fichte und Tanne sind überraschend stark und durchgehend vertreten. Eine eigentliche Eichenmischwald- oder Hainbuchen-Zeit ist nicht vorhanden, obwohl es sich doch um Ablagerungen in dem sogen. „großen Interglazial“ handelt.

Auch in den aus gleicher stratigraphischer Position untersuchten Proben der interglazialen Krefelder Schichten in den verschiedenen Stauchmoränen nördlich Krefeld ergab sich grundsätzlich die gleiche Zusammensetzung (K. BERTSCH, A. STEEGER & U. STEUSLOFF 1931, H. KARREBERG & U. REIN 1951 und G. v. D. BRELIE & U. REIN 1952). Dasselbe gilt für die ungestört gebliebenen humosen Ablagerungen in der Mittelterrasse unter der Stadt Krefeld außerhalb des Randes der Saale-Vereisung (Abb. 3). Man ist versucht, in dieser Pollenführung, die sich ebenso sehr von dem eingangs beschriebenen Günz-Mindel-Interglazial wie von der Ohe-Warmzeit zwischen der Drenthe-Vereisung (Saale-Ver. i. e. S.) und der Warthe-Vereisung i. w. S. sowie von dem Eem-Interglazial (Riß-Würm-I.; G. v. D. BRELIE 1955) unterscheidet, etwa nur den oberen Teil des Elster-Saale (Mindel-Riß)-Interglazials zu sehen<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> Als Erweiterung seiner vorläufigen Mitteilung (R. G. WEST 1954) über das Interglazial von Hoxne konnte R. G. WEST auf der DEUQUA-Tagung 1954 in einer Diskussionsbemerkung darlegen, daß in Hoxne ein langes und vollständig ausgeprägtes Mindel-Riß-Interglazial mit mehreren Vegetationsphasen pollenanalytisch erfaßt worden ist. Bei einem Vergleich mit den Ablagerungen von Neede und den Krefelder Schichten sei der Schluß zu ziehen, daß am Niederrhein nur der obere Teil des ganzen Interglazials zur Ablagerung gekommen bzw. bis jetzt als pollenführend erkannt worden wäre.

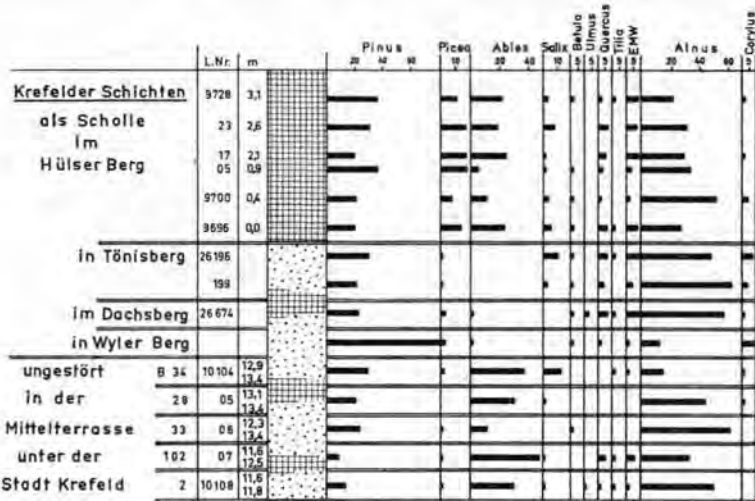


Abb. 3. Pollendiagramme der Krefelder Schichten (Mindel/Riß-Interglazial)  
(aus H. KARREBERG & U. REIN 1951 und G. v. D. BRELIE & U. REIN 1952).

Betrachtet man aber z. B. das Diagramm des Elster-Saale-Interglazials von U m m e n d o r f, das W. SELLE (1941) veröffentlichte, so ist doch auch hier außer einem verhältnismäßig kurzen Eichen-Mischwald-Hainbuchen-Stadium die gleiche Vorherrschaft der Kiefer und Fichte wie am Niederrhein zu verzeichnen. Somit scheint dieses doch ein Charakteristikum des Mindel-Riß-Interglazials zu sein. Ähnliche Verhältnisse liegen auch bei gleichalten polnischen Interglazialen, z. B. von N o w i n y - Z u k o w s k i e (SZAFER 1953) vor. Auch im Ostraum besitzt in diesen Interglazialablagerungen der Koniferenpollen einschließlich Abies eine Vorherrschaft, wobei es sich nach Ansicht SZAFER's bei all den Vorkommen aus dem gleichen Interglazial vom Hülser Berg bis Polen um *Abies fraseri* handeln soll. Damit ist auch für das Mindel-Riß-Interglazial eine gewisse Besonderheit gegenüber den älteren und den jüngeren Interglazialen festzustellen.

### Schriftenverzeichnis

- BERTSCH, K., STEEGER, A. & STEUSLOFF, U.: Fossilführende Schichten der sogen. Krefelder Mittelterrasse. - Ber. ü. d. Vers. d. niederrhein. geol. Vereins **23**, S. 1-20, Bonn 1931.
- BRELIE, G. VON DER: Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 2. Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. - Eiszeitalter und Gegenwart **6**, Öhringen/Würt. 1955.
- BRELIE, G. VON DER & REIN, U.: Mikropal. Untersuchungen von Braunkohlengeröllen auf der Insel Sylt. - Ber. i. Archiv d. Amtes f. Bodenforsch., Krefeld 1951. - - Die Interglazialbildungen im niederrheinischen Diluvium. - Der Niederrhein **19**, S. 63-68, Krefeld 1952.
- FLORSCHÜTZ, F.: Die beiden Azolla-Arten des niederländischen Pleistozäns. - Rec. Trav. Bot. Néerl. **35**, S. 932-945, Amsterdam 1938.
- KARREBERG, H. & REIN, U.: Die interglazialen Schichten von Krefeld. - Niederrhein. Jb. Ver. Linker Niederrhein **3**, S. 13-17, Krefeld 1951.
- LESCHIK, G.: Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchungen in der jungpliozänen Braunkohle von Buchenau (Kr. Hünfeld). - Palaeontographica **92**, Abt. B, S. 1-51, Stuttgart 1951.
- LÜTTIG, G. & REIN, U.: Das Cromer-(Günz/Mindel)-Interglazial von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). - Geol. Jb. **70**, S. 159-166, Hannover 1954.
- REIN, U.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Pliozän/Pleistozängrenze am linken Niederrhein. (Vorläufige Mitteilung). - Geol. Jb. **65**, S. 773-778, Hannover 1950.

- SELLE, W.: Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie der nordwestdeutschen Inter-glaziale. - Jb. Reichsst. f. Bodenforsch. **60**, S. 197-231, Berlin 1941. - - Gesetzmäßigkeiten im pleistozänen und holozänen Klimaablauf. - Abh. naturw. Ver. Bremen **33**, S. 259-290, Bremen 1953.
- SZAFFER, W.: Pleistocene Stratigraphy of Poland from the Floristical Point of View. - Rocznik Polsk. Tow. Geol. **22**, S. 1-99, Krakau 1953.
- THIERGART, Fr.: Zur Altersbestimmung eines Saprophumuliths am Roten Kliff auf Sylt zwischen Wenningstedt und Kampen (Buhne 31). Mikropaläontologische Mitteilungen 1-3. - Jb. Reichsamt f. Bodenforsch. **62**, S. 111-114, Berlin 1944.
- THOMSON, P. W.: Beitrag zur Mikropaläontologie und Waldgeschichte des Neogens (Jungtertiärs) von Niedersachsen und Schleswig-Holstein. - N. Jb. Min. etc., Mh., Jhg. 1945-1948, Abt. B, S. 364-371, Stuttgart 1948.
- THOMSON, P. W. & GREBE, H.: Zur Gliederung des tertiären Deckgebirges der rheinischen Braunkohle im südlichen und mittleren Teil der Ville-Scholle und der Erft-Scholle auf mikropaläontologischer Grundlage. - Braunkohle, Wärme und Energie, Jhg. 1951, S. 131-134, Düsseldorf 1951.
- VAN DER VLERK, I. M. & FLORSCHÜTZ, F.: Nederland in het Ijstijdvak. - S. 1-287, Uitgeversmaatschappij W. de Haan N. V., Utrecht 1950. - - The Paleontological Base on the Subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. - Verh. Kon. Ned. Akademie v. Wetensch., Eerste Reeks **20**, Amsterdam 1953.
- WEST, R. G.: The Hoxne Interglacial reconsidered. - Nature **173**, S. 187-190, St. Albans 1954.
- WEYL, R., REIN, U. & TEICHMÜLLER, M.: Das Alter des Sylter Kaolinsandes. - Eiszeitalter und Gegenwart, **6**, Öhringen/Württ. 1955.
- WIRTZ, D. & ILLIES, H.: Plio-Pleistozängrenze und Günzzeit in Nordwestdeutschland. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 73-83, Öhringen/Württ. 1951 (1951a). - - Lower Pleistocene Stratigraphy and the Plio-Pleistocene Boundary in Northwestern Germany. - Journal of Geology **59**, S. 463-471, Chicago 1951 (1951b).
- WOLDSTEDT, P.: Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialbildungen im Randgebiet der nordeuropäischen Vergletscherung. - Z. deutsch. geol. Ges. **99**, S. 96-123, Stuttgart 1949. - - Das Vereisungsgebiet der Britischen Inseln und seine Beziehungen zum festländischen Pleistozän. - Geol. Jb. **65**, S. 621-640, Hannover 1951.
- WOLTERS, R.: Nachweis der Günz-Eiszeit und der Günz-Mindel-Wärmezwisehenzeit am Niederrhein. - Geol. Jb. **65**, S. 769-772, Hannover 1951. - - Ausbildung und Lagerung der plio/pleistozänen Grenzschichten im niederrheinischen Grenzgebiet von Niederkrüchten/Brüggen. - Geol. Jb. **69**, S. 339-348, 3 Abb., Hannover 1954.

Manusk. eingeg. 22. 3. 1955.

Anschrift des Verfassers: Dr. Ulrich Rein, Amt für Bodenforschung, Krefeld, Westwall 124.



# Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland

## 2. Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän <sup>1)</sup>

VON GÜNTHER VON DER BRÉLIE, Krefeld

Mit 5 Abb. im Text

**Zusammenfassung.** Nach einem Überblick über den gegenwärtigen Stand der pollenanalytischen Erforschung des Letzten- oder Eem-Interglazials in Nordwestdeutschland, werden die besonderen Merkmale in der Vegetationsentwicklung dieses Interglazials beschrieben und die Unterschiede gegenüber älteren und jüngeren Ablagerungen dargestellt. Die Kieselgurlager von Munster und Ohe, die außerhalb der morphologischen Grenze des Warthe-Vorstoßes liegen, zeigen einen anderen Ablauf der Waldgeschichte und können damit nicht dem Eem-Interglazial angehören. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse, die eingehend besprochen werden, sind die Kieselgur-Vorkommen von Munster und Ohe in ein Interglazial zwischen dem äußersten Vorstoß der Saale-Vereisung (Drenthien) und der Warthe-Vereisung zu stellen. Das Interglazial muß von kürzerer Dauer gewesen sein, so daß ein extrem hoher Meeresstand nicht erreicht wurde. Drenthe- und Warthe-Vereisung sind zwei Unterabschnitte der Saale-Eiszeit. Für das kurze Interglazial zwischen dem Drenthien und der Warthe-Vereisung wird die Bezeichnung *Ohe-Interglazial* vorgeschlagen, da an der Kieselgur von Neu-Ohe die besondere Vegetationsentwicklung zuerst festgestellt wurde.

**Summary.** After a short review of the present status of pollen-investigation of deposits from the last or Eem interglacial stage in North-west Germany, the outstanding characteristics of the forest history during this period are described, as well as differences between the younger and older layers. The Kieselguhr (diatomaceous earth) occurrences in Munster and Ohe, which lie outside the morphological boundary of the Warthe stage, cannot belong to the Eem interglacial stage since they show a different development in their forest history. For stratigraphical reasons discussed in the text the Kieselguhr occurrences of Munster and Ohe are now placed in an interglacial stage between the Maximum extensions of the Saale-glaciation (Drenthian) and the Warthe-glaciation. This interglacial period was of short duration, the Drenthe and Warthe glaciations being sub-stages of the Saale glaciation. For this short interglacial period between the Drenthian and Warthe glaciations the name „Ohe-interglacial“ is proposed, since it was in the Kieselguhr pits at Neu-Ohe that this characteristic development of vegetation was first studied.

### 1. Einleitung

Im Anschluß an die grundlegenden Untersuchungen von K. JESSEN (in JESSEN & MILTHERS 1928) über die Zusammensetzung der Pollenfloren in interglazialen Ablagerungen aus Jütland und Nordwestdeutschland wurden in den folgenden Jahren von verschiedenen Bearbeitern Pollendiagramme aus zahlreichen weiteren Interglazialbildungen vorgelegt. Obwohl die Ergebnisse der Einzeluntersuchungen schon mehrfach zusammenfassend dargestellt worden sind (GAMS 1935, 1954, VAN DER VLÉRK & FLOR-SCHÜTZ 1950, 1953 und WOLDSTEDT 1949, 1950, 1954a), erscheint es doch angebracht, nochmals den derzeitigen Stand unserer Kenntnisse in der mikrofloristischen Erforschung der letzten Interglazialzeit klarzulegen und die sich hieraus ergebenden Schlußfolgerungen für die Gliederung des jüngeren Pleistozäns in Nordwestdeutschland aufzuzeigen. Dementsprechend richtet sich das Hauptgewicht der Ausführungen auf die stratigraphischen Probleme. Überlegungen über die Ursachen und Gründe der interglazialen Waldgeschichte und der Ausbreitung der Waldbäume, sowie Betrachtungen über die Klimageschichte konnten daher nicht berücksichtigt werden.

<sup>1)</sup> 1. Die Pollenstratigraphie im älteren Pleistozän von U. REIN in *Eiszeitalter und Gegenwart*, 6, 1955.

## 2. Die Vegetationsentwicklung in der Eem-Interglazialzeit

Von den bis jetzt aus Jütland, Nordwestdeutschland und den Niederlanden beschriebenen 130 Fundpunkten terrestrischer Ablagerungen aus dem letzten Interglazial wurden 75 pollenanalytisch untersucht. Davon wurden bei 54 Vorkommen vollständige Probenserien ausgewertet, während aus 21 Fundstellen die Untersuchungsergebnisse von Einzelspektren vorliegen. Da einige Ablagerungen mit mehreren Profilen analysiert wurden, liegen aus dem Raum von Dänemark bis Holland für vergleichende Untersuchungen 71 Pollendiagramme vor, die sich durch eine große Ähnlichkeit im Verlauf ihrer Pollenkurven auszeichnen. Auf Grund der geologischen Lagerungsverhältnisse, die vor allem P. WOLDSTEDT (1950, 1951, 1954) in den letzten Jahren mehrfach beschrieben hat, dürfte das letztinterglaziale Alter aller dieser Moor- und Seeablagerungen kaum zu bezweifeln sein, und die sich aus den Pollendiagrammen ableitende Wald- und Klimageschichte als typisch für das Letzte- oder Eem-Interglazial gelten.

In einer ersten zusammenfassenden pollenanalytischen Bearbeitung von Fundpunkten aus Jütland und Norddeutschland gliederte K. JESSEN (in JESSEN & MILTHERS 1928) auf Grund der Änderungen in der Vegetationszusammensetzung den ganzen Komplex des letzten Interglazials in 5 Stufen (I—V) und 13 Zonen (a—n). Diese Einteilung ist auch heute noch allgemein voll anerkannt, wenn auch gegen die Stellung der Stufen IV und V mit den Zonen l—n gewisse Bedenken geäußert werden. Weiter unten wird im folgenden Abschnitt hierauf noch einzugehen sein. Eine weitere Unterteilung nahm dann W. SELLE (1941, 1951) vor. Nach dieser neuen Gliederung werden die einzelnen Abschnitte mit römischen Zahlen belegt und die Unterabschnitte durch kleine Buchstaben bezeichnet. Eine Gegenüberstellung beider Einteilungen zeigt die Übersichtstabelle. Daß sich bei einer Untersuchung mit möglichst dichtem Probenabstand noch weitere Charakteristika und typische Merkmale herausarbeiten lassen, zeigte R. HALLIK (1954). Er konnte nachweisen, daß in mehreren Pollendiagrammen des Eem-Interglazials die Kurven von *Picea* und *Carpinus* alternierend 4 aufeinanderfolgende Gipfel zeigen.

Der Ablauf der Waldgeschichte des Eem-Interglazials ist schon so oft beschrieben worden (SELLE 1951, WOLDSTEDT 1949, 1954a), daß in diesem Zusammenhang auf Einzelheiten verzichtet werden kann.

Im folgenden sollen daher nur die besonderen Merkmale und Charakteristika dargestellt werden, soweit sie für die Unterscheidung eemzeitlicher Ablagerungen von älteren bzw. jüngeren Bildungen von Bedeutung sind. (Die Reihenfolge der vegetationsgeschichtlichen Abschnitte ist aus der Tabelle zu entnehmen).

Die frühen und späten Vegetationsphasen, für die wir zweifelsohne eine weitgehende Übereinstimmung der klimatischen Verhältnisse annehmen müssen, sind in allen Interglazialen etwa gleich ausgeprägt. W. SELLE (1953) weist darauf hin, daß zu Beginn einer Interglazialzeit bzw. am Ende einer Vereisung zunächst Birkenwälder und anschließend Birken-Kiefernwälder vorherrschend waren, während das Interglazial im allgemeinen mit einer deutlich ausgeprägten Kiefernphase endete. Eine stratigraphische Einstufung von Ablagerungen aus dem Beginn bzw. dem Ende einer Interglazialzeit mit Hilfe pollenstratigraphischer Methoden ist nur in besonders günstig gelagerten Fällen möglich, und man wird daher bei subarktischen Pollenspektren ohne Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse kaum eine einwandfreie Datierung vornehmen können.

Die Wiedereinwanderung der wärmeliebenden Bäume dagegen weist in den verschiedenen Warmzeiten grundlegende Unterschiede auf, so daß gerade diese Zeitabschnitte für die Datierung von wesentlicher Bedeutung sind. Für das Eem-Interglazial sind folgende Merkmale als besonders charakteristisch herauszuheben: Nach einer Birken-Kiefernzeit (Zone d) breitet sich die Eiche schnell aus. Während die Birke entsprechend rasch zurückgeht, behält die Kiefer zunächst ihre Werte bei (Zone e). Etwas später als die Eiche erscheint auch die Ulme. Die Hasel erreicht ihr Maximum zusammen mit der Eiche. Im letzten Drittel der Eichenmischwaldzeit, nach dem Haselmaximum, breitet sich erst die Linde aus und überflügelt teilweise sogar die Eiche. Der Anstieg der Erle

geht dem Verlauf der Haselkurve parallel. Nach der Eichenmischwaldzeit folgt ein Abschnitt, der durch eine plötzliche Ausbreitung der Hainbuche (Zone g) gekennzeichnet ist. Die Buche dagegen, die im Postglazial eine bedeutende Rolle spielt, fehlt in den Ablagerungen der letzten Warmzeit aus Nordwestdeutschland vollständig. Im Anschluß an die Hainbuchenzeit tritt die Fichte (Zone h) die Vorherrschaft an. Gleichzeitig mit dem Fichtenmaximum erreicht meistens auch die Tanne ihre höchsten Werte. Der Anstieg der Tannenkurve beginnt im allgemeinen erst in der Fichtenzeit, wenn auch der Tannenpollen vereinzelt schon in der Zone g auftritt.

Die Pollenkurven aller letztinterglazialen Diagramme zeigen eine deutliche, differenzierte Entwicklung, die in dieser Hinsicht mit den walddeschichtlichen Phasen des Spät- und Postglazials übereinstimmt, sich aber deutlich gegen die mehr oder weniger große Gleichförmigkeit der Pollendiagramme aus einwandfreien Mindel/Riß-Ablagerungen abhebt (REIN 1955). Im Mindel/Riß-Interglazial weisen die Pollendiagramme, abgesehen von den kalten Phasen zu Beginn und Ende des Interglazials, eine durchgehende Dominanz von Kiefer und Erle auf, wodurch alle anderen Pollenwerte weitgehend unterdrückt werden. Weiter treten Fichte und Tanne früh in Erscheinung.

Aber auch gegenüber dem Spät- und Postglazial weist das Eem-Interglazial mehrere typische Unterschiede auf, die eine Abgrenzung von terrestrischen Ablagerungen aus beiden Zeitabschnitten ermöglichen. Im Postglazial hat die Hasel ihre erste Kulmination zusammen mit dem Kiefernmaximum vor der Ausbreitung des Eichenmischwaldes. Die Ulme und Linde erscheinen vor der Eiche bzw. haben ihre höchsten Werte vor dieser. Besonders zu beachten ist die im allgemeinen geringe Beteiligung der Fichte und das völlige Fehlen der Tanne sowie die deutliche Vormachtstellung der Buche bei nur geringem Hainbuchen-Anteil. Die Ausbreitung der Erle erfolgt erst nach dem ersten Haselmaximum, etwa gleichzeitig mit dem Eichenmischwald.

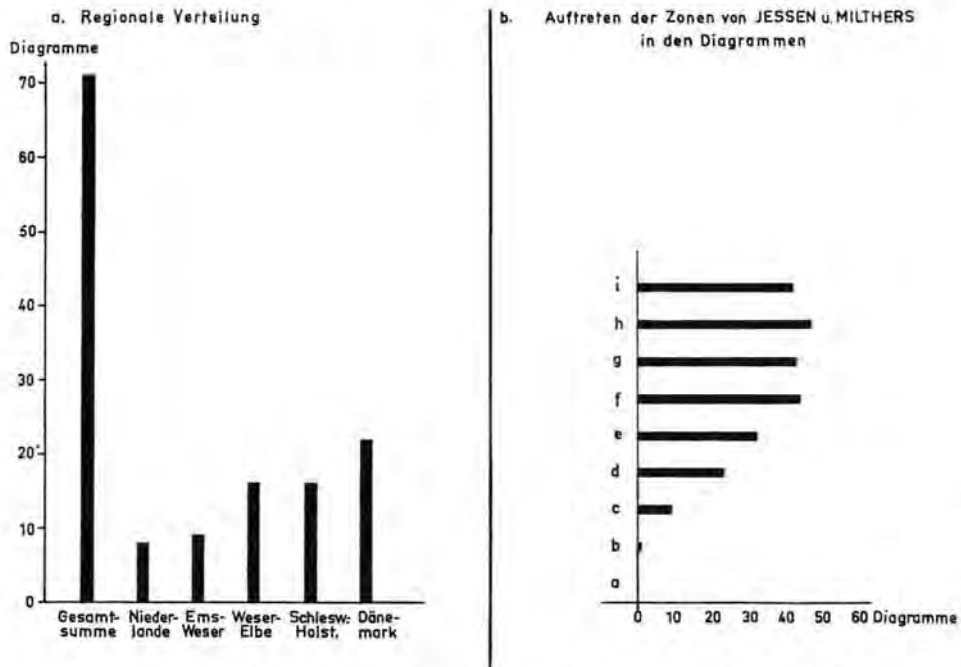


Abb. 1. Stand der pollenanalytischen Untersuchung des Eem-Interglazials in Dänemark, Nordwestdeutschland und in den Niederlanden auf Grund der vollständigen Pollendiagramme.

Trotz mancher Übereinstimmung sind doch typische Merkmale in dem Ablauf der Waldgeschichte der verschiedenen Interglaziale vorhanden, die es zulassen, das Alter einer Moor- oder See-Ablagerung auf Grund der Pollenzusammensetzung einwandfrei zu bestimmen. Voraussetzung ist allerdings, daß eine möglichst vollständige Probenfolge für die pollenanalytische Untersuchung zur Verfügung steht.

Einen Überblick über den Stand unserer Erkenntnisse der Vegetationsentwicklung im Eem-Interglazial gibt Abb. 1. Hieraus ist zu erkennen, daß sich die Gesamtzahl der untersuchten Pollendiagramme etwa gleichmäßig über das gesamte Arbeitsgebiet verteilt. Weniger einheitlich sind dagegen die einzelnen Abschnitte des Interglazials untersucht. Aus der Zone a fehlen jegliche palynologischen Untersuchungen, und die Zone b wurde bis jetzt nur in einem Diagramm erfaßt. Besonders zahlreich dagegen ist das bearbeitete Material aus den oberen Zonen von f bis i. Bei zukünftigen Untersuchungen ist das Augenmerk daher vor allem darauf zu richten, die liegenden Zonen des Eem-Interglazials noch besser zu erfassen.

### 3. Die Interstadiale der Würmeiszeit

An verschiedenen Fundpunkten werden im Hangenden der organogenen Ablagerungen des Eem-Interglazials, von diesen meistens durch eine geringmächtige Sandlage getrennt, erneut dünne Torf- und Gytjtabildungen angetroffen. Bei einem Teil der jüt-ländischen Interglazialvorkommen, dem sog. Herning-Typ, konnte K. JESSEN (1928) im Anschluß an die Kiefernzonen (Zone i) eine Birken-Phase (Zone k) und dann einen erneuten wärmeren Abschnitt (Zone l) mit Eiche, Erle, Hainbuche, Hasel und Fichte beobachten, auf die wieder Birken-Kiefernwälder (Zonen m, n) folgten.

Aus Niedersachsen machte W. SELLE (1952) jeweils zwei Torfbänke oberhalb der interglazialen Ablagerungen von Schwindebeck, Ohrel und Nedden-Averbergen bekannt. Auch aus Schleswig-Holstein liegen jetzt entsprechende Beobachtungen vor (HALLIK 1954). E. DITTMER (1954) beschrieb geringmächtige Torflagen aus würmeiszeitlichen Schmelzwassersanden, die auf Grund ihrer Lagerung und Pollenführung als Interstadialbildungen zu deuten sind.

Die wichtigsten Baumpollen in den Spektren aus diesen Ablagerungen sind *Betula* und *Pinus*, daneben *Salix*. Im Laufe der Entwicklung stellen sich regelmäßig — wenn auch nur ganz vereinzelt — *Picea*, *Alnus* und *Corylus* ein. Alle diese Vorkommen zeigen im Ablauf der Pollenkurven deutliche Übereinstimmungen. Sie beginnen im allgemeinen mit hohen Birken-Frequenzen und enden mit einer Kieferndominanz. Die organischen Sedimente sind von feinen Mittelsanden durchsetzt. SELLE (1952) weist besonders darauf hin, daß die Pollenzusammensetzung in den Torfen von Ohrel, Nedden-Averbergen und Schwindebeck eine gewisse Ähnlichkeit mit der im Alleröd-Interstadial besitzt.

Den überwiegenden Teil aller dieser Ablagerungen müssen wir zweifelsohne Interstadialen der letzten Vereisung zuordnen. Bei einigen, besonders bei Bildungen mit einem ausgesprochenen Maximum wärmeliebender Sporomorphen, ist mit Umlagerungserscheinungen zu rechnen. Es ist jedoch nicht möglich, alle diese oberen Torfhorizonte als allochthone Bildungen zu bezeichnen (THOMSON 1951).

Eine großräumige Parallelisierung dieser verschiedenen interstadialen Vorkommen und die Festlegung auf ein bestimmtes Interstadial ist bei dem heutigen Stand unserer Kenntnisse nicht möglich, und es ist P. WOLDSTEDT (1954b) unbedingt zuzustimmen, wenn er vorschlägt, zunächst die Interstadiale mit lokalen Namen zu versehen und Bezeichnungen wie W I, W II und W III fortzulassen, solange wir nicht genau wissen, wieviele Interstadiale vorhanden waren und wie wir sie unterscheiden sollen. Welche



Stellung die oberen Horizonte der Interglaziale vom Herning-Typ mit einer gemäßigten Flora einnehmen, ist auf Grund unserer heutigen Kenntnisse noch nicht befriedigend zu klären. Weitere Untersuchungsergebnisse sind hier abzuwarten.

#### 4. Die Kieselgur-Ablagerungen außerhalb der Grenze des Warthe-Vorstoßes und die pollenstratigraphische Gliederung im jüngeren Pleistozän

Alle 71 aus dem Untersuchungsgebiet vorliegenden Pollendiagramme von Fundpunkten, deren stratigraphische Stellung im Lagerungsverband nicht im Widerspruch zu einer Zuordnung in das Eem-Interglazial steht, stimmen in dem Ablauf ihrer Pollenkurven und damit der Vegetationsphasen so gut überein, daß auch von der Seite der Pollenstratigraphie ihre gleichzeitige Entstehung als unbedingt gesichert angesehen werden kann. Eine Abweichung von der für das letzte Interglazial als charakteristisch anerkannten Vegetationsentwicklung besitzen die Pollendiagramme aus den Kieselgurvorkommen von Munster, Neu-Ohe und Ober-Ohe, die außerhalb der morphologischen Grenze des Warthe-Vorstoßes liegen und deren Altersstellung bislang noch nicht restlos geklärt werden konnte.

Die Kieselgur von Neu-Ohe wurde zuerst von R. GISTL (1928) pollenanalytisch untersucht. Die mit dichtem Probenabstand (10 cm) durchgeführte Untersuchung eines 11,1 m mächtigen Profils aus der Grube Reyhe u. Söhne ergab die vollständige Vegetationsentwicklung eines Interglazials. Über die stratigraphische Stellung der Kieselgurlager von Munster und Ohe wurden in den folgenden Jahren die verschiedensten Ansichten geäußert und diese Ablagerungen in das Elster-Saale-Interglazial bzw. in ein Saale-Warthe-Interglazial gestellt. Im Rahmen einer von P. WOLDSTEDT veranlaßten neuen Bearbeitung der nordwestdeutschen Interglazialvorkommen, die 1936 in die Wege geleitet wurde (WOLDSTEDT, REIN & SELLE 1951), erfolgte u. a. auch eine genaue pollenanalytische Untersuchung der Kieselgurlager von Ober-Ohe und Munster. Eine Kieselgur-Bohrung von Munster bearbeitete U. REIN (in WOLDSTEDT 1949), während W. SELLE ein Profil aus der Kieselgurgrube Else in Munster (in WOLDSTEDT, REIN & SELLE 1951) und der Grube Ober-Ohe (SELLE 1954) analysierte. Die neuen Untersuchungen bestätigen im wesentlichen die Ergebnisse GISTL's.

Von Bedeutung ist allerdings die Feststellung, daß die Tanne z. T. stärker vertreten war als die Fichte. GISTL hatte Fichten- und Tannepollen nicht unterschieden. Trotzdem zeigt das Pollendiagramm von GISTL immer noch die vollständigste Entwicklung, und wir müssen es bei einer Beschreibung der Vegetationsentwicklung zu Grunde legen.

In den untersten Proben des Profils ist eine Birkenzeit zu erkennen, an die sich eine Birken-Kiefern-Periode anschließt. In der folgenden Kiefern-Phase breitet sich die Erle schnell aus, während die Birke entsprechend zurückgeht. Gleichzeitig erscheinen die Fichte, die Eiche, die Hainbuche und die Hasel. Ulme und Linde sind im ganzen Profil an der Zusammensetzung des Eichen-Mischwaldes nur ganz untergeordnet beteiligt. Die Kiefern-Phase wird von einer Eichen-Mischwald-Haselzeit abgelöst. Die Hasel erreicht in diesem Abschnitt ihre höchsten Werte. Unterbrochen wird die Entwicklung durch einen plötzlichen Anstieg der Kiefer, die Werte wie in der liegenden Kiefern-Phase erreicht. Gleichzeitig breitet sich auch die Birke wieder aus, überflügelt aber nicht die Erle, die immer noch Werte von etwa 20% behält. Nach diesem wohl als Kälterückschlag zu deutenden Kiefernvorstoß, der nur von relativ kurzer Dauer gewesen sein kann, ist ein erneuter Anstieg der Eiche, Erle und Hasel zu verzeichnen. Diese 2. Eichen-Mischwald-Haselzeit wird durch einen von der Hainbuche gekennzeichneten Abschnitt abgelöst. Auf die Hainbuchenzeit folgt, wie W. SELLE (1951, 1954) feststellen konnte, eine Tannenzeit, die durch eine vorübergehende nochmalige Ausbreitung von Eiche und Hainbuche im oberen Drittel des Profils in drei Abschnitte zu gliedern ist. In

diesem oberen Eichen-Hainbuchen-Abschnitt setzt wieder eine verstärkte Ausbreitung der Kiefer ein, die am Ende des Interglazials die absolute Vorherrschaft einnimmt. Überdeckt wird die Vegetationsentwicklung durch eine anhaltende Vorherrschaft von Kiefer und Erle. Hierdurch erhält das Diagramm eine gewisse Einförmigkeit und die Ausbreitung und Entwicklung der anderen Bäume wird stark unterdrückt. Auch die Kiefer und Tanne treten nach der ersten Kiefernzeit als ständige Begleiter auf. Über das erste Auftreten der Tanne sind aus den oben angeführten Gründen keine Angaben zu machen. Ob die Tanne schon vor dem Kiefernvorstoß vorhanden war, muß späteren Untersuchungen überlassen bleiben. Bei einem Vergleich der GISTL'schen Bearbeitung mit den neuen Untersuchungen von U. REIN und W. SELLE scheinen diese Diagramme erst nach dem deutlichen Kiefern-Vorstoß im unteren Drittel der Entwicklung einzusetzen.

Unter Berücksichtigung der Untersuchungsergebnisse von SELLE (1954) lassen sich in der Kieselgur von Munster, Ober-Ohe und Neu-Ohe folgende Vegetationsphasen erkennen (von oben nach unten):

- IX. Kiefernzeit
  - c. Tannen-Kiefernzeit
- VIII. Tannenzeit
  - b. Tannen-Eichen-Hainbuchenzeit
  - a. Tannen-Kiefernzeit
- VII. Hainbuchenzeit
- VI. 2. Eichenmischwald-Haselzeit
- V. Kiefernvorstoß
- IV. 1. Eichenmischwald-Haselzeit
- III. Kiefernzeit
- II. Kiefern-Birkenzeit
- I. Birkenzeit

Die aus den Pollendiagrammen der außerhalb des Warthe-Vorstoßes liegenden Kieselgurvorkommen abzulesende Vegetationsentwicklung weicht in ihrer Abfolge doch beträchtlich von der oben als typisch für das Eem-Interglazial beschriebenen ab, und es ist eine nicht zu verkennende Übereinstimmung mit den Pollendiagrammen von Neede, Hoxne, Krefeld und Ummendorf (U. REIN 1955) vorhanden. Auch W. SELLE (1954) betont in seiner neuesten Arbeit über die Kieselgur von Ober-Ohe die große Ähnlichkeit mit dem Mindel/Riß-Interglazial, läßt aber die Frage „ob die Kieselgur dem Mindel/Riß-Interglazial oder einem bislang nicht bekannten Interglazial angehört, wegen des geringen und ungleichen Materials“ offen. Wir stellen damit fest, daß auf Grund pollenstratigraphischer Überlegungen die Kieselgurvorkommen von Munster, Ober-Ohe und Neu-Ohe mehr der Vegetationsentwicklung des Holstein-Interglazials als der des Eem-Interglazials gleichen.

Über die stratigraphische Einordnung der Kieselgurvorkommen von Munster und Ohe hat P. WOLDSTEDT (1950, 1951) in den letzten Jahren Überlegungen angestellt und kommt zu dem Schluß, daß „die Lagerungsverhältnisse doch eher für ein letzt-interglaziales Alter der Kieselgurvorkommen von Ohe und Munster, als für eine Zugehörigkeit zur Elster/Saale-Interglazialzeit sprechen“. Er weist aber darauf hin, daß die Sonderentwicklung der Pollendiagramme von Munster und Ohe auf Ursachen zurückzuführen seien, die wir bisher nicht kennen und daß eine weitere Untersuchung erforderlich sei (WOLDSTEDT 1951).

Umfang und Größe des Gebietes, in dem mit einer räumlich eng begrenzten von der normalen Waldgeschichte abweichenden Sonderentwicklung zu rechnen ist, ergibt sich aus der Verteilung der interglazialen Fundpunkte, von denen Pollendiagramme vorliegen. In der nächsten Umgebung der Kieselgurlager von Ohe und Munster sind

acht weitere pollenanalytisch genau untersuchte Interglazialbildungen bekannt und zwar die Kalkmergellager von Lehringen (REIN 1938); Nedden-Averbergen, Honerdingen, Mengebostel (W. SELLE); die Kieselgurlager im oberen Luhetal von Hützel (U. REIN) und Grevenhof (W. SELLE); sowie die Moorbildungen von Römstedt (JESSEN 1928) und Gr. Hehlen (SELLE 1941). Alle diese interglazialen Ablagerungen, die Ohe und Munster von drei Seiten umgeben, zeigen in dem Verlauf ihrer Pollendiagramme das Bild der Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials. Innerhalb des von diesen Vorkommen begrenzten Gebietes muß also, falls die Kieselgur von Ohe und Munster mit den benachbarten Fundpunkten gleichalterig sein soll, die Einwanderung und Ausbreitung der Waldbäume einen besonderen Verlauf genommen haben. Die Ost-West-Erstreckung dieses Areals beträgt 60 km (Mengebostel—Römstedt), während für die Entfernung von Hützel bis Gr. Hehlen rund 50 km anzusetzen sind. Über die Kalkmergel- und Kieselgurlager westlich und südwestlich von Ülzen liegen leider keine ausführlichen Pollenuntersuchungen vor (Abb. 2).

Wenn also in dem oben beschriebenen Gebiet auf Grund besonderer ökologischer Faktoren die Fichte und die Tanne schon sehr früh stockten, so müßten diese Bäume doch ihre Pollenkörner über ein größeres Gebiet gestreut haben und die Pollen wenigstens sporadisch in den gleichaltrigen benachbarten Pollenspektren auftreten. Dieses ist aber nicht der Fall (in den folgenden Ausführungen wird die Zoneneinteilung nach SELLE benutzt):

In Honerdingen (SELLE 1951) kommen vereinzelte Fichten-Pollen in den Zonen VIa und VIb vor. Die empirische Pollengrenze (=Beginn der geschlossenen Kurve) der Fichte liegt in der Zone VIc, während die rationelle Pollengrenze (=Beginn des Kurvenanstiegs) in der Zone VIIb zu suchen ist. Die Tanne wandert erst in der Zone VIII ein.

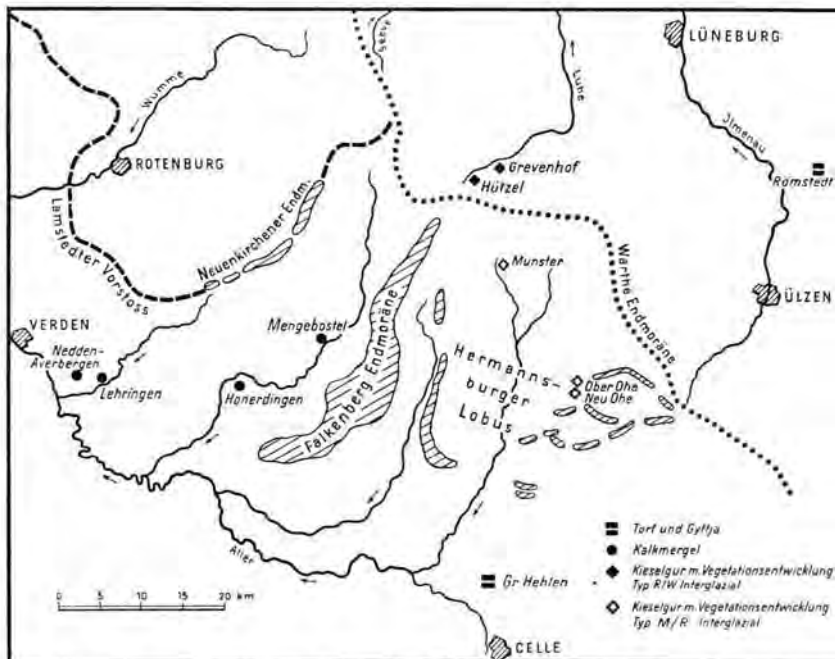


Abb. 2. Pollenanalytisch untersuchte interglaziale Ablagerungen in der Lüneburger Heide.  
 — Grenze des Lamstedter Vorstoßes (nach ILLIES 1952).  
 . . . Haupttrandlage der Warthe-Vereisung (nach WOLDSTEDT u. a.).

In dem Pollendiagramm von Mengebostel (SELLE in WOLDSTEDT 1942) beginnt, abgesehen von dem sporadischen Auftreten des Fichtenpollens in der Zone V, die geschlossene Kurve von *Picea* in der Zone VIb. Der Anstieg der Kurve setzt in Zone VIIa ein. Die Tanne erscheint in Zone VIIb. Eine stärkere Ausbreitung ist erst am Ende von VIII zu erkennen.

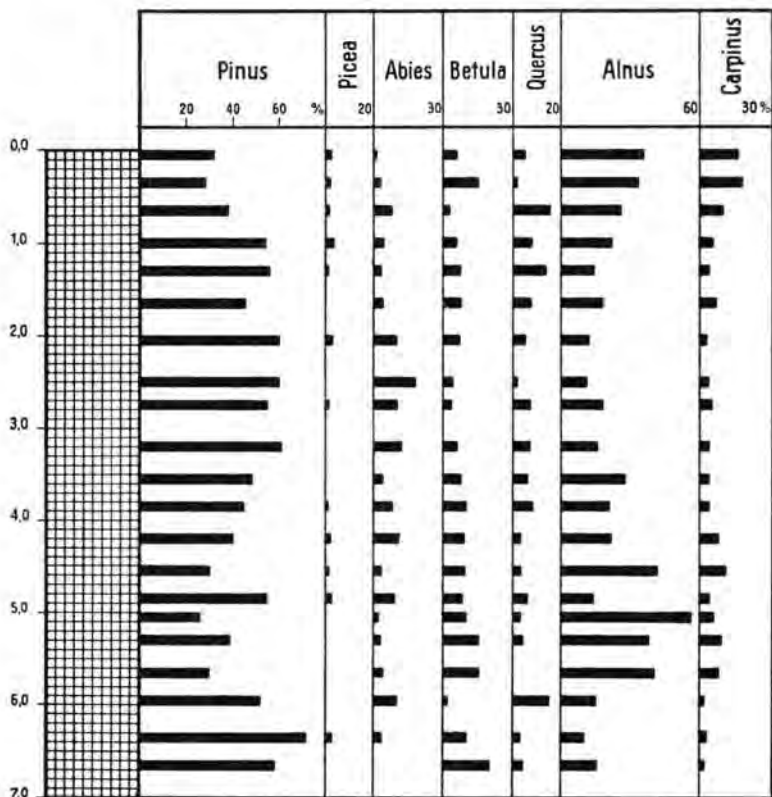


Abb. 3. Pollendiagramm der Kieselgur von Ober-Ohe (nach SELLE in WOLDSTEDT 1950).

Das aus dem Kieselgurvorkommen von Hützel veröffentlichte Teildiagramm (REIN in WOLDSTEDT 1942) des Kieselgurlagers beginnt erst mit dem Ende der Hainbuchen-Fichtenzeit (Zone VIIb). Die Fichte und Tanne sind also schon vorhanden. Das Diagramm der Kieselgur von Hützel, die nur 10 km von Munster entfernt ist, zeigt den typischen Kurvenverlauf der oberen Hälfte des Eem-Interglazials (Abb. 4). Das Ergebnis der pollenanalytischen Untersuchung von Grevenhof (SELLE in WOLDSTEDT 1950) ist für unsere Zwecke nicht brauchbar, da hier der Lagerungsverband durch spätere periglaziale Einflüsse gestört und dadurch die Einwanderung von Fichte und Tanne nicht abzulesen ist.

Auch in Römstedt (JESSEN & MILTHERS 1928) erfolgt die stärkere Ausbreitung der Fichte erst in der Zone VIIb, während die empirische Pollengrenze sich in der Zone VIc befindet. Die Tanne fehlt in Römstedt.

Unter den pollenanalytisch untersuchten interglazialen Fundpunkten der Eemzeit nimmt Gr. Hehlen (SELLE 1941) eine besondere Stellung ein, da hier das normale Bild durch eine durchgehende starke, wohl ökologisch bedingte Beteiligung der Kiefer über-



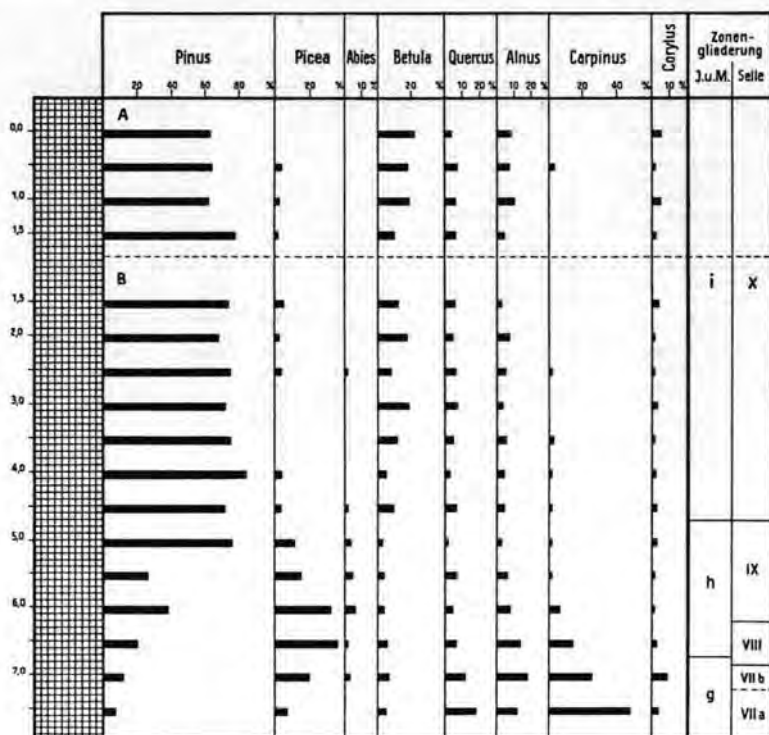


Abb. 4. Pollendiagramm des Kieselgurvorkommens von Hützel (nach REIN in WOLDSTEDT 1942).

deckt wird (Abb. 5). Trotzdem zeichnet sich die normale Entwicklung des letzten Interglazials gut ab, wie an dem Balkendiagramm deutlich zu erkennen ist.

Auch in dem Pollendiagramm von Wallensen im Hils (RABIEN 1953, THOMSON 1951) ist trotz der Mittelgebirgslage kein gegenüber dem Flachland wesentlich früheres Auftreten oder abweichendes Verhalten der Fichte und Tanne während der letzten Interglazialzeit zu beobachten.

Die Möglichkeit einer besonderen Vegetationsentwicklung ist auf Grund dieser Tatsachen abzulehnen und es scheidet damit eine zeitliche Gleichsetzung mit dem letzten Interglazial aus. Wie verhält sich diese Schlußfolgerung nun zu den sonstigen geologischen Beobachtungen?

1. In den einzelnen randlichen Partien im Hangenden der Kieselgur von Ohe tritt echte Grundmoräne auf, die allerdings bislang als periglazialer Wanderschutt gedeutet wurde (WOLDSTEDT 1950).

2. Im Hangenden der Kieselgur von Breloh-Munster werden kieselige, geschiebeführende Sande beobachtet. P. WOLDSTEDT (1950) schreibt hierzu: „Eine Ableitung dieser kiesigen Schichten durch Abschwemmung aus der Umgebung stößt bei dem Lager von Munster-Breloh allerdings auf Schwierigkeiten. Denn Höhen, von denen diese Bildungen abgeschwemmt sein könnten, sind in der näheren Umgebung kaum vorhanden“.

3. Die Lagerungsstörungen in der Gur werden von CARLÉ (1939) auf Druckwirkungen des Inlandeises zurückgeführt. Dagegen weist WOLDSTEDT auf die Abhängigkeit der Streichrichtungen der Störungen von der Gestalt des Beckens hin, die Störungen sind durch Gleitbewegungen und einseitige Belastung zu erklären.

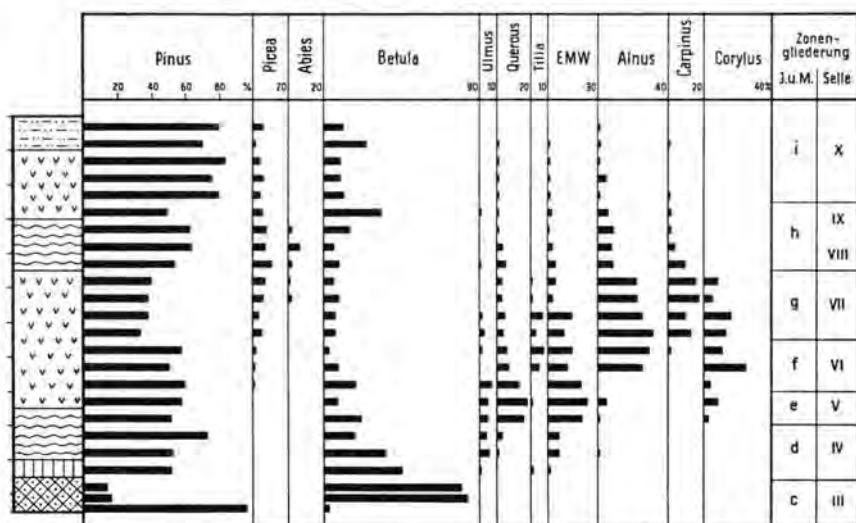


Abb. 5. Pollendiagramm des Interglazialvorkommens von Gr. Hehlen (nach SELLE 1941).

4. Auf Grund bodenmechanischer Untersuchungsmethoden, mit denen sich die geologische Vorbelastung eines Sedimentes berechnen läßt, kommt A. DÜCKER (1951) zu dem Ergebnis, daß die Gurvorkommen außerhalb des Warthe-Stadiums vom Gletschereis bedeckt worden sind. Allerdings können diese Bildungen nur von einer 50 bis 100 m mächtigen Eisdecke überlagert gewesen sein. Das Eis kann demnach nicht der Saale-Vereisung angehört haben. DÜCKER nimmt darauf an, „daß es sich hierbei um eine, bzw. mehrere kleine Eiszungen handelte, die der Warthevereisung angehören.“

Aber auch gegen die Einstufung in ein Saale/Warthe-Interglazial führt WOLDSTEDT (1950, 1951) wichtige Gründe an. Einmal fehlen sonstige Hinweise für ein solches Interglazial auf der Saale-Moräne und zum anderen finden wir außerhalb der morphologischen Grenze des Warthe-Vorstößes zahlreiche Seeausfüllungen, die in ihren Pollendiagrammen alle das Bild des Riß/Würm-Interglazials zeigen. Nach einer besonderen Warthe-Eiszeit, als deren äußerster Rand der große Stauchmoränenzug der Lüneburger Heide anzusehen ist, dürften keine Senken mehr in diesem Gebiet vorhanden gewesen sein, da der starke periglaziale Einfluß der Warthe-Vereisung zur Auffüllung der alten von der Saale-Eiszeit geschaffenen Hohlformen geführt hätte. Da sich außerdem Anzeichen für ein spätes Auftauen von Toteis feststellen lassen, können wir nur schwer ein Interglazial vor dem Warthe-Vorstöß annehmen.

5. Wie oben schon erwähnt, könnte die Pollenflora von Ohe und Munster in das Mindel/Riß-Interglazial eingestuft werden. Gegen diese Lösung spricht aber die oberflächennahe Lage der Kieselgur und das Fehlen einer Grundmoräne der Riß-Vereisung. Auch reicht die geologische Vorbelastung nicht für eine Überdeckung durch das Riß- oder Saaleeis aus.

Die Meinungen über die stratigraphische Stellung der Kieselgur von Ohe-Munster gehen also stark auseinander, und es sind gegen jede Ansicht Einwände und Gegenargumente vorhanden. Fest steht, daß die Pollenflora nicht in das Riß/Würm-Interglazial gehört, sondern einen älteren Charakter besitzt. Weiter ist die geologische Vorbelastung nicht zu übersehen, die eine Überlagerung der Kieselgur mit einer geringmächtigen Eisdecke erkennen läßt.

Aus der Verteilung der Interglazialvorkommen mit einer eemzeitlichen Vegetationsentwicklung ergibt sich, daß ein großer Teil der Fundpunkte, die außerhalb des Warthe-

Vorstößes liegen, im Bereich einer westlich der Warthe-Grenze verlaufenen glazial-morphologischen Grenzlinie — dem Lamstedter Vorstoß — angetroffen werden (ILLIES 1952). Nachdem ILLIES (1952, 1954) überzeugend die Zusammengehörigkeit der Lamstedter- und der Warthe-Endmoräne klargelegt hat und beide als Vorstoßphasen einer selbständigen Vereisung ansieht, sprechen alle Voraussetzungen dafür, die Kieselgurvorkommen von Ohe und Munster in eine kurze Warmzeit zwischen dem äußersten Vorstoß der Saale-Vereisung, als dessen morphologische Grenze wir die Stauchmoränenzüge am Niederrhein und den Niederlanden anzusehen haben, und dem Lamstedter Vorstoß zu stellen. Damit können alle strittigen Punkte (abweichendes Pollendiagramm, geringe Eisbedeckung, Beschaffenheit der Deckschichten und Lage der letztinterglazialen Vorkommen), die bisher eine einwandfreie Deutung der stratigraphischen Stellung dieser Kieselgurlager erschweren, einer befriedigenden Lösung nähergebracht werden.

Mit als wichtigstes Argument gegen eine Warmzeit zwischen der Saalevereisung und einer Warthe-Vereisung wurde das Vorkommen von Seeablagerungen aus der letzten Interglazialzeit vor dem großen Endmoränenzuge der Lüneburger Heide angesehen (WOLDSTEDT 1942, 1950, 1951, 1954b). Die Entstehung der Hohlformen, aus denen in der letzten Warmzeit die Seen hervorgingen, hat ILLIES (1952), soweit sie im Bereich des Lamstedter Vorkommens liegen, erklärt. Aus dem Gebiet zwischen der äußersten Grenze der Saale-Vereisung und dem Lamstedter Vorstoß weist nur das Vorkommen von Quakenbrück mächtigere Seeablagerungen auf. Alle anderen Interglazialbildungen sind entweder aus der Verlandung flacher, offener Gewässer, wie die geringmächtigen Gyttablagerungen im Liegenden der Torfe zeigen (Gr. Hehlen, NO-Polder), hervorgegangen oder durch Versumpfung entstanden. Die interglazialen Ablagerungen von Norderney (DECHEND 1954), Amersfoort, Wieringmeer-Polder, Baaren (VERMEER-LOUMANN 1934) sind mit marinen Ablagerungen des Eems verknüpft. Die Moorbildung ist hier auf den durch das heranrückende Meer bedingten Grundwasseranstieg zurückzuführen. Bei den Interglazialvorkommen von Herbrum (JONAS 1941), Haren (v. D. BRELIE in K. RICHTER 1953), Asten, Zwolle und Hengelo (VAN DER VLERK & FLORSCHÜTZ 1950) beginnt die Torfbildung erst in den Zonen f bis g, also zur Zeit des Meereshöchststandes bzw. kurz vorher (v. D. BRELIE 1953). Da nach dem Aufbau der Profile (Torf über Sand) die Entstehung der Moore auf Versumpfungerscheinungen zurückgeführt werden muß, dürften auch hier die Zusammenhänge zwischen der mit der Meerstransgression zusammenhängenden Änderung der Grundwasserhältnisse und des Klimas nicht von der Hand zu weisen sein. Nur in Gr. Hehlen (SELLE 1941) und im NO-Polder (v. D. VLERK & FLORSCHÜTZ 1950) setzt die Moorbildung schon sehr früh ein (Zone b bzw. c). Hier aber fehlen die Anzeichen für eine Verlandung von tieferen Becken.

Auch das Vorhandensein eines größeren Sees im Gebiet von Quakenbrück dürfte nicht als zwingender Beweis gegen ein Interglazial zwischen Saale und Warthe angesehen werden. Die Entstehungsgeschichte dieses Gebietes bedarf noch einer genauen Überprüfung und Klärung. Auffällig ist, daß die Verlandung des Sees nach den pollenanalytischen Untersuchungen von JONAS (1937) und WILDVANG (1934) erst in der Zone f einsetzte. Der kalkhaltige Ton im Liegenden des Faulschlammkalkes muß glazialer Entstehung sein, da in ihm keine Pollenkörner nachgewiesen werden konnten. Wenn die Sedimentation des Tones erst in das letzte Interglazial gestellt wird, ist nicht einzusehen, warum diese Ablagerungen pollenfrei sein sollten. In den anderen Kalkmergelbecken (Godenstedt, Honerdingen, Mengebostel) konnte von den Zonen c bzw. d an eine durchgehende Pollenführung nachgewiesen werden. Es fehlen auch die Anzeichen für ein Tieftauen (Torf im Liegenden der limnischen Ablagerungen). Soweit es sich heute übersehen läßt, muß die Entstehung des Sees bei Quakenbrück ebenfalls mit der Transgression des Eemmeeres in Zusammenhang gebracht werden.

Auf Grund dieser Überlegungen kann also das Auftreten von Interglazialvorkommen mit einer Vegetationsentwicklung des letzten Interglazials außerhalb der morphologischen Grenze der Warthevereisung nicht mehr als Beweis gegen eine Warmzeit zwischen der Saale-Vereisung i. e. S. und der Warthe-Vereisung angesehen werden.

P. WOLDSTEDT (1954b) nimmt zwischen dem äußersten Vorstoß des Saaleeises, für den er den Namen Drenthe-Abschnitt vorschlägt, und dem Warthe-Vorstoß ein längeres Interstadial, das sog. „Hauptinterstadial“, an. Diesem Interstadial ist auf Grund der pollenanalytischen Untersuchungen von Ohe und Munster der Charakter eines Interglazials zu geben. Da die ersten pollenanalytischen Untersuchungen in dem Kieselgurlager von Neu-Ohe durchgeführt wurden, erscheint es gerechtfertigt, diese Warmzeit zwischen dem Drenthien und der Warthe als Ohe-Interglazial zu bezeichnen. Bei der nur kurzen Dauer des Interglazials (GISTL kommt auf Grund von Warvenzählungen in der Kieselgur von Neu-Ohe auf 10—12 000 Jahre) konnte ein so hoher Meeresstand wie im Holstein- und Eem-Interglazial nicht erreicht werden. Einen Meeresspiegel von nur geringem Ausmaß können wir aber nicht nachweisen.

Für die Gliederung des Pleistozäns haben die längeren Interglaziale, aus denen auch gleichzeitige Meerestransgressionen bekannt sind, auf jeden Fall eine größere Bedeutung. Es erscheint daher auch angebracht, die Bezeichnung Saale-Eiszeit als zeitlichen Oberbegriff beizubehalten und die Drenthe-Vereisung und Warthe-Vereisung als Unterabschnitte der Saale-Eiszeit aufzufassen. Für das jüngere Pleistozän Nordwestdeutschlands würde sich damit folgende Gliederung ergeben:

Abschnitte des mittleren und jüngeren Pleistozäns	Gliederung in Nordwest-Deutschland
Würm/Weichsel	Jüngere Eisvorstöße und Interstadiale
	Weichsel I-Vorstoß
Eemien	Eem-Warmzeit
Riß/Saale	Warthe-Vereisung i. w. S. (einschl. Lamstedter Vorstoß)
	Ohe-Warmzeit
	Drenthe-Vereisung (Saale-Vereisung i. e. S.)
Needien	Holstein-Warmzeit
Mindel/Elster	Elster-Vereisung

Bei weiteren Untersuchungen werden sich zweifelsohne noch mehr Interglazialvorkommen nachweisen lassen, die in die Warmzeit zwischen Drenthien und Warthe einzustufen sind. Es sei nur darauf hingewiesen, daß SELLE (1954) in der Kieselgur von Klieken die gleiche Vegetationsentwicklung wie in Ohe und Munster feststellen konnte. Die von KOLUMBE (1953) in diesen Zeitraum gestellten Torfbänke von Hemmoor zeigen eine Pollenzusammensetzung, die schon allein auf Grund der hohen *Picea*-Werte (maximal bis über 80%) nicht mit der oben aus den Kieselgurlagern von Ohe und Munster beschriebenen in Einklang zu bringen ist. Abgesehen von der nicht ganz eindeutigen



stratigraphischen Lage dieser Torfe (WOLDSTEDT 1954b), dürfte das Pollendiagramm von Hemmoor kaum die vollständige Entwicklung einer Interglazialzeit umfassen. Die Torfe scheinen eher in den Endabschnitten einer Warmzeit gebildet worden zu sein. Das Pollendiagramm besitzt mehr den Charakter einer abklingenden Warmzeit, wobei zunächst offengelassen werden muß, ob es sich bei den interglazialen Ablagerungen von Hemmoor um eine Bildung aus dem Endabschnitt des Needien oder des Eemien handelt. Jedenfalls erscheint es nicht angängig, die in dem Pollendiagramm von Hemmoor sich abzeichnende Vegetationsentwicklung als typisch für den Zeitabschnitt zwischen dem Rückzug des Drenthe-Eises und dem Lamstedter Vorstoß anzusehen.

### Schriftenverzeichnis

- V. D. BRELIE, G.: Transgression und Moorbildung im letzten Interglazial. - Mitt. a. d. Geol. Staatsinst. Hamburg **23**, S. 111-118. 1954.
- CARLÉ, W.: Die Lagerungsstörungen in den Kieselgurgruben von Ohe. - Abh. nat. Ver. Bremen **31**, S. 221-235. 1939.
- DECHEND, W.: Eustatische und tektonische Einflüsse im Quartär der südlichen Nordseeküste. - Geol. Jb. **68**, S. 501-516. 1954.
- DITTMER, E.: Interstadiale Torfe in würmeiszeitlichen Schmelzwassersanden Nordfrieslands. - Eiszeitalter u. Gegenwart **4/5**, S. 172-175. 1954.
- DÜCKER, A.: Ein Untersuchungsverfahren zur Bestimmung der Mächtigkeit des diluvialen Inlandeises. - Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg **20**, S. 3-14. 1951.
- GAMS, H.: Die Bedeutung der Paläobotanik und Mikrostratigraphie für die Gliederung des mittel-, nord- und osteuropäischen Diluviums. - Zschr. f. Gletscherkunde **18**, S. 279-336. 1930. - - Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. - Ecl. Geol. Helv. **28**, S. 1-31. 1935. - - Neue Beiträge zur Vegetations- und Klimageschichte der nord- und mitteleuropäischen Interglaziale. - Experientia S. 357-363. Basel 1954.
- GISTL, R.: Die letzte Interglazialzeit der Lüneburger Heide, pollenanalytisch betrachtet. - Bot. Arch. **21**, S. 648-710. 1928.
- HALLIK, R.: Zur Feinstratigraphie des Eem-Interglazials. - Geol. Jb. **68**, S. 179-183. 1954. - - Die ersten Funde weichsel-interstadialer Bildungen in Schleswig-Holstein und Hamburg. - Vortr. a. d. Tagung DEUQUA in Bad Segeberg. 1954.
- ILLIES, H.: Eisrandlagen und eiszeitliche Entwässerung in der Umgebung von Bremen. - Abh. nat. Ver. Bremen **33**, S. 19-56. 1952. - - Neues über die Vereisungsgrenzen in der Umgebung Hamburgs. - (in Druck). Vortr. a. d. Tagung DEUQUA in Bad Segeberg. 1954.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical and palaeontological studies of interglacial freshwater deposits in Jütland and Northwest-Germany. - Danm. Geol. Unders., II. Raekke **48**, Kopenhagen 1928.
- JONAS, F.: Das Quakenbrücker Interglazial. - Beih. Botan. Zentralbl. **57 B**, S. 219-246. 1937. - - Heiden, Wälder und Kulturen Nordwestdeutschlands. - Fedde's Repert. usw., Bh. **109**, 1941.
- KOLUMBE, E.: Nachweis einer Wärmezeit zwischen Alt- und Mittel-Riß in Niedersachsen. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg **22**, S. 22-27. 1953.
- REIN, U.: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Lehringen. - Z. deutsch. Geol. Ges. **90**, S. 145-147. 1938. - - Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 1. Die Pollenstratigraphie im älteren Pleistozän. - Eiszeitalter u. Gegenwart **6**, 1955.
- RABIEN, Ilse: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Wallensen in der Hilsmulde. - Eiszeitalter u. Gegenwart **3**, S. 96-128. 1953.
- RICHTER, K.: Erdgeschichte des Emmelner Berges bei Haren/Ems. - Jb. d. emsländischen Heimatvereins. 1953.
- SELLE, W.: Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie der nordwestdeutschen Interglaziale. - Jb. Reichsst. f. Bodenforsch. **60**, S. 197-231. 1941. - - 1951 s. WOLDSTEDT, REIN & SELLE. - - Die Interstadiale der Weichselvereisung. - Eiszeitalter u. Gegenwart **2**, S. 112-119. 1952. - - Gesetzmäßigkeiten im pleistozänen und holozänen Klimaablauf. - Abh. nat. Ver. Bremen **33**, 2, S. 259-290. 1953. - - Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Ober-Ohe in der Lüneburger Heide. - Abh. nat. Ver. Bremen **33**, S. 457-463. 1954.
- VERMEER-LOUMAN, G. G.: Pollenanalytisch onderzoek van den West-Nederlandschen bodem. - Dissertation Amsterdam. 1934.

- VAN DER VLERK, J. M. & FLORSCHÜTZ, F.: Nederland in het Ijstijdvak. - Utrecht 1950. - - The Palaeontological Base of the Subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. - Verh. kon. ned. Akademie v. Wetensch., Eerste Reeks, **20**, 2, Amsterdam 1953.
- WILDVANG, D.: Die Interglazialbohrung Quakenbrück. - Jb. preuß. geol. L.A. **55**, S. 142-150. 1934.
- WOLDSTEDT, P.: Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland und über die Stellung des Warthe-Stadiums in der norddeutschen Eiszeitgliederung. - Ber.Reichsamt f. Bodenforsch. **7/8**, S. 131-139. 1942. - - Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialbildungen im Randgebiet der nordeuropäischen Vergletscherung. - Z. deutsch. geol. Ges. **99**, S. 96-123. 1949. - - Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - Stuttgart 1950. - - REIN & SELLE: Untersuchungen an nordwestdeutschen Interglazialen. - Eiszeitalter u. Gegenwart **1**, S. 83-102, 1951. - - Das Eiszeitalter. Bd. 1, 2. Aufl. - Stuttgart 1954 (1954a). - - Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - Eiszeitalter u. Gegenwart **4/5**, S. 34-48, 1954 (1954b).

Manusk. eingeg. 28. 2. 1955.

Anschrift des Verf.: Dr. Günther von der Brelie, Amt für Bodenforschung, Landesstelle Nordrhein-Westfalen, Krefeld, Westwall 124.

## Über interglaziale und interstadiale Bildungen von Loopstedt am Haddebyer Noor bei Schleswig

(Vorläufige Mitteilung)

VON ERICH KOLUMBE, Hamburg-Altona

**Zusammenfassung.** Eine Nachuntersuchung des lange bekannten Eem-Interglazials von Loopstedt führte zur Entdeckung eines Weichsel-Interstadials.

**Abstract:** A supplementary study of the Eemian interglacial deposits near Loopstedt known for a long time past resulted in discovering a Weichsel interstadial.

Das durch die Mitteilung von W. WOLFF 1922 zuerst und durch die Untersuchungen von JESSEN & MILTHERS (1928) genauer bekannt gewordene Vorkommen interglazialer Sedimente im Steilhang an der Ostseite des Haddebyer Noores nördlich des Dorfes Loopstedt in der Randzone des Weichsel-Vereisungsgebiets SSO von Schleswig unterliegt seit dem Herbst 1953 einer Nachuntersuchung.

Gelegentlich einer Überprüfung der bekannten Interglazialvorkommen besuchten Dozent Dr. H. ILLIES und ich im Oktober 1953 auch Loopstedt. Die aus dem Wasser des Haddebyer Noores aufsteigende Gytjtja des Interglazials wurde auf zwei Exkursionen in einer Gesamtlänge von 42 m vermessen und profilmäßig aufgenommen. Das Liegende der Gytjtja ließ sich bisher nicht mit Sicherheit in der Gesamterstreckung erfassen. Ungünstige Wasserstände in der Schlei und im angrenzenden Haddebyer Noor an den Untersuchungstagen machten eine einwandfreie Entnahme von Unterwasserproben unmöglich. Der beobachtete Abschnitt der Gytjtja hat eine maximale Mächtigkeit von etwa 2,5 m. Die sehr standfeste olivfarbene Gytjtja wird ständig von Quellwasser, das aus den hangenden Sanden austritt, überströmt. Ein olivbraunes Band von durchschnittlich 30 cm Mächtigkeit durchzieht das Gesamtlager. Es liegt nicht horizontal, sondern schwingt von N nach S mit geringer Abweichung von der Horizontalen und fällt deutlich nach S ein. Ob es sich hierbei um eine Stauchung oder um eine Schichtverbiegung aus anderen Gründen handelt, muß vorerst dahingestellt bleiben. Die Farbe dieses Bandes geht auf eine Beimengung von Feindetritus zur Gytjtja zurück. Im Nordteil des Profils wird die Gytjtja im Hangenden von einem 25—30 cm starken Torfband abgeschlossen, das wiederum von Feinsanden überlagert wird.

Das mikroskopische Bild der Gytjtja wird in allen untersuchten Schichten von sehr formenreichen *Pediastrum*-Coenobien beherrscht. Es handelt sich auch nach den beigemengten übrigen Mikrofossilien um eine Chlorophyceen-Gytjtja und nicht, wie bisher vermutet, um einen Diatomeenpelit.

Von JESSEN & MILTHERS (1928, Tafel 40 Nr. 8) wurden die Zonen f, g und h klar ermittelt. Das Bild der Kurvenverläufe kann nach der neuen Entnahme der Proben in Abständen von 2,5 cm detaillierter gezeichnet werden. Als neu ließen sich die Zonen i und k herausstellen, wobei die abklingende Zone k im Schwanken der *Betula*- und *Pinus*-Kurve im Zusammenhang mit den NBP-Werten speziellere Einblicke in den Klimaablauf der Endphase des Interglazials gestattet. Die gesamte Ablagerung zeigt die Zonen f — k (= Vc — IX nach W. SELLE 1941). Sie muß ins Eem-Interglazial gestellt werden.

Bei den Schürfungen im Spätherbst 1953 zeigten sich im Südteil der interglazialen Ablagerungen Störungen, die nach der Anlage eines stufenförmigen Schurfes hangaufwärts als Brodelerscheinungen gedeutet werden mußten. Schluffige Gytjtja und Feindetritusgytjtja sind mit Kiesen, Grobsanden und vereinzelt scharfkantigen Schottern

in der für Brodelerscheinungen charakteristischen Form miteinander vermengt. Im Südteil der hangenden Schichten des Interglazials zeigen sich also die Wirkungen eines kräftigen Periglazialklimas. Das heranrückende jüngste Eis verhält aber noch einmal, und das Klima pendelt zurück und gestattet die Bildung einer umfangreichen Serie von interstadialen Torfen, die sich auf den als Hangendes über dem Brodelhorizont befindlichen Feinsanden aufbauen. Zwischen den interglazialen und den glazialen Sedimenten der letzten Vereisung liegt eine vorerst mit 3,5 m Mächtigkeit ermittelte Interstadialbildung, die sehr wechselreich aus Feinsanden, torfigen Sanden, Torfen und Schluffen aufgebaut wird. Erst dann folgen die glazialen Absätze.

Die Pollenanalyse weist den interstadialen Charakter dieser Serie eindeutig nach. *Betula* und *Pinus* beherrschen das Bild vollständig. Im Liegenden wurden *Betula*-Werte von 85% verzeichnet. Eine *Betula*-Kiefern-Phase schließt sich an, der dann eine Kiefern-Fichten-Phase folgt. Im Schlußabschnitt dominieren in diesem ersten Profil die Kiefernwerte (80%), doch wird es auf Grund eines Parallelprofils möglich sein, die Birken-Schlußphase im Diagramm darzustellen. Die thermophilen Elemente, auf die hier nur hingewiesen werden soll, bewegen sich maximal um 5% und erscheinen in charakteristischem Wechsel in den einzelnen Diagrammabschnitten.

Durch die neue Untersuchung konnte dem bekannten Interglazial von Loopstedt ein Weichselinterstadial hinzugefügt werden, dessen Stellung noch nicht klar umrissen werden kann.

#### Angeführtes Schrifttum:

- JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical and paleontological studies in interglacial fresh-water deposits in Jutland and Northwest Germany. - Danm. Geol. Unders. II. R. No. 48, 1928.
- SELLE, W.: Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie der nordwestdeutschen Interglaziale. - Jahrb. d. Reichsst. f. Bodenforsch. f. 1939. 60, 1941. - - Gesetzmäßigkeiten im pleistozänen und holozänen Klimaablauf. - Abh. naturw. Ver. Bremen 33, 2, 1953.
- WOLFF, W.: Erdgeschichte und Bodenaufbau Schleswig-Holsteins. - Hamburg 1922.



## Das Spätglazial <sup>1)</sup>

Von R. SCHÜTRUMPF, Kiel

Mit 2 Abb.

**Zusammenfassung.** Im Anschluß an einen kurzen Überblick über die Hauptetappen der pollenanalytischen Spätglazialforschung werden neue Profile mit jungpaläolithischen Kulturschichten aus dem Hamburger Raum diskutiert. Die Diagramme registrieren die Bölling-Schwankung mit markanten *Betula*-Maxima und einem Tiefstand der N.B.P.-Kurve, die zur Abtrennung der Pollenzone II benützt werden. Die Kulturschicht von Borneck bei Ahrensburg gehört an die Wende Alleröd/Jüngere Dryas-Zeit, ist also etwa gleichaltrig mit Usselo/Holland. Die ebenfalls jungpaläolithische Kulturschicht von Poggenwisch bei Meiendorf dagegen ist älter. Sie gehört typologisch zur jüngeren Hamburger Stufe (=Hamburg II) und ist noch in die Zeit der Waldfreiheit gegen Ende der Zone I einzuordnen; d. h. noch vor die Bölling-Schwankung. Nach dem Nichtbaumpollen-Anteil ist sie jünger als die Funde von Meiendorf (=Hamburg I). Typologisch gleichartige Artefakte aus dem Geschiebemergel eines jüngeren Moränenzuges von Grömitz/Ostsee ermöglichen die Zeitbestimmung für den zugehörigen jüngeren Eisvorstoß. Die äußerste J-Moräne von Grömitz ist in der Zeit zwischen Hamburg II und einer Phase noch vor Bölling aufgeschüttet worden. Nach den C 14-Werten von Poggenwisch muß demnach der Eisvorstoß bis in die Gegend von Grömitz an der ostholsteinischen Küste noch nach 13 000 v. Chr. erfolgt sein.

**Summary.** After a short summary about the development of the late-glacial investigations and their chief results, new pollenanalytical studies of late-glacial deposits in the neighbourhood of Hamburg (Borneck near Ahrensburg and Poggenwisch near Meiendorf) with different culture-layers are discussed. The diagrams demonstrate that the chief culture-layer from Borneck belongs to an early state of zone IV, i. e. to the transition from the Alleröd-period to the Younger Dryas-time.

The artefacts from Poggenwisch are markedly older. They belong to a late period of zone I, before a climatical oscillation, marked by a *Betula*-maximum, which probably is synchronous with the Bölling-oscillation. The pollenspectra however are younger than those of Hamburg I from Meiendorf and Stellmoor, for the NAP-percentages already are smaller.

Typologically the artefacts are of the same kind as findings from Grömitz/Ostsee, which were found there in a secondary position, nearly 4 m deep in boulder-clay of the so-called J-moraine. Thus we can infer that the palaeolithic men lived near Hamburg in a period before the ice advanced once more up to the shore near Grömitz/Ostholstein. The C 14-dating of the corresponding horizon from Poggenwisch (chalkygyttja) is  $15150 \pm 350$  years before now. That means on the other side, that this younger ice-advance up to Grömitz still took place after ca 13000 B.C.

Bereits nach Ablauf des 1. Jahrzehntes pollenanalytischer Forschung waren die Grundzüge der Waldgeschichte Mitteleuropas im Wesentlichen bekannt. Der lange Anfangsabschnitt aber, in welchem die Pollendiagramme mehr oder weniger von der Birke beherrscht werden, konnte zunächst nicht weiter unterteilt werden, obgleich man sich darüber im Klaren war, daß er einen beträchtlichen Zeitraum umfassen mußte. Erst nachdem OVERBECK & SCHMITZ in den dreißiger Jahren die Nichtbaumpollen mitberücksichtigten, und FIRBAS durch den Vergleich mit rezenten Oberflächenproben walddloser Gebiete den Nachweis erbracht hatte, daß unter besonderen Bedingungen das Verhältnis von Baumpollen zu Nichtbaumpollen Rückschlüsse auf die Dichte der Bewaldung ermöglicht, war ein neuer Weg für eine Untergliederung gefunden. Auch die absolute Pollendichte (Pollenfrequenz) und der Grad der mineralischen Beimengungen in den spätglazialen Sedimenten ließ Rückschlüsse auf die Vegetationsbedeckung und damit auf die klimatischen Verhältnisse zu. So sind die Arbeiten der Folgezeit gekenn-

<sup>1)</sup> Nach einem auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung im September 1954 in Bad Segeberg/Holstein im Rahmen des Hauptthemas „Pollenanalytische Gliederung der pleistozänen Absätze Norddeutschlands“ gehaltenen Vortrag.

zeichnet durch den Versuch, den spätglazialen Abschnitt in einzelne Phasen zu unterteilen. Dabei bildete der pollenanalytische Nachweis einer Klimaschwankung — der sogen. Alleröd-Schwankung, die stratigraphisch seit Anfang des Jahrhunderts bekannt war — einen Hauptangelpunkt. Es folgten von verschiedenen Seiten Versuche, einzelne Pollenzonen abzugrenzen, die leider nicht einheitlich durchgeführt wurden, da sie zunächst nur auf Grund örtlicher Einzeluntersuchungen aufgestellt werden konnten, ehe ein regionaler Vergleich möglich war. So kommt es, daß wir heute im nordeuropäischen Raum eine dänische, eine schwedische und nordwestdeutsche Zonengliederung haben, deren Abgrenzungen zwar nicht völlig übereinstimmen, die sich jedoch verhältnismäßig gut miteinander parallelisieren lassen. Über größere Gebiete lassen sich einzelne Teilabschnitte wegen der regionalen Verschiedenheiten in der Entwicklung nicht ohne Weiteres wiederfinden, weil diese in den Einzelheiten noch nicht restlos geklärt sind, oder aber manche Gegenden noch nicht so untersucht sind, wie es wünschenswert wäre. FIRBAS (1949) war daher bei seiner Übersicht über die Waldgeschichte Mitteleuropas gezwungen, einzelne Pollenzonen zu walddeschichtlichen Abschnitten zusammenzufassen. So ist es verständlich, daß die Numerierung der FIRBAS'schen Diagrammabschnitte nicht mit der Numerierung der Pollenzonen übereinstimmt. Einzelheiten der Parallelisierung werden später erörtert.

Weitere Fortschritte erbrachte die von ERDTMAN ausgearbeitete neue Aufbereitungsmethode — die Acetolyse, die ein besseres Studium der Pollenmorphologie und damit eine Aufteilung der großen Gruppe der unbekannteren Kräuterpollen (Varia) ermöglichte. Besondere Bedeutung für den spätglazialen Abschnitt erlangten u. a. einige Arten trockener Standorte wie *Artemisia*, *Helianthemum*, *Sanguisorba minor*, *Centaurea cyanus* und *Ephedra distachya*. Obgleich bisher keine Großreste beobachtet worden sind, was mit Rücksicht auf den Standort auch nur durch einen glücklichen Zufall zu erwarten wäre, wurde durch das Auffinden der Pollenkörner das Steppenproblem der Spätseiszeit erneut aufgerollt. Die seit den Arbeiten NEHRINGS am Ende des vorigen Jahrhunderts bestehende Diskrepanz zwischen dem faunistischen und dem paläobotanischen Befund, scheint jedoch auch heute noch nicht endgültig lösbar. Man neigt vielmehr dazu, aus dem Vorkommen der genannten Arten nicht auf Steppencharakter der spätglazialen Landschaft zu schließen, sondern sieht — dem Vorschlag ERDTMAN's zufolge — darin eine „Pionier-Phase“ vor der endgültigen Wiederbewaldung. Die höchsten Pollenwerte werden nämlich nicht, wie man erwarten würde, im mitteldeutschen Trockengebiet erreicht, sondern nördlich des Alpenrandes. Zeitlich fällt nach den bisher vorliegenden Untersuchungen die stärkste Ausbreitung der genannten Arten anscheinend erst in die jüngere Tundrenzeit.

Von größtem Interesse ist seit langem die Frage nach dem Zeitpunkt der ersten Wiederbewaldung nach der letzten Vereisung. Das Vorhandensein von Baumpollenkörnern ist allein nicht beweiskräftig, da sie durch Ferntransport an den Untersuchungs-ort gelangt sein können und die Birkenpollen u. U. außerdem auf lokale Zwergbirkenbestände zurückgehen können. Über den Wert variationsstatistischer Größenmessungen für eine evtl. Artbestimmung ist man noch verschiedener Auffassung. Die Mitberücksichtigung von Groß- und Kleinresten außer Pollen, wie z. B. Samen, Früchte, Fruchtschuppen, Blätterreste, Nadeln und Spaltöffnungen usw., machte die Festlegung eines spätesten Zeitpunktes für die Einwanderung der Bäume möglich. Dies führte in Schleswig-Holstein zur Abtrennung einer besonderen Pollenzone II vor der Allerödsschwankung. In letzterer lassen sich bereits regionale Unterschiede in der Beteiligung von Birke und Kiefer am allerödzeitlichen Wald nachweisen. Schleswig-Holstein bildet die Brücke zwischen einem birkenreichen Gebiet im Westen und einem kiefernreichen im Osten. Es ist also keine Frage, daß der Wald in Form von baumförmigen Birken und Kiefern bereits vor der Alleröd-Wärmeschwankung eingewandert ist.

Auch die Frage nach dem etwaigen Überdauern von Baumbeständen in geschützten, klimatisch besonders begünstigten, eifrei gebliebenen Gebieten konnte dahingehend entschieden werden, daß das etwa 400 bis 450 km breite eisfreie Gebiet des Periglazialraumes zwischen den Ostsee- und Alpengletschern waldfrei war (z. B. Böhmen, Mitteldeutschland, Rheinpfalz).

Die Alleröd-Schwankung stand hinsichtlich des Klimacharakters und der Gleichzeitigkeit der entsprechenden Ablagerungen immer wieder zur Diskussion, zumal die zugehörigen Pollenspektren wegen regionaler Verschiedenheiten — wie z. B. Kiefern-dominanz in Diagrammen aus dem Süden — nicht ohne Weiteres zu parallelisieren sind. Eine Entscheidung im positiven Sinne brachte die Beobachtung einer vulkanischen Tuff- und Aschelage in den Allerödschichten (u. a. in Nordwestdeutschland, Mitteldeutschland und im Südschwarzwald), die sich auf Ausbrüche der Eifelvulkane zurückführen läßt. Damit ist andererseits die Parallelisierung zwischen nord- und süddeutschen Spätglazialprofilen möglich geworden. Letztlich sprach die absolute Zeitbestimmung von Allerödbablagerungen mit Hilfe der Radiokarbon-Methode eindeutig für die Gleichzeitigkeit der Allerödbildungen. Die Ergebnisse sind befriedigend und beweisen darüberhinaus die Brauchbarkeit der DE GEER'schen Warven-Chronologie; zumindest von diesem Zeitpunkt ab. Auch großräumige Parallelisierungen waren möglich. So zeigte die  $C^{14}$ -Bestimmung z. B., daß das Two Creeks Forest Bed am Michigansee mit Alleröd ungefähr gleichaltrig ist.

In klimatischer Hinsicht ergaben die pollenanalytischen Untersuchungen von Alleröd-Schichten, daß mit Ausnahme von Frankreich an keinem der Untersuchungsorte wärmeliebende Arten vertreten waren. Vereinzelt vorkommende Pollenkörner wärmebedürftiger Holzarten sind sekundärer Herkunft (Aufarbeitung von Interglazial- oder Tertiär-Ablagerungen!).

Einen neuen Gesichtspunkt bezüglich der spätglazialen Klimaentwicklung erbrachte Anfang der 40er Jahre IVERSEN durch das erstmalige Erkennen der Bölling-Schwankung in Jütland. Inzwischen hat sich diese vor der Allerödzeit liegende Wärmeschwankung auch in Deutschland und Holland nachweisen lassen (Gatersleben, Huxfeld, Heiligenhafen, Bodenseegebiet, Schwäb. Alb, Elmshorn und Poggenwisch/Hamburg). In der Diagrammlage ist sie gekennzeichnet durch Rückgang der Nichtbaumpollen, einen extremen Birkengipfel und mehrfach auch stratigraphisch durch höheren Anteil organischen Materials an den Sedimenten.

In der Frage der Zuordnung einzelner Spätglazial-Abschnitte zu bestimmten Eisrandlagen brachten die Untersuchungen von DONNER (1951) einen Fortschritt. Er konnte zeigen, daß die Jüngere Dryas-Zeit den Salpausselkä-Stadien I-III entspricht.

Als Hauptergebnisse des letzten Jahrzehntes können zusammenfassend genannt werden:

1. Kein Überdauern von Wäldern während der Würmeiszeit im Periglazialraum zwischen den Ostsee- und Alpengletschern.
2. Beweis der Gleichzeitigkeit der Allerödschichten durch die vulkanischen Aschelagen und mit Hilfe der  $C^{14}$ -Methode.
3. Hierdurch möglich gewordene Parallelisierung von Allerödbildungen aus Nordeuropa mit solchen aus dem Süden.
4. Auch während der klimatisch günstigeren Abschnitte der Spätglazialzeit kein autochthones Vorkommen wärmeliebender Arten; mit Ausnahme einiger Fundpunkte in Frankreich.
5. Die Zuordnung der Jüngeren Dryas-Zeit zu Salpausselkä I-III.

6. Das Erkennen der Bölling-Schwankung an verschiedenen Örtlichkeiten Mitteleuropas.

Weiterer Klärung bedürfen in Zukunft noch folgende Fragen:

1. Das Vorkommen baumförmiger Birken und Kiefern während der Bölling-Schwankung und evtl. regionale Unterschiede.
2. Das absolute Alter der Bölling-Schwankung und die zugehörige Eisrandlage.
3. Der steppenartige Vegetationscharakter im Spätglazial.

## Neue Untersuchungen von Spätglazialprofilen aus dem Hamburger Raum

### I. Borneck bei Ahrensburg

Lage: Der von Herrn Dr. Rüst 1949/50 ausgegrabene altsteinzeitliche Fundplatz Borneck liegt am Rande des Meiendorf/Ahrensburger Tunneltales in der Nähe des Hochbahnhofes Hopfenbach.

Das Untersuchungsmaterial wurde in Handstücken an den Stichwänden der Ausgrabung entnommen, so daß Bohr-Verunreinigungen ausgeschlossen sind. Die Aufbereitung der Proben erfolgte nach dem Acetolyse-Verfahren, nachdem Kalk- und Mineralgehalt mittels Salzsäure und Flußsäure-Aufschluß entfernt worden waren.

Die Darstellung der Ergebnisse wurde in Form sog. Gesamt-Pollendiagramme vorgenommen. D. h. die Pollensumme umfaßt Baumpollen und Nichtbaumpollen als Berechnungsgrundlage, was sich besonders für Spätglazialprofile als förderlich erwiesen hat. Mit Rücksicht auf die spezielle Fragestellung werden in den Diagrammen nur die unteren Teile der Profile wiedergegeben.

### Schichtenfolge

Oberfläche abgetorft;

- |            |  |
|------------|--|
| 0— 50 cm   | Moorerde, durch Kulturmaßnahmen verändert (Wiese);   |
| 50—135 cm  | Schilftorf, stark zersetzt, mit einheitlicher Grundmasse ohne erkennbare Großreste;  |
| 135—225 cm | Quellkalk, weiß bis gelb, z. T. mit festen Kalkausscheidungen und zwischengelagerten humosen Bändern bis zu 3 cm Mächtigkeit (A);  |
| 225—327 cm | Obere blau-graue, wenig humose Kalkgyttja, um 320 cm etwas sandig. (B).  |
| 327—375 cm | Gelblich-graue, gut geschichtete Kalkgyttja mit Schneckenschalen und Feinsandbeimengung. Um 370 cm Sandgehalt stark zunehmend, ab 365 cm Kalkgehalt abnehmend.<br>(Schicht C mit Kulturschicht K an der Unterkante); |
| 375—405 cm | Untere Kalkgyttja mit <i>Anodonta</i> in Bänken, im bergfrischen Zustand schwarz, beim Auftrocknen grau werdend (D);   |
| 405—440 cm | Stark sandige graue Kalkgyttja (E), darunter blau-graue Tongyttja (F) bis zum liegenden Ton.   |

Außer der Hauptfundsicht K am Grunde der geschichteten Kalkgyttja, die außerhalb der Profilentnahmestelle dicke Steine enthielt, wurden noch verschiedene Einzel-funde beobachtet, deren zugehörige Spektren und Zonierung aus der nachfolgenden Tabelle ersichtlich ist.



Tabelle 1: Spektren zu Einzelfunden.

No.	Fundstücke	Schicht	Salix	Betula	Pinus	Gram.	Cyperaceen	Empetrum	Plantago	Umbellif.	Chenop.	Compos.	Artemisia	Hippophaë	Varia	Zone
1.	Aufgeschlagener Röhrenknochen cf. Reh	Quellkalk	0,7	2,7	81	2,5	12,5	—	—	—	0,7	—	—	—	—	VI
2.	Schulterblatt cf. Reh	"	—	10	77	1,7	10	—	—	—	—	—	—	—	1,3	VI
3.	Atlas Ren	Obere blaugraue Kalkgyttja	—	32	65	1	1	—	—	—	—	—	0,5	—	0,5	V
4.	Rippe Elch	"	—	53	39,7	3,7	1,7	—	—	—	—	—	0,7	—	1,3	V
5.	Wirbel m. Schußloch Ren	gelbe gesch. Kalkgyttja	0,7	44,7	26,7	7,7	12,3	0,3	—	—	0,3	—	2,7	—	3,7	III
6.	Beckenknochen Elch	schwarze Kalkgyttja	5,7	42,5	4,3	14	24,5	—	0,5	—	0,5	0,5	4	0,5	2	II/ III
7.	Gelenkkopf cf. Elch	"	3	42	5,7	12,7	17	—	0,5	1,5	—	—	11	0,5	6	II/ III

## Das Pollendiagramm

Die stark sandige graue Kalkgyttja (E) am Grunde des Profils erweist sich pollenanalytisch als ziemlich einheitlich. Die Nichtbaumpollen dominieren mit 60% im Durchschnitt bei mäßigen Birken- und hohen Weidenprozenten. Außerdem sind *Hippophaë* und *Artemisia* mit ansehnlichen Werten vertreten. Nach diesen Kriterien handelt es sich um Spektren aus der waldfreien Pollenzone I, der sog. Ältesten Dryaszeit (IVERSEN 1942). Einen deutlichen Umschwung in den Verhältnissen zeigt das unterste Spektrum aus der darüberliegenden Anodonten-Schicht an. Ein markantes Birkenmaximum von 56% wird von einem Rückgang der Weide, der Nichtbaumpollen und dem Verschwinden des Sanddorns (*Hippophaë*) begleitet. Es handelt sich also offensichtlich um die Ausbreitung von Birkenwäldern am Ende der walddosen Zone I, wie sie sich auch bereits in den älteren Spätglazialdiagrammen von Meiendorf und Stellmoor (SCHÜTRUMPF 1936 und 1943) abzeichnete, die IVERSEN (1942) und auch FIRBAS (1949) nachträglich als Anzeichen für die inzwischen von IVERSEN (1942) aufgefundene Bölling-Schwankung gedeutet haben.

In einem im Jahre 1944 in 5 cm Probenabstand von mir analysierten, bisher noch nicht veröffentlichten Profil vom Pinnberg bei Ahrensburg liegen die Verhältnisse ähnlich. Auf eine waldfreie Phase (Zone I), an deren Oberkante das Spektrum 10% *Betula* neben 86% Nichtbaumpollen verzeichnet, folgt 5 cm darüber ein Spektrum mit einem *Betula*-Maximum von 41% bei 50% N.B.P., das 5 cm weiter nach oben im Profil wieder in 29% *Betula* und 61% N.B.P. umschlägt. Der eine Horizont fällt also deutlich aus dem Rahmen der nach oben und unten anschließenden heraus, weshalb er als selbständige Pollenzone II abgegrenzt wurde. Auch im vorliegenden Profil von Borneck wurde der entsprechende Horizont als Zone II bezeichnet. Nach den im Hamburger



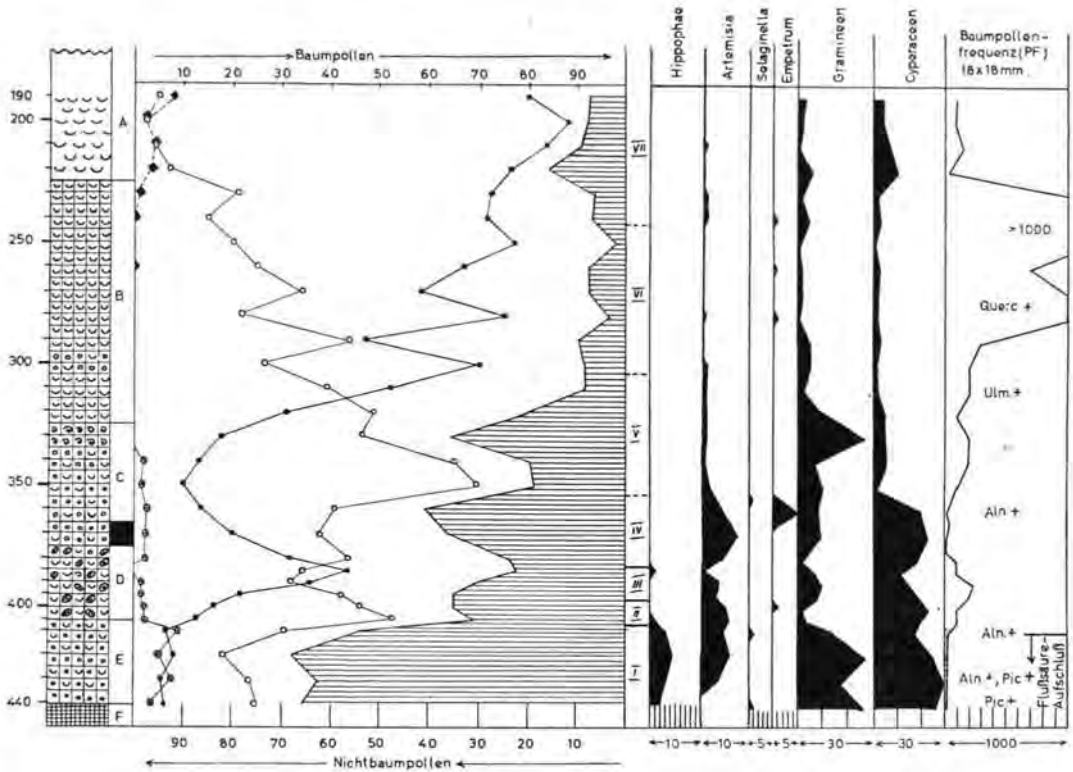


Abb. 1. Borneck: Gesamtdiagramm.

Raum an verschiedenen Örtlichkeiten gemachten Beobachtungen war die Sedimentation dort während der Pollenzone II verhältnismäßig schwach, woraus u. U. geschlossen werden kann, daß die Oszillation entweder nur einen kurzen Zeitraum umfaßte, oder aber, daß die klimatischen Bedingungen für üppige Wasserflora und -fauna noch nicht sonderlich günstig gewesen sind. D. h. andererseits, daß sich diese Schwankung nur in Profilen mit dichter Probenfolge wird nachweisen lassen.

Der obere Teil der Anodonten-Schicht gehört in die Allerödzeit (III), die durch höhere Baumpollenfrequenzen, niedere N.B.P.-Prozente, abfallende *Artemisia*-Werte und die Sukzession *Betula*-Maximum, *Pinus*-Maximum gut charakterisiert ist.

Die nach oben anschließenden Horizonte der geschichteten gelben Kalkgyttja mit dem verhältnismäßig hohen Mineralgehalt werden durch das Vordringen der Birke bei zurückgehender Kiefer, das Ansteigen von *Artemisia* und *Salix* und die stark anschwellenden N.B.P.-Prozente bei sehr geringer Baumpollen-Dichte als zur Klimaverschlechterung der Jüngeren Dryas-Zeit (Zone IV) gehörig ausgewiesen.

Der obere Teil der gelben Kalkgyttja ist in der präborealen Birken-Phase (Zone V) abgelagert worden, während die obere graue Kalkgyttja im Wesentlichen die Kieferzeit (Zone VI) repräsentiert. Kurz vor dem Übergang zum Quellkalk im Hangenden erscheint die Hasel mit geschlossener Kurve, ohne daß es in der Folgezeit zur Ausbildung eines deutlichen *Corylus*-Maximums kommt. Die Komponenten des Eichenmischwaldes erscheinen mit *Ulmus* und *Quercus* sporadisch bereits vor der Hasel. Ihre geschlossene Kurve beginnt jedoch erst im untersten Teil des Schilftorfs.

Es ergibt sich also insgesamt, daß alle noch im Profil vorhandenen, nicht gestörten Schichten nur den Zeitraum vom frühen Spätglazial bis in die frühe Würmezeit umfassen. Alle jüngeren Schichten sind der Abtorfung bzw. den Kultivierungsmaßnahmen zum Opfer gefallen. Die geschlossene paläolithische Kulturschicht K von Borneck gehört nach der Diagrammlage an den Übergang Alleröd/Jüngere Dryaszeit (Zone III/IV), wobei nicht zu entscheiden ist, wie weit sie sich zeitlich mit der Ahrensburger Stufe von Stellmoor überschneidet. Ihr Beginn liegt sicherlich früher.

Die nicht datierbaren Knochen-Einzelfunde sind nach Ausweis der in Tabelle 1 aufgeführten Pollenspektren z. T. paläolithischen und z. T. mesolithischen Alters.

## II. Poggenwisch bei Meiendorf

**Lage:** Der altsteinzeitliche Fundplatz Poggenwisch liegt ebenfalls im Ahrensburg/Meiendorfer Tunneltal; und zwar wenig talabwärts von der Rentierjägerfundstelle Meiendorf bei Hamburg (Rust u. Mitarbeiter 1936). Auch hier handelt es sich um ein Toteisloch von kleinen Ausmaßen, das nachträglich beim Tieftauen des verschütteten Eises einbrach und dann allmählich bis zum Bruchwaldstadium so weit verlandete, daß es nach den Kultivierungsmaßnahmen oberflächlich heute nicht mehr als Hohlform erkennbar ist.

Die Proben wurden von Herrn Dr. Rust während der Ausgrabung 1951/52 an den Profilwänden in fortlaufenden Handstücken entnommen, so daß eine weitgehende Unterteilung für die Analysen möglich war<sup>2)</sup>.

### Schichtenfolge

Unter 245 cm	Flachmoortorf (A) folgen nach unten:
245—290 cm	Grobdetritusgyttja (B);
290—350 cm	Obere graue Kalkgyttja (C);
350—400 cm	Gelbe Kalkgyttja mit Schnecken, die besonders um 380/390 cm stark angereichert sind (D);
400—410 cm	Kalkgyttja, durch humose Beimengungen von der Kalkgyttja im Hangenden und Liegenden dieser Schicht unterschieden (E);
410—470 cm	Untere graue Kalkgyttja mit Schalenbruch und Sandbeimengung (F);
470—475 cm	Muddiger Sand (G);
475—480 cm	Sandige Kalkgyttja (H). Darunter Sand als Liegendes (I).

Die paläolithische Kulturschicht (K) liegt nach dem stratigraphischen Geländebeobachtungen und nach Ausweis der zu einzelnen Funden untersuchten Proben am Grunde der unteren grauen Kalkgyttja mit Schalenbruch und hohem Mineralgehalt (Schicht F).

### Das Pollendiagramm

Die unteren stärker sandhaltigen Schichten (I, H und G) sind nur bedingt auswertbar, da sie neben den typischen Spätglazialelementen u. a. auch *Hystrix* und verschiedene Sekundär-Pollen aufweisen (z. B. *Alnus*, *Corylus*, *Tilia*, *Picea*, *Ilex* u. a.). Die hohen Kiefernprozentage gehen z. T. auf einen recht hohen Anteil von Pollenkörnern des *Haploxylon*-Types zurück, während sich der Rest durch Ferntransport im unbewaldeten Gebiet erklärt.

Von der Unterkante der grauen Kalkgyttja (Schicht F; 470 cm) ab sind die Spektren autochthon, d. h. ohne sekundäre Beimengungen von aufgearbeitetem Material. Sie

<sup>2)</sup> Die pollenanalytische Untersuchung des eingesammelten Materials wurde erst durch eine Forschungsbeihilfe, welche die Deutsche Forschungsgemeinschaft in dankenswerter Weise bereitstellte, im Jahre 1954 ermöglicht.

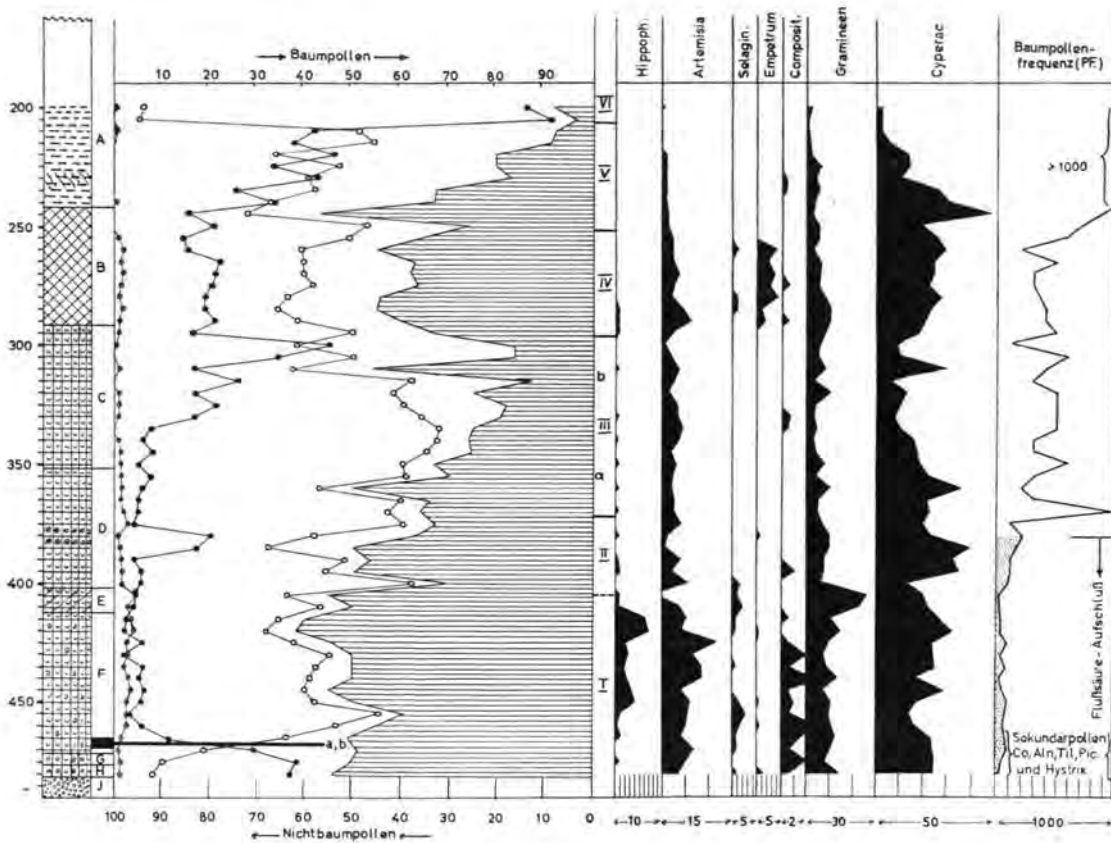


Abb. 2. Poggenwisch: Gesamtdiagramm

werden alle von der Birke und N.B.P.-Werten über 50% beherrscht. Nur zwei Horizonte (455 cm und 400 cm) fallen deutlich heraus. Diese beiden Schichten zeigen unvermittelte Birken-Maxima von 55 bzw. 62% bei ausgesprochenem Tiefstand der N.B.P.-Kurve. Nach den weiter oben aufgeführten Kriterien könnte es sich demnach in beiden Fällen um die für die Bölling-Schwankung als typisch erkannten Merkmale handeln. Da jedoch bei den aus dem benachbarten Raum vorliegenden Diagrammen der betreffende Bölling-Horizont immer nach dem *Hippophaë*-Maximum liegt, dürfte der entsprechende synchrone Horizont im Poggenwisch-Profil bei 400 cm zu suchen sein. In 455 cm Tiefe nämlich beginnt erst der Anstieg der *Hippophaë*-Kurve zu dem späteren Gipfel.

Von dieser Grundlage ausgehend wurde im Diagramm die Abgrenzung der Pollenzone II vorgenommen. Besonders auffällig innerhalb der Zone II ist ein vorübergehender Kiefernanstieg im Anschluß an das Birken-Optimum, der an den conchylienreichen Horizont in der gelben Kalkgyttja (D) gebunden ist. Wie weit ihm überörtliche Bedeutung zukommt, bleibt zu prüfen.

Die Alleröd-Zeit (Zone III) wird im Wesentlichen vom oberen Teil der gelben Kalkgyttja (D) und der gesamten grauen Kalkgyttja (C) umspannt. Ein Anfangsabschnitt mit Birken-Dominanz und ein Endabschnitt mit Kiefernanstieg bis zu einem die Birkenkurve überschneidenden Maximum neben geringen Kräuterpollen-Prozenten und

hohen absoluten Baumpollenzahlen ermöglichen eine gute obere und untere Zonenbegrenzung.

Am Schichtwechsel Kalkgyttja/Grobdetritusgyttja (C/B) beginnt die Zone IV mit Kiefernabfall, wieder geschlossener Weidenkurve, nochmaligem scharfen N.B.P.-Anstieg, mehr oder weniger geschlossenem Auftreten von *Hippophaë*, Anschwellen von *Artemisia* und dem erneuten Rückgang der Baumpollenhäufigkeit. Neben regelmäßigem Vorkommen von *Empetrum* sind *Selaginella*-Sporen nur sporadisch. Der oberste Teil der Grobdetritusgyttja (B) gehört zeitlich in die präboreale Birken-Phase (Zone V), während der untere Seggentorf (A) der Birken-Kiefern-Übergangsphase und schließlich der Kiefernzeit mit dem Beginn der Haselkurve (Zone VII) zugeordnet werden kann.

Die Kulturschicht von Poggenwisch, die nach RUST typologisch als eine jüngere Hamburger Stufe aufgefaßt wird, gehört pollenanalytisch in die Zone I und damit noch in die Zeit der Waldfreiheit. Die N.B.P.-Summe ist aber bereits niedriger als zur Zeit der älteren Hamburger Stufe an den Fundplätzen Meiendorf und Stellmoor (SCHÜTRUMPF 1936 u. 1943). Andererseits liegt sie eindeutig noch vor der Bölling-Schwankung, die als Zone II abgetrennt wurde.

Zwei Einzelspektren zu einem aus Geweih geschnitzten Menschenkopf mit erstaunlich naturalistischem Gesichtsausdruck mögen die Kulturschicht pollenanalytisch näher charakterisieren.

Tabelle 2: Spektren zum geschnitzten Menschenkopf.

	Salix	Betula	Pinus	Picea	Tilia	Gramineen	Cyperaceen	Empetrum	Chenopod.	Composit.	Artemisia	Hippophaë	Selaginella	Varia	Pollenzahl
Probe a	2	28,5	10,5	+	—	18	25	0,3	0,3	—	7	1,3	0,7	6,2	305
Probe b	1,7	28	11,5	+	+	17	28,5	—	—	0,7	5	1,3	—	6,7	243

Die Pollenanalyse bestätigt also die typologische Datierung und damit die Aufstellung einer jüngeren Hamburger Gruppe (=Hamburg II: Fundplatz Poggenwisch) weitgehend. Auch die auf Veranlassung von Herrn Dr. RUST in den USA durchgeführte absolute Zeitbestimmung der Gytja aus den Kulturschichten von Meiendorf und Poggenwisch ergab ein geringfügig verschiedenes C<sup>14</sup>-Alter; nämlich:

Ältere Hamburger Stufe (Fundplatz Meiendorf) 15780 ± 800 Jahre

Jüngere Hamburger Stufe (Fundplatz Poggenwisch) 15150 ± 350 Jahre.

Typologisch gleichartige Artefakte wurden von BRÜCKNER (1953) etwa 4 m tief im Geschiebemergel einer Moräne bei Grömitz/Ostsee entdeckt. Diese müssen von einem vermutlich weiter nördlich gelegenen unbekanntem Siedlungsplatz bei einem nochmaligen Eisvorstoß hierher verschleppt worden sein. Dieser Eisvorstoß, und damit die Aufschüttung der äußersten I-Moräne von Grömitz können demnach frühestens während oder wahrscheinlich nach der Zeit der Besiedlung von Poggenwisch erfolgt sein. Andererseits muß der Vorstoß noch vor der jüngeren Dryas-Zeit erfolgt sein, denn damals hatte sich der Eisrand bereits bis zum Fenno-skandischen Halt zurückgezogen. Nachdem SCHMITZ<sup>3)</sup> neuerdings bei Travemünde und bei Heiligenhafen/Ostsee ungestörte, d. h. nicht mehr vom Eis überfahrene Bölling-zeitliche Ablagerungen festgestellt hat, muß die Grömitzer Moräne auch noch vor der Bölling-Zeit aufgeschüttet worden sein. Somit läßt sich die Bildungszeit der Grömitzer I-Moräne ein-

<sup>3)</sup> Diskussionsbemerkung von Herrn Professor Schmitz im Anschluß an meinen Vortrag.

engen auf einen Zeitabschnitt zwischen Hamburg II und einer Phase noch vor der Bölling-Schwankung, d. h. absolut gerechnet, auf die Zeit nach rund 13000 v. Chr. Es kommt dafür demnach nur eine Endphase der Pollenzone I in Betracht.

Durch die Verzahnung von prähistorischen, pollenanalytischen, geologischen und chemisch-physikalischen Untersuchungsmethoden konnte damit erstmalig in Deutschland ein späterer Eisvorstoß, bzw. die Aufschüttung eines Moränenzuges im absoluten Zeitmaß datiert werden.

Abschließend werden die bisher vorliegenden Ergebnisse in einer vergleichenden Zeitübersicht zusammengestellt; vor allem, um die Parallelisierung der verschiedenen Pollenzonen-Skalen und die Einordnung der vorgeschichtlichen Kulturstufen zu veranschaulichen. Dabei sind die ältere und die neuere Auffassung berücksichtigt.

Tabelle 3: Vergleichende Zeitübersicht.

Ältere Auffassung	Neue Auffassung (Skandinavien, Holland, Südwestdeutschland)	Pollen-Zonen	Schleswig-Holstein + Nordwestdeutschland	Waldgesch.Abschnitte (nach Firbas)	Vorgeschichtliche Kulturperioden
Ältere Dryaszeit	Älteste Dryas	Ia	I	I	Hamburg I = Meiendorf Hamburg II = Poggenwisch Grömitz-Moräne
	Bölling	Ib	II		
	Ältere Dryas	Ic			
Allerödzeit	Alleröd	II	III	II	Bromme Usselo-Borneck
Jüngere Dryaszeit	Jüngere Dryas	III	IV	III	Ahrensburg = Stellmoor (Lyngby?)
Birkenzeit	Birkenzeit	IV	V	IV	Pinnberg I
Kiefernzeit	Kiefernzeit	V	VI		
Ausbreitung wärme- liebender Arten	Kiefern-Haselz.		VII	V	Duvensee Oldesloe
Eichenmischwaldzeit	E.M.W.-Erlenzt.		VIII	VI	

#### Literaturverzeichnis

Es wurden nur solche Arbeiten aufgenommen, die noch nicht in dem ausführlichen Verzeichnis in der Waldgeschichte Mitteleuropas von F. FIRBAS (Verl. Gust. Fischer, Jena 1949 und 1952) enthalten sind.

BERTSCH, K., Über das späteiszeitliche Vorkommen von *Artemisia* und *Helianthemum* im Federseegebiet. - Veröff. württembg. Landesstelle f. Naturschutz H. 20, 1951.

BRELIE, G. VON DER, THOMSON, P. W. u. a.: Das Spät- und Postglazialprofil von Wallensen im Hils.-Geolog. Jb. 67, 1953.

GODWIN, H.: British vegetation in the full-glacial and the late-glacial periods. - The changing flora of Britain, 1953.



- GROSS, H.: Das Alleröd-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Amerika. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* **4/5**, 1954.
- GUENTHER, E. W.: Diluviale Großsäuger aus Schleswig-Holstein und ihre zeitliche Einordnung. - *Schr. nat. Ver. Schleswig-Holstein* **27**, 1955.
- HALLIK, R. & GRUBE, E.: Spät- und postglaziale Gytta im Altmoränengebiet bei Elmshorn. - *Neues Jb. f. Geologie u. Paläont. Mh.*, 1954.
- IVERSEN, J.: Radiocarbon dating of the Alleröd period. - *Science* **118**, Nr. 3053, 1953.
- KROG, H.: Pollenanalytical investigation of a C 14-dated Allerödsection from Ruds-Vedby. - *D.G.U. II R. Nr.* 80, 1954.
- LANG, G.: Nachweis von Ephedra im südwestdeutschen Spätglazial. - *Die Naturwiss.* **38**, 1951. - - Späteiszeitliche Pflanzenreste in Südwestdeutschland. - *Beitr. z. naturkd. Forschung in SW-Deutschland* **11**, 1952. - - Neue Untersuchungen über die spät- und nacheiszeitliche Vegetationsgeschichte des Schwarzwaldes I. - *Ebenda* **13**, 1954. - - Zur späteiszeitlichen Vegetationsgeschichte Südwestdeutschlands. - *Flora* **139**, 1952.
- MÜLLER, H.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteldeutschen Trockengebietes. - *Nova Acta Leopoldina* **16**, Nr. 110, 1953.
- SCHMITZ, H.: Die Waldgeschichte Ost-Holsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. - *Ber. dtsh. bot. Ges.* **66**, 1953.
- STRAKA, H.: Zur Feinmorphologie des Pollens von Salix und von Artemisia. - *Svensk bot. Tidsskrift* **46**, 1952 (*Grana palynologica* 14).
- ZAGWIJN, W. H.: Pollenanalytische Untersuchung einer spätglazialen Seeablagerung aus Tirol. - *Geologie en Mijnbouw* **7**, 1952.
- ZEIST, W. VAN: Pollenanalytical investigations in the northern Netherlands. - *Acta Botanica Neerlandica* **4**, 1955.

Manusk. eingeg. 19. 4. 1955.

Anschrift des Verf.: Dr. R. Schürumpf, Kiel, Geolog. Inst. d. Universität.

## Die pollenanalytische Gliederung des Postglazials im nordwestdeutschen Flachland

Von HEINZ SCHMITZ, Hamburg

Mit 2 Abb.

**Zusammenfassung.** Die Gliederung des Postglazials im nordwestdeutschen Flachland beruht auf der Einteilung der Waldentwicklung in pollenanalytisch gut faßbare Zonen. Diese Zonen sind jedoch nur in großen Zügen zeitlich gleichzusetzen. Dagegen lassen sich für den Zeitvergleich eine Reihe von Leithorizonten herausarbeiten, die großklimatisch bedingte Änderungen im Waldbild anzeigen. Als zeitliche Leithorizonte können nicht Veränderungen dienen, die in einer Neueinwanderung von Bäumen bestehen, auch dann nicht, wenn das Erscheinen dieser Holzarten durch Klimaänderungen ermöglicht worden ist, weil in solchen Fällen der Arealerweiterung noch andere Bedingungen hemmend oder fördernd eingreifen. Das wird durch das Beispiel der Buche belegt.

Für das nordwestdeutsche Flachland werden 7 zeitliche Leithorizonte herausgestellt, wobei allerdings die Haselmaxima in Ostfriesland nicht klar zu erkennen sind. Für Schleswig-Holstein treten noch 2 weitere Leithorizonte hinzu.

Rekurrenzflächen in Mooren sind nicht ohne weiteres zeitlich zu parallelisieren. Ihre Zeitstellung muß durch die Pollenanalyse erbracht werden.

**Summary.** The subdivision of the Postglacial in the flat country of northwestern Germany is based on the pollenanalytical zonation, easily recognizable, of the development of the forest. These zones however are synchronous in a widely taken sense only. On the other hand for comparison of periods it is possible to determine some horizons indicating variations in the forest caused by climatic changes. The immigration of trees cannot serve as a synchronous line, even not, if the appearance of new species has been made feasible by changes of the climate, because in such cases of spreading other factors also may be of important influence. This is demonstrated by the example of the newcoming beech.

There are given 7 synchronous lines for northwestern Germany, nevertheless the hazelmaxima in Ostfriesland are not clearly recognizable. For Schleswig-Holstein there are 2 more synchronous horizons added.

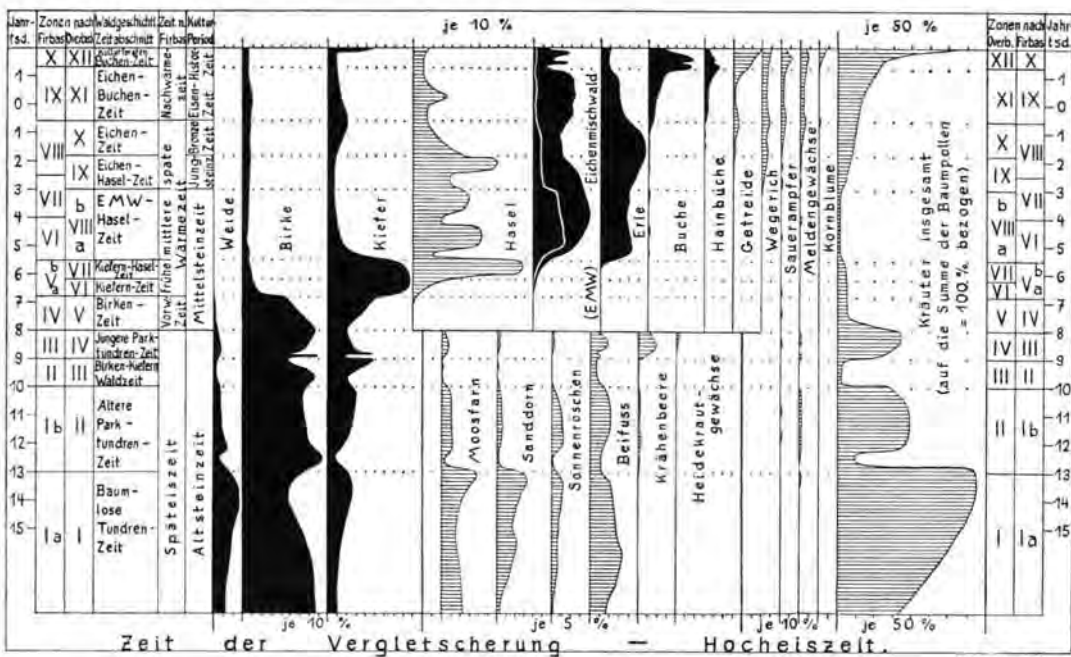
Recurrence surfaces of bogs cannot be considered contemporaneous without being proved by means of pollenanalysis.

Der allgemeine Ablauf der mitteleuropäischen Waldgeschichte und ihre Zonen-gliederung durch FIRBAS (1949) kann als bekannt vorausgesetzt werden. Für Nord-westdeutschland ist eine eingehende Gliederung in pollenanalytisch gut unterschiedene Zonen von SCHÜTRUPF (1937/38) begonnen und von OVERBECK & SCHNEIDER (1938) für Niedersachsen erweitert und ausgebaut worden. Die gleiche Zoneneinteilung ist auch für Schleswig-Holstein gültig (SCHMITZ 1952a, 1953). Die Abgrenzung der Zonen nach pollenanalytischen Merkmalen ist bei OVERBECK (1950) und SCHMITZ (1953) näher ausgeführt. Diese für das ganze nordwestdeutsche Flachland einheitlichen großen Ab-schnitte sollen hier nur kurz erwähnt werden, um dann eingehender aufzuzeigen, in-wieweit sie selbst oder in ihnen eingeschlossene Leithorizonte zeitlich gleichzusetzen und eventuell zur  $\pm$  absoluten Datierung auszuwerten sind. Auf feinere Unterschiede in der Waldentwicklung in den einzelnen Landschaften wird nur am Rande und inso-weit hingewiesen werden, als es für Datierungsfragen von Bedeutung ist.

Die Grundlage des Zeitvergleiches postglazialer Schichten bildet nach wie vor die pollenanalytische Gliederung, wie sie an Seeablagerungen und Mooren gewonnen wor-den ist. Der Sediment- oder Torfcharakter als solcher gestattet im Postglazial noch weniger eine Aussage über seine Entstehungszeit als in vorhergehenden Abschnitten. Weder bestimmte Sedimente, etwa Gytjen, Tongytjen, Kalkgytjen oder reine See-kreide, sind für bestimmte Zeitabschnitte bezeichnend, noch die Torfarten, etwa die verschiedenen Bildungen der Flachmoore oder auch der Hochmoore, da es auch bei letz-

teren nicht immer ohne weiteres möglich ist, älteren und jüngeren Hochmoortorf und ihm zeitlich entsprechende Bildungen von Zwischenmoortorfen einwandfrei zu erkennen. Die Entscheidung kann stets erst die Pollenanalyse der in Rede stehenden Schichten bringen, wobei meist eine Einzelprobe nicht genügt, sondern ein ganzes Profil oder zumindest ein größeres Profilstück erforderlich ist, um zu einwandfreien Zeitbestimmungen zu kommen, wie gerade die neueren Untersuchungen, z. B. über das Buchenvorkommen in Schleswig-Holstein (SCHMITZ 1951, SCHÜTRUMPF 1951a, TIDELSKI 1951), immer wieder gezeigt haben.

Die charakteristischen Züge der nordwestdeutschen Pollenzonen und ihre Parallelierung mit den Abschnitten nach FIRBAS (1949) sind aus den Abbildungen 1 und 2 zu entnehmen. Hier kommen nur die postglazialen Zonen V bis XII (nach OVERBECK) in Betracht.



H. Schmitz 1953

Abb. 1. Schema der Vegetationsentwicklung im östlichen Schleswig-Holstein (Jungmoränengebiet). In Ostholstein ist bisher nur das Ende der Zone I (Ia nach FIRBAS) erfaßt. Die tieferen Abschnitte sind aus westlicheren Gebieten übernommen. Es ist fraglich, ob in Ostholstein die Vegetationsentwicklung erheblich über das Ende der Zone I zurückreicht. — Am Anfang der Zone II (Ib) das Bölling-Interstadial, Zone III (II) das Alleröd-Interstadial. — Die helle Linie innerhalb der Eichenmischwaldkurve umschließt den Anteil der Ulme und Linde, der rechts anschließende Teil stellt die Beteiligung der Eiche am EMW dar.

Die Grenze Spätglazial/Postglazial wird durch den plötzlichen Abfall der Nichtbaumpollenwerte (NBP) und die starke Zunahme der Pollendichte eindeutig gekennzeichnet. Tundren- und Steppenelemente treten unter den NBP, wenn überhaupt, höchstens noch ganz sporadisch auf. Meist ist der Beginn des Postglazials auch stratigraphisch durch den Wechsel vorwiegend minerogener Sedimente zu ganz oder überwiegend organogenen gut markiert. Es ist eine großklimatisch bedingte Grenze. Die Pollenanalyse zeigt, daß die Klimabesserung so weit fortgeschritten ist, daß sich eine praktisch lückenlose Pflanzendecke ausgebreitet hat und ein geschlossener, wenn auch seiner Natur nach lichter Wald entstanden ist.

Die postglazialen Zonen sind nun wie folgt charakterisiert:

- Zone V : Vorwärmezeit, Praeboreal, Birken-Zeit.  
 Zone VI : Frühe Wärmezeit, Boreal, älterer Teil, Kiefern-Zeit.  
 Zone VII : Frühe Wärmezeit, Boreal, jüngerer Teil, Kiefern-Hasel-Zeit. Haselmaximum 1 (C 1).  
 Zone VIII : Mittlere Wärmezeit, Atlantikum, Eichenmischwald-Hasel-Zeit.  
 a) Erlenanstieg, noch reichlich Kiefer, viel Ulme und Linde, Haselmaximum 2 (C 2).  
 b) weniger Kiefer, etwas weniger Ulme und Linde, Haselmaximum 3 (C 3).  
 Zone IX : Späte Wärmezeit, Subboreal, älterer Teil, Eichen-Hasel-Zeit. Ulme und Linde stark zurückgegangen.  
 Zone X : Späte Wärmezeit, Subboreal, jüngerer Teil, Eichen-Zeit.  
 Zone XI : Nachwärmezeit, Subatlantikum, älterer Teil, Eichen-Buchen-Zeit und Buchen-Zeit.

Die pollenanalytische Grenze X/XI ist nicht im ganzen Gebiet einheitlich, sondern muß in jeder Landschaft für sich bestimmt werden.

- Zone XII : Nachwärmezeit, Subatlantikum, jüngerer Teil, Rodungs- und Waldnutzungszeit, in Schleswig-Holstein gleichzeitig Buchen-Zeit.

Der Beginn liegt landschaftlich verschieden. Die Grenzziehung muß mit Hilfe der siedlungsanzeigenden NBP und des allgemeinen Anstieges der NBP vorgenommen werden.

Eine zeitliche Gleichsetzung der gesamten Zonen ist auch im nordwestdeutschen Flachland nur bedingt und in großen Zügen angängig. Dagegen lassen sich einzelne Leithorizonte dann zeitlich parallelisieren, wenn sich in ihnen eine Änderung im Waldbild ausprägt, die sicher großklimatisch verursacht ist. Veränderungen, die ganz oder teilweise in der Arealerweiterung einzelner Holzarten bestehen, können nicht zu einem exakten Zeitvergleich herangezogen werden, da dann Wandervorgänge eine Rolle spielen und unterschiedliche Standortsbedingungen auf die Ausbreitung hemmend oder fördernd einwirken können. Es dürfen also nur offensichtlich großklimatisch bedingte Wandlungen im Mengenverhältnis von Holzarten, die bereits überall vorhanden sind, für einen Zeitvergleich ausgewertet werden, aber nicht eine Neueinwanderung einer Holzart.

Danach ergeben sich als zeitlich gleichzusetzende Leithorizonte für das gesamte Gebiet, mit den ältesten beginnend:

1. Zonengrenze IV/V. Ihre großklimatische Bedingtheit wurde bereits oben betont. Die Zonengrenze IV/V bezeichnet den Anfang des Postglazials, sie fällt zusammen mit dem Beginn des Finiglazials und ist nach der Geochronologie um rund 8000 v. Ztw. (8100) anzusetzen.

In der Zone V tritt die früheste mesolithische Kulturstufe (unterste Stufe vom Pinnberg) auf (SCHÜTRUMPF 1943, SCHWABEDISSEN 1951).

Der Anfang der Zone VI, der Kiefernzeit, kann nur annähernd zeitlich gleichgesetzt werden. Da in dieser Zone eine sehr erhebliche Arealausdehnung der Kiefer erfolgt, sind bei der Zeitstellung größere Abweichungen möglich.

2. Haselmaximum 1 (C 1). Es dürfte im gesamten Gebiet ziemlich genau gleichzeitig einsetzen. Die Hasel ist überall schon verbreitet und erfährt eine sehr plötzliche Massenausbreitung, die nicht anders als großklimatisch durch Zunahme der Wärme zu erklären ist. Das Haselmaximum 1 fällt etwa in die Zeit um 6000 v. Ztw.

3. Zonengrenze VII/VIII. Sie wird gekennzeichnet durch den raschen Anstieg der Pollenwerte der Erle und des Eichenmischwaldes, bei gegenläufiger Bewegung der Kiefernpollenkurve und raschem Abfall der Haselwerte. Diese Veränderung im Waldbild ist sicher großklimatisch bedingt und damit zeitlich gleichzusetzen. Sie fällt etwa um 5500 v. Ztw. Gerade an der Zonengrenze VII/VIII liegt die mesolithische Kulturstufe von Oldesloe (SCHÜTRUMPF 1951).

4. Haselmaximum 2 (C 2).

5. Haselmaximum 3 (C 3).

Die Haselmaxima 2 und 3 sind im ganzen nordwestdeutschen Flachlande mit Ausnahme von Ostfriesland meist deutlich zu erkennen. Ihre Ausbildung dürfte ebenfalls durch klimatische Schwankungen hervorgerufen sein, die im ganzen Gebiet einheitlich und gleichzeitig verliefen. Sie haben jedoch offenbar jeweils einen längeren Zeitraum umfaßt, da die Gipfel C 2 und C 3 üblicherweise ziemlich breit und mehrfach untergeteilt sind. Sie stellen daher nicht einen kurzfristigen Leithorizont dar, sondern sind Ausdruck je eines längeren gleichzeitigen Abschnittes. Die absolute Zeitstellung ist bei beiden noch unbekannt. Nach der Diagrammlage kann man größenordnungsmäßig für C 2 etwa die Zeit um 5000 v. Ztw. und für C 3 etwa um 3500 v. Ztw. oder etwas jünger annehmen.

6. Zonengrenze VIII/IX. Sie ist durch den recht plötzlichen Abfall der Ulmen- und Lindenwerte im Eichenmischwald eindeutig gekennzeichnet. Darin prägt sich eine Temperaturerniedrigung und das Ende der mittleren Wärmezeit aus (SCHMITZ 1953). Nach den siedlungsanzeigenden Nichtbaumpollen, vor allem nach dem jetzt beginnenden Erscheinen des Pollens von Spitzwegerich (*Plantago lanceolata*) und Getreide fällt sie mit dem Anfang des Neolithikums zusammen und kann daher auf etwa 3000 v. Ztw. angesetzt werden. Alle bisherigen neolithischen Funde, insbesondere auch die jungsteinzeitlichen Siedlungsschichten liegen oberhalb dieser Grenze in der Zone IX bis Anfang der Zone X. Dieselbe Feststellung gilt auch für Dänemark, für die dortige gleichzeitige Zonengrenze VII/VIII (JESSEN 1935, IVERSEN 1941, MIKKELSEN 1949 usw.).

7. Haselmaximum 4 (C 4). Es ist ein sich überall klar heraushebender, offenbar kurzfristiger Haselgipfel am Ende der Zone IX, der nur großklimatisch zu deuten ist und sich in zeitlich entsprechender Diagrammlage auch noch über das nordwestdeutsche Flachland hinaus verfolgen läßt. Seine Datierung ist ganz neuerdings SCHÜTRUMPF bei einer moorarchaeologischen Grabung von SCHWABEDISSEN im Heidmoor in Ostholstein in der Nähe von Ahrensböck gelungen. Dort liegt das Haselmaximum 4 in einer fundfreien Schicht zwischen einer neolithischen Moorsiedlung aus der mittleren Ganggrabzeit und einer solchen aus der Dolchzeit mit Glockenbecher-Kultur. Danach kann C 4 auf die Zeit um 2000 v. Ztw. datiert werden (SCHÜTRUMPF 1954). Auch SCHÜTRUMPF betont die großklimatische Bedingtheit und damit zeitliche Vergleichbarkeit des Haselmaximums. Am Dümmer in Niedersachsen fällt C 4 mit dem Beginn der geschlossenen Buchenkurve zusammen. Nach der Lage der empirischen Pollengrenze der Buche in einer neolithischen Siedlungsschicht konnte PFAFFENBERG (1947) hier die Bucheneinwanderung und damit auch den Haselgipfel auf dieselbe Zeit, um 2000 v. Ztw., fixieren. Im Roten Moor in der Rhön hat OVERBECK (1954) auf Grund einer ganz neuartigen Altersberechnung des Torfwachstums die Zeitstellung von C 4 auf etwa 2200 (2300—2100) v. Ztw. errechnet. Diese Übereinstimmungen zeigen, daß das Haselmaximum 4 offensichtlich eine sehr gut brauchbare Zeitmarke darstellt.

Für Schleswig-Holstein treten als zeitgleiche Leithorizonte in der Nachwärmezeit hinzu:

a) Haselmaximum 5 (C 5). Es hebt sich im nördlichen Teil Schleswig-Holsteins durch besonders hohe Werte heraus, ist aber überall deutlich zu erkennen. Es ist nur aus



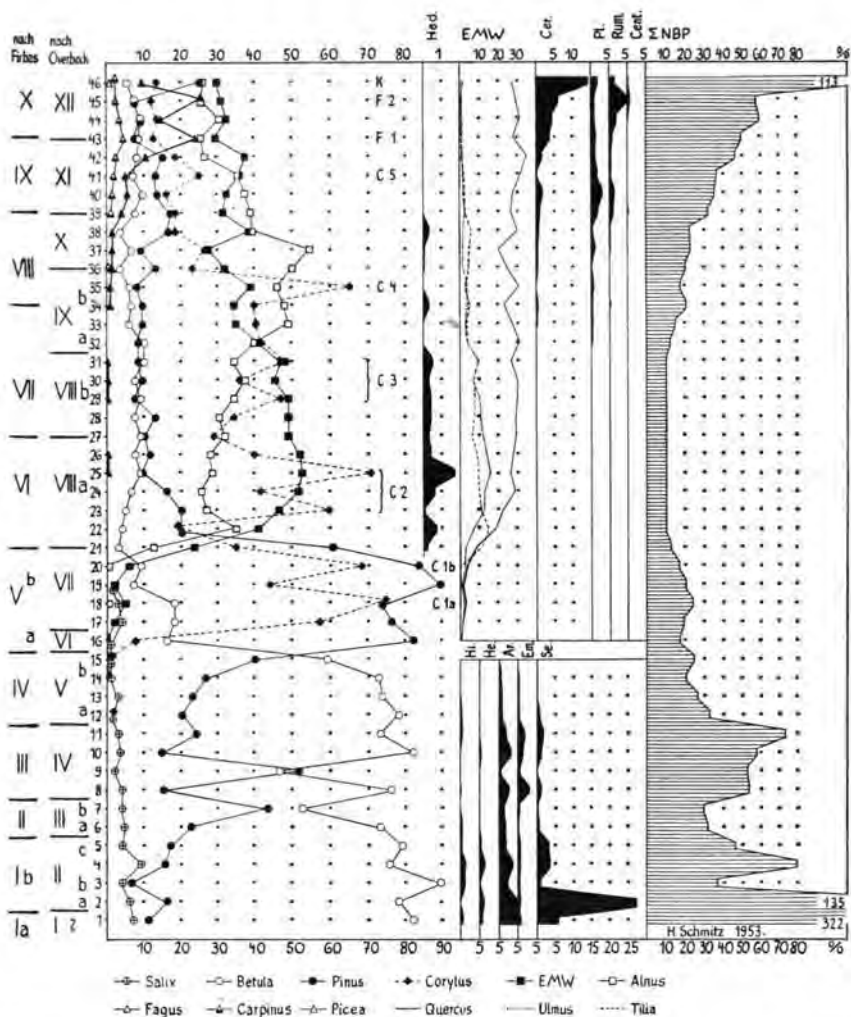


Abb. 2. Durchschnittsdiagramm für Ostholstein, berechnet aus 23 Profilen, die allerdings nicht alle sämtliche Zonen umfassen. — Die charakteristischen Spektren sind in gleichem Abstand übereinander ohne jeden Zeit- oder Tiefenmaßstab gezeichnet. Die zur Berechnung verwandten Originalproben sind alle auf mindestens 200 Baumpollen ausgezählt. Die Zahl der übereinanderliegenden Proben, die zur Konstruktion einer Durchschnittsprobe zusammengefaßt wurden, ist in den einzelnen Profilen je nach der Mächtigkeit des betreffenden Abschnittes verschieden. — Die römischen Ziffern bezeichnen die Zonen, C 1 bis C 5 die *Corylus-Maxima*, F 1 und F 2 die Buchengipfel, K den forstwirtschaftlich bedingten Kiefernanstieg. Die *Hedera*-Kurve ist in stark überhöhtem Maßstab gezeichnet. Da es sich überwiegend um Küstenprofile handelt, ist die Kurve für *Artemisia* nur bis Zone V und die der *Chenopodiaceen* überhaupt nicht eingetragen. Im Hinblick auf die Übersichtlichkeit ist die *Fraxinus*-Kurve innerhalb des EMW fortgelassen worden und das sporadische *Salix*-Vorkommen nach der Zone VII unberücksichtigt geblieben. — Hi: *Hippophae*, Sanddorn; He: *Helianthemum*, Sonnenröschen; Ar: *Artemisia*, Beifuß; Em: *Empetrum*, Krähenbeere; Se: *Selaginella*, Moosfarn; Hed: *Hedera*, Efeu; EMW: Eichenmischwald (*Quercetum mixtum*); Cer: *Cerealia*, Getreide; Pl: *Plantago lanceolata*, Spitzwegerich; Rum: *Rumex*, Sauerampfer; Cent: *Centaurea*, Kornblume; NBP: Summe der Nichtbaumpollen.

klimatischen Ursachen zu verstehen. Nach den Untersuchungen von SCHÜTRUMPF (1951b, 1952) liegt das Haselmaximum 5 zwischen 200—400 n. Ztw. Mit dieser Zeitstellung stimmt gut eine eigene Schätzung auf Grund siedlungsgeschichtlicher Befunde überein (SCHMITZ 1951, 1952b).

b) 1. Buchenmaximum (F 1). Es ist nach eingehenden Diagrammvergleichen offenbar in ganz Schleswig-Holstein gleichzeitig und liegt um 1300 n. Ztw. Seine Datierung ist bei Lübeck durch einen urkundlich für 1298 belegten und im Moorprofil stratigraphisch sehr klar nachzuweisenden Stau der Wakenitz möglich geworden (SCHMITZ 1951). Alle übrigen, bisher auf Siedlungsanzeiger auswertbaren Pollendiagramme sprechen für die gleiche Zeit um 1300 auch in anderen Teilen Schleswig-Holsteins. Für Dänemark gilt dieselbe Zeitstellung. Auch dort konnte außer durch Siedlungsanzeiger das 1. Buchenmaximum noch archaeologisch auf kurz nach 1300 festgelegt werden (MIKKESEN 1952).

Zur Zeitbestimmung der jungen Abschnitte können lokal begrenzt häufig noch siedlungsanzeigende Nichtbaumpollen herangezogen werden, wenn für das betreffende Gebiet die Siedlungsgeschichte genau bekannt ist.

Dagegen sind innerhalb Nordwestdeutschlands, teilweise sogar innerhalb der einzelnen Landschaften — Niedersachsen, Ostfriesland oder Schleswig-Holstein — die Buchen- und Hainbuchenkurven nur beschränkt für einen Zeitvergleich brauchbar. Das gilt ganz besonders für das erste bleibende Erscheinen dieser Bäume, angezeigt durch die von da an geschlossene Pollenkurve (empirische Pollengrenze). Dabei soll ganz davon abgesehen werden, daß diese empirische Pollengrenze naturgemäß von der Menge der je Probe ausgezählten Pollenkörner abhängig ist.

Bei dem endgültigen Erscheinen und der beginnenden Ausbreitung der Buche und Hainbuche spielen zwar sicher großklimatische Ursachen eine wichtige Rolle, aber nicht die alleinige. Das Auftreten dieser Holzarten in NW-Deutschland bedeutet eine Arealerweiterung in Richtung auf ihre heutige Verbreitungsgrenze. Dadurch kommen bei ihnen zu dem Eintreten der klimatischen Voraussetzungen ihres Gedeihens in diesem Gebiet noch Komplikationen hinzu — Wanderwege, mögliche Verbreitungssprünge, raschere Ausbreitung auf günstigen Standorten, also Einfluß der Bodenbedingungen usw. Schon 1931 haben daher OVERBECK & SCHMITZ betont, daß in NW-Deutschland das erste Auftreten und die beginnende Massenausbreitung der Buche nicht überall gleichzeitig ist, sondern an nahe benachbarten Stellen zeitlich unterschiedlich sein kann.

Ein Vergleich der Lage der empirischen Buchenpollengrenze mit dem sicher gleichzusetzenden Leithorizont C 4 an verschiedenen Orten ergibt zwar im Allgemeinen eine Verspätung des Ausbreitungsbegins von S nach N und NW, zeigt aber andererseits auch Ausnahmen von dieser Regel. So befindet sich z. B. der Beginn der geschlossenen Buchenkurve in seiner Diagrammlage zu C 3 und C 4:

Untereichsfeld, Luttersee (STEINBERG 1944)	vor C 3
Solling (KNÖRZER 1949)	mit C 3
Gifhorn (OVERBECK 1952)	mit C 3
Deimern (BORNGÄSSER 1941)	zwischen C 3 u. C 4
Melbeck (OVERBECK & SCHNEIDER 1938)	Ende C 3
Dannenberg, nordöstlich Bremen (OVERBECK & SCHNEIDER 1938, NILSSON 1948)	kurz vor C 4
Ihlpohl bei Bremen (OVERBECK 1950)	mit C 4
Ostholstein (SCHMITZ 1953)	mit C 4
Rüder Moor, Kr. Schleswig (SCHÜTRUMPF 1951b)	mit C 4
Dümmen (PFAFFENBERG 1947)	mit C 4
Aurich, Ostfriesland (OVERBECK 1950b)	frühe Bronzezeit, also nach C 4

andererseits abweichend:

Hellweger Moor, östl. Bremen (OVERBECK & SCHNEIDER 1938) mit C 3  
Heidmoor, östliches Holstein (SCHÜTRUMPF 1954) nach C 4

Ähnliche Unterschiede gelten landschaftsweise für das 1. Buchenmaximum (F 1). Es liegt in Niedersachsen wesentlich früher als in Schleswig-Holstein, soweit sich bisher übersehen läßt, in Niedersachsen s p ä t e s t e n s wohl zur Karolingerzeit, teilweise aber sicherlich schon früher.

Ebenso ist erstes Auftreten, Ausbreitung und Mengenanteil der Hainbuche nach meinen bisherigen Erfahrungen selbst innerhalb Holsteins, in Ost- und Mittelholstein, nicht immer zeitlich gleich.

Buche und Hainbuche können daher nicht zu einem Zeitvergleich für das gesamte nordwestdeutsche Flachland herangezogen werden. Ob sich für Schleswig-Holstein ebenfalls wie in Dänemark (MIKKELSEN 1949, JONASSEN 1950) außer dem 1. Buchenmaximum auch noch eine deutliche Stufe in der Frequenz des Buchenpollens etwa um die Zeit der RY II als zeitgleicher Leitohorizont verwenden läßt, muß noch näher nachgeprüft werden (SCHMITZ 1952b, Anm. 43).

Zum Schluß sei noch betont, daß Rekurrenzflächen (RY) in Mooren nicht ohne weiteres zu einem Zeitvergleich dienen können, da nicht einmal der RY III, dem klassischen Grenzhorizont C. A. WEBER's, in jedem Falle im Gelände angesehen werden kann, um welche RY es sich handelt. Außerdem muß mit einer gewissen zeitlichen Schwankungsbreite je nach Modifikation des Lokalklimas und des Moortyps gerechnet werden (OVERBECK 1952). Dieser Hinweis ist notwendig, weil es auch in Schleswig-Holstein, wie in Dänemark, Rekurrenzflächen gibt, die jünger als RY III sind. So konnte ich im Koberger Moor, Kr. Stormarn, Holstein, eine Rekurrenzfläche feststellen, die nach der pollenanalytischen Untersuchung in den Zeitbereich der RY I gehört (noch unveröffentlicht). Im Landesteil Schleswig kenne ich an mehreren Stellen im jüngeren Sphagnumtorf oberhalb der RY III noch zwei weitere RY, deren pollenanalytische Datierung aber noch nicht fertiggestellt ist.

Die hier verwendeten eigenen Untersuchungen wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt, wofür ich auch an dieser Stelle meinen Dank zum Ausdruck bringen möchte.

#### Schriftenverzeichnis

- BORGÄSSE, E. (1941): Das „Große Moor“ bei Deimern, ein Hochmoor in der Lüneburger Heide. - Beih. Bot. Cbl. **61/B**, 33-71.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1. Bd. Allgemeine Waldgeschichte. Jena. - - (1952): Dgl. 2. Bd. Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. Jena.
- IVERSEN, Joh. (1941): Landnam i Danmarks Stenalder. En pollenanalytisk Undersøgelse over det første Landbrugs Indvirkning paa Vegetationsudviklingen. - Danm. Geol. Unders. København, II/66, 7-68.
- JESSEN, Kn. (1935): Archaeological dating in the history of North Jutland's vegetation. - Acta Archaeol. **5**, 3, 185-214. Kopenhagen.
- JONASSEN, H. (1950): Recent pollen sedimentation and Jutland heath diagrams. - Dansk Bot. Ark. **13/7**, 1-168.
- KNÖRZER, K. H. (1949): Die Vegetation des Torfmoores im Solling und die nacheiszeitliche Waldgeschichte dieses Gebirges auf Grund der Pollenuntersuchungen. - Unveröff. Staatsexamensarbeit, Göttingen (zit. nach FIRBAS 1952).
- MIKKELSEN, V. M. (1949): Praestø Fjord. The development of the postglacial vegetation and a contribution to the history of the Baltic Sea. - Dansk Bot. Ark. **13**, 5, 1-171. - - (1952): Pollenanalytiske undersøgelser ved Bolle, et bidrag til vegetationshistorien i subatlantisk tid. - Nationalmuseets 3. afd. Arkaeologiske Landsbyundersøgelser **1**, 109-132 (english summary 299-303). København.

- NILSSON, T. (1948): Versuch einer Anknüpfung der postglazialen Entwicklung des nordwestdeutschen und niederländischen Flachlandes an die pollenfloristische Zonengliederung Südkandinaviens. - Lunds Univ. Arskr. N.F. 2/44/7, 1-79.
- OVERBECK, F. (1950a): Die Moore Niedersachsens. 2. Aufl. - Veröff. d. niedersächs. Amtes f. Landesplanung u. Statistik, Reihe A I, Bd. 3, 4. Abt. Bremen-Horn. - - (1950b): Neue pollenanalytisch-stratigraphische Untersuchungen zum Pflug von Walle. - Nachr. a. Niedersachs. Urgeschichte 19, 3-31. - - (1952): Das Große Moor bei Gifhorn im Wechsel hygrokliner und xerokliner Phasen der nordwestdeutschen Hochmoorentwicklung. - Veröff. d. niedersächs. Amtes f. Landesplanung u. Statistik, Reihe A I, Bd. 41. Bremen-Horn.
- OVERBECK, F. & GRIÉZ, I. (1954): Mooruntersuchungen zur Rekurrenzflächenfrage und Siedlungsgeschichte in der Rhön. - Flora 141, 51-94.
- OVERBECK, F. & SCHMITZ, H. (1931): Zur Geschichte der Marschen, Moore und Wälder Nordwestdeutschlands. I. Das Gebiet von der Niederweser bis zur unteren Ems. - Mitt. d. Provinzialst. f. Naturdenkmalpf. Hannover 3, 1-179.
- OVERBECK, F. & SCHNEIDER, S. (1938) (unter Mitw. von E. BORNGÄSSER und A. BUHMANN): Mooruntersuchungen bei Lüneburg und Bremen und die Reliktnatur von *Betula nana* L. in Nordwestdeutschland. - Ztschr. f. Bot. 33, 1-54.
- PFAFFENBERG, K. (1947): Getreide- und Samenfunde aus der Kulturschicht des Steinzeitdorfes am Dümmer. - Jahresber. Naturhist. Ges. Hannover 94/98, 69-82.
- SCHMITZ, H. (1951): Die Zeitstellung der Buchenausbreitung in Schleswig-Holstein. - Forstwiss. Cbl. 70, 193-203. - - (1952a): Pollenanalytische Untersuchungen an der inneren Lübecker Bucht. - „Die Küste“, Arch. f. Forsch. u. Techn. a. d. Nord- u. Ostsee, 1/2, 34-44. - - (1952b): Klima, Vegetation und Besiedelung. - Archaeol. geograph. 3, 15-22. - - (1953): Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. - Ber. Deutsch. Bot. Ges. 66, 151-166.
- SCHÜTRUMPF, R. (1937/38): Stratigraphisch-pollenanalytische Mooruntersuchungen im Dienste der Vorgeschichtsforschung. (Beitrag zur spät- und postglazialen Waldentwicklung in Brandenburg.) - Prähist. Ztschr. 28/29, 158-183. - - (1951a): Die pollenanalytische Untersuchung der Verlandungsschichten des Wellsees bei Kiel - ein Beispiel für eine Anwendung der Pollenanalyse in der Praxis. - Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein 25, 131-137. - - (1951b): Die pollenanalytische Untersuchung eisenzeitlicher Funde aus dem Rüder Moor, Kreis Schleswig. - Offa, Ber. u. Mitt. Mus. vorgesch. Altert. Schleswig u. Inst. f. Ur- u. Frühgesch. Univ. Kiel 9, 53-57. - - (1952): Die pollenanalytische Horizontierung der Knochenfunde von Barsbek, Kreis Plön. - Meyniana, Veröff. Geol. Inst. Univ. Kiel 1, 38-43. - - (1954): Die empirische Buchen-Pollengrenze, eine neue Zeitmarke in ostholsteinischen Pollendiagrammen. - Ebendort 2, 193-203.
- SCHWABEDISSEN, H. (1951): Das Vorkommen des Magdalénien im nordwestdeutschen Flachland. - Eiszeitalter und Gegenwart 1, 152-165.
- STEINBERG, K. (1944): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Untereichsfeldes. - Hercynia 3, 529-587.
- TIDELSKI, F. (1951; noch unveröff.): Pollenanalytische Untersuchung des Schlüsbeker Moores bei Kiel.

Manusk. eingeg. 18. 2. 1955.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. H. Schmitz, Hamburg 36, Jungiusstr. 6, Staatsinst. f. Allg. Bot.

# Über die in der heutigen Vergletscherung der Erde als Eis gebundene Wassermasse

VON ALBERT BAUER

Expéditions Polaires Françaises. Missions Paul-Emile Victor. Mit 5 Abb.

## Inhaltsverzeichnis

Résumé.

Summary.

Einleitung.

1. Grönland.

2. Antarktis

2. 1 Karte der Antarktis

2. 2 Höhenverhältnisse der Oberfläche des Antarktischen Inlandeises

2. 3 Höhenverhältnisse des Untergrundes des Antarktischen Inlandeises

2. 4 Vergleich der geologischen und geophysikalischen Schätzungen.

Schrifttum.

**Résumé.** Les conditions de l'Inlandsis du Groenland, bien connues depuis les investigations des Expéditions Polaires Françaises 1948-1952, extrapolées à l'Inlandsis Antarctique, ont permis de déterminer le volume des glaces de la terre. Ce volume est de 21 740 000 km<sup>3</sup> de glace équivalent à une tranche d'eau de 54 m. Cette nouvelle évaluation confirme l'excellence des estimations antérieures basées sur des données géologiques.

**Summary.** Extrapolating the conditions of the Greenland Icecap, which are wellknown since the investigations of the French Polar Expeditions, to the Antarctic Icecap, has made it possible to determine the volume of the ice of the earth. It is 21 740 000 km<sup>3</sup>, equivalent to a sheet of water 54 m thick. This new evaluation confirms the excellence of previous estimations, which were based on geological facts.

## Einleitung

In den Jahren 1948 bis 1951 ist die Erforschung des Grönländischen Inlandeises entscheidend vorwärtsgeschritten, dank der wissenschaftlichen Ergebnisse, die die Französischen Polarexpeditionen heimgebracht und veröffentlicht haben. (BAUER 1952). Vor allem ist der heutige Rauminhalt des Grönländischen Inlandeises sowie die allgemeine Morphologie seines Untergrundes festgelegt.

Flächenmäßig nimmt das Grönländische Inlandeis 12%, das Antarktische Inlandeis aber 85% der Vergletscherung der Erde ein. Aber das Antarktische Inlandeis ist heute noch eine große Unbekannte. Wir werden die gut bekannten Verhältnisse Grönlands auf die Antarktis übertragen, um so den Rauminhalt des Antarktischen Inlandeises zu schätzen. Daraus läßt sich die in der heutigen Vergletscherung der Erde als Eis gebundene Wassermasse erschließen.

Unsere Arbeitshypothese ist folgende. Ein Inlandeis vom Ausmaße des Grönländischen oder des Antarktischen stellt ein Naturphänomen dar, das ein Gleichgewicht verschiedener Naturgesetze ausdrückt. Ob dieses Naturphänomen im nördlichen oder südlichen Erdteil besteht, das mag in erster, annähernder Schätzung unwesentlich sein. Es ist ein Naturphänomen. Diese Hypothese wurde allgemein angenommen, um aus der Kenntnis der Inlandeise, die in Nordeuropa und in Nordamerika in der Eiszeit bestanden haben, die der Inlandeise Grönlands und der Antarktika zu erschließen, ein entgegengesetzter Weg als der, dem wir folgen werden. Also nicht nur im Raum, sondern auch in der Zeit hat man diese Hypothese angenommen. Und die heutige direkte Kenntnis des Grönländischen Inlandeises steht im Einklang mit dem aus geologischen und geophysikalischen Daten geschätzten Inlandeise der Eiszeit.



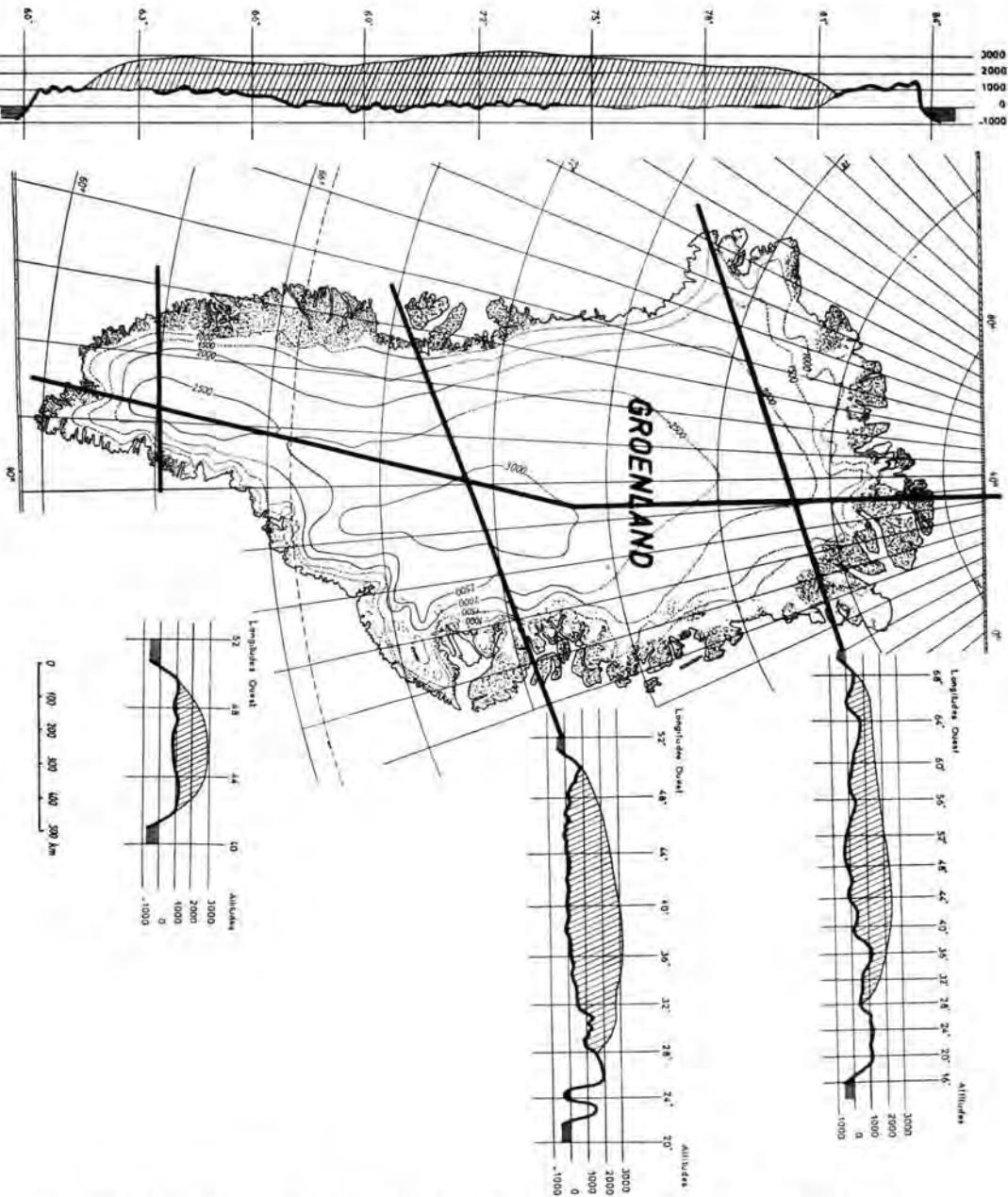


Abb. 1. Vier Profile durch Grönland.

Dies bestätigt auch das Aufsteigen der fennoskandischen und der nordamerikanischen Scholle nach dem Verschwinden der Inlandeise des Pleistozäns und die heutige Schüsselform der grönländischen Scholle unter seinem Inlandeis. Auch sind sich die Glaziologen im Allgemeinen darüber einig, daß Zunahme und Rückgang der Vergletscherung sich synchron über die ganze Erde verteilen.

Die Arbeitshypothese müssen wir vorerst annehmen, in der Erwartung einer direkten Vermessung des Antarktischen Inlandeises, die in kurzer Zeit noch nicht bevorsteht.

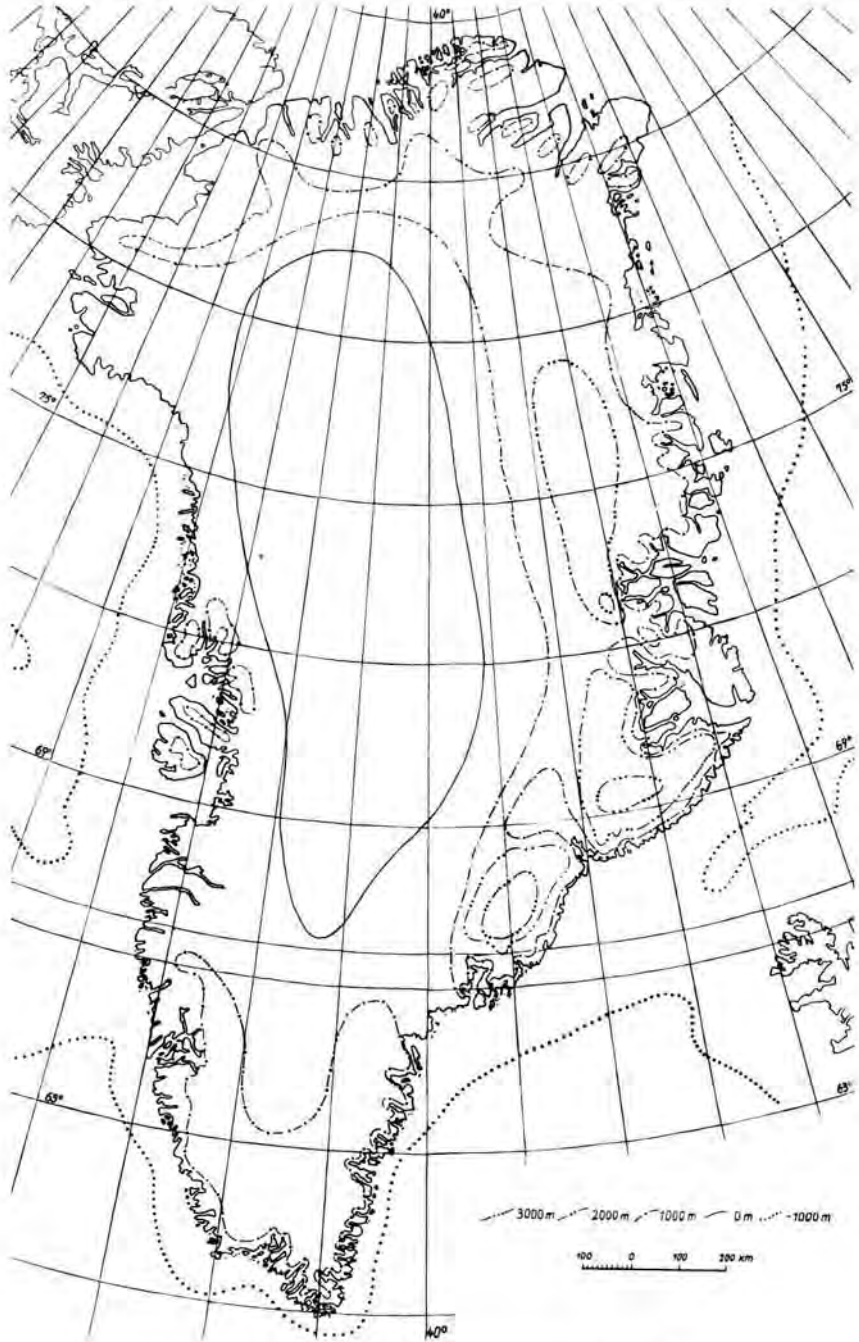


Abb. 2. Höhenkarte des entgletscherten Grönlands.

Was Grönland anbelangt, werden wir uns kurz fassen, da die Ergebnisse eingehend veröffentlicht worden sind (Expéditions Polaires Françaises 1954).

### 1. Grönland

Die im allgemeinen gut bekannten Höhenverhältnisse und Randbedingungen des Grönländischen Inlandeises haben es uns ermöglicht, die Gesamtfläche sowie die Flächen zwischen den Höhenkurven zu messen. Diese Daten gestatten es uns, die hypsographische Kurve der Oberfläche des Inlandeises zu zeichnen (Abb. 3). Daraus läßt sich die mittlere Höhe erschließen.

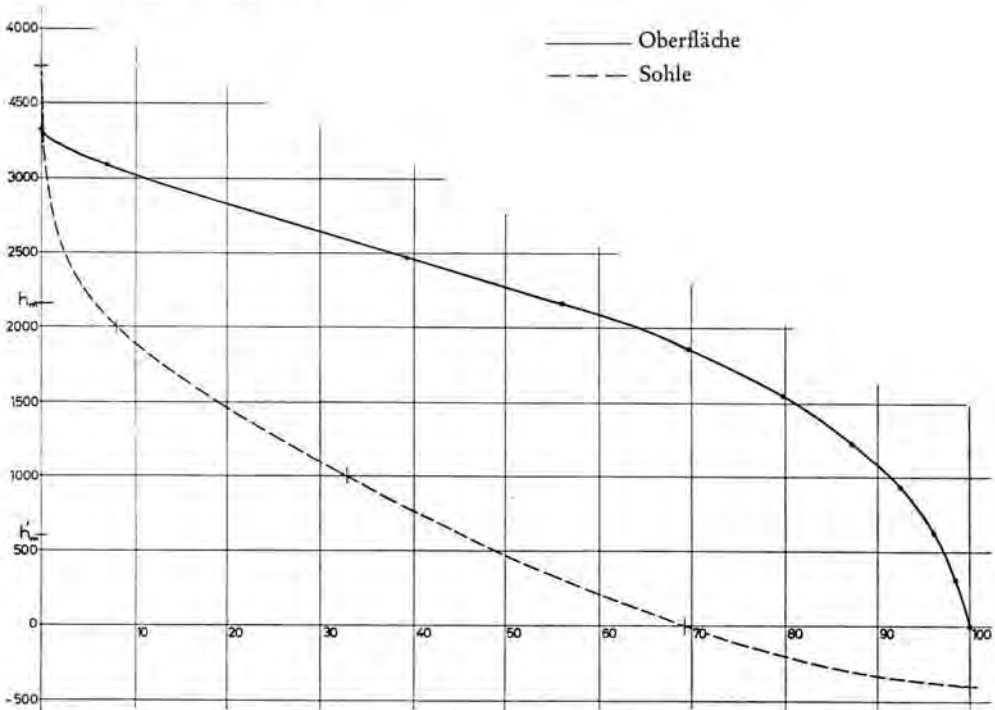


Abb. 3. Hypsographische Kurven der Oberfläche und der Sohle des Grönländischen Inlandeises.

Die 400 Eisdickenmessungen der Seismischen Abteilung der Französischen Polar-Expeditionen in Grönland, die sich auf eine Strecke von etwa 8000 km verteilen, sowie ein Nordprofil, das 1954 von HOLTZSCHERER in Zusammenarbeit mit den U.S.A. aufgestellt wurde (Abb. 1), haben es uns erlaubt, eine Höhenkarte des entgletscherten Grönlands zu zeichnen (Abb. 2). Der auf dieser Karte dem Inlandeise entsprechende Teil ermöglichte es uns, die hypsographische Kurve des Untergrundes des Grönländischen Inlandeises zu erschließen (Abb. 3), und damit die mittlere Höhe dieses Untergrundes, wie auch die mittlere Eisdicke.

Folgende Werte geben ein Gesamtbild des Grönländischen Inlandeises:

Fläche	1 726.10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>
Mittlere Höhe der Oberfläche	2 135 m
Mittlere Höhe des Untergrundes	620 m
Mittlere Eisdicke	1 515 m
Rauminhalt des Eises	2,6.10 <sup>6</sup> km <sup>3</sup>
Rauminhalt, Wasserwert	2,35.10 <sup>6</sup> km <sup>3</sup>
Wassersäule (ohne isostatische Ausgleichung)	6,50 m

## 2. Antarktis

### 2. 1 Karte der Antarktis

Für unsere Arbeit haben wir die Karte im Maßstab 1 : 11 250 000 von KOSACK (1951) gewählt. Es ist dies die einzige Karte, die den Versuch macht, die Höhenlinien der Antarktis anzugeben. Angesichts der Unsicherheit in der Bestimmung dieser Höhenlinien genügt uns der kleine Maßstab. Man darf nicht vergessen, daß flächenmäßig heute noch mehr als die Hälfte der Antarktis unerforschtes Gebiet ist.

Zuerst haben wir versucht, die Höhenlinien zu schließen. Unsere Resultate werden zeigen, daß dieses Verfahren, angesichts der Ausgangsfehler, keine allzu großen Fehler mit sich bringen kann. Für „Neuschwabenland“ bzw. „Dronning Maud Land“ steht heute fest, daß nach der Norwegisch-Britisch-Schwedischen Antarktischen Expedition 1949-52 (SWITHINBANK 1954) die Höhen der Schwabenland-Expedition (RITSCHER 1942)

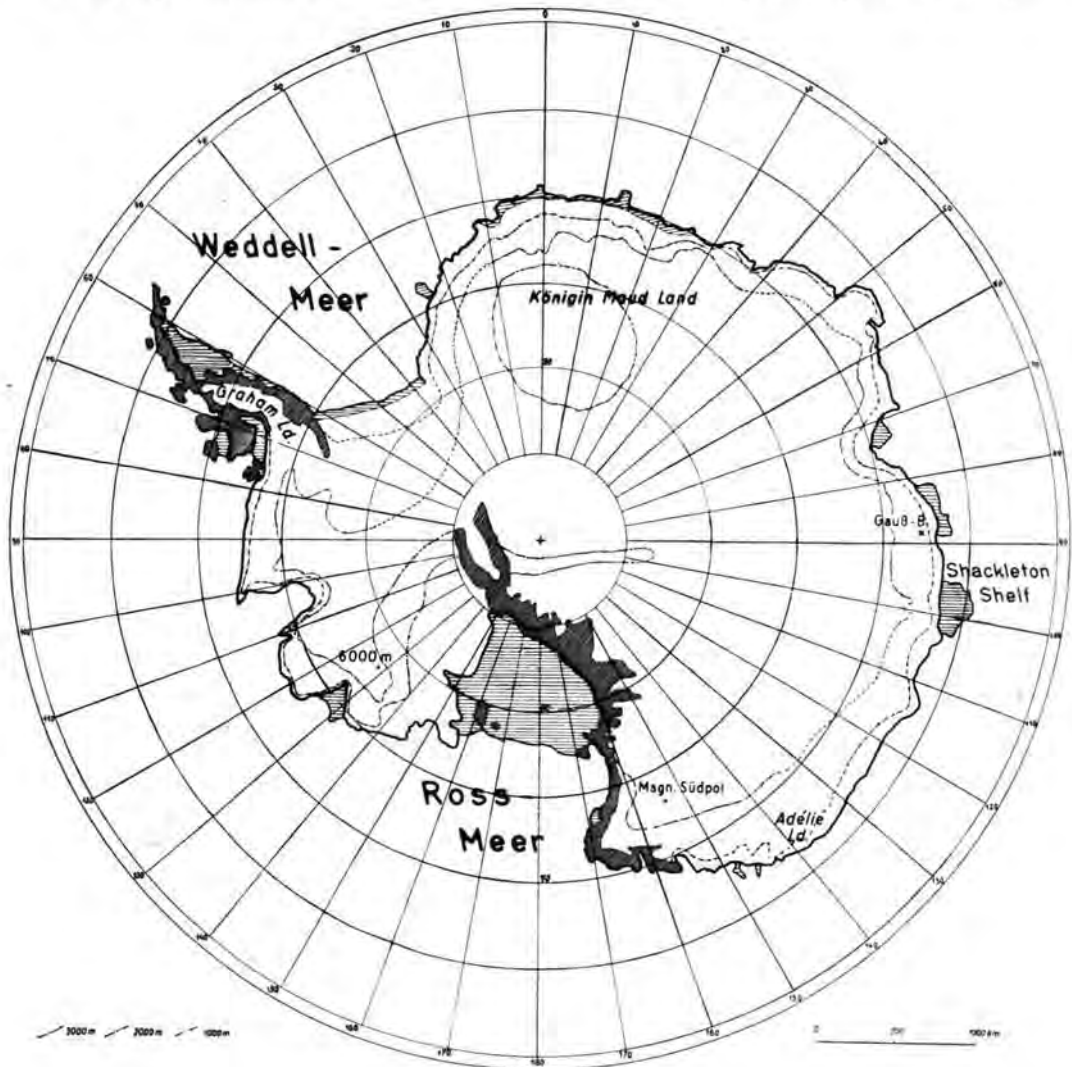


Abb. 4. Höhenkarte des Antarktischen Inlandeises.

zu hoch waren. So haben wir angenommen, daß die Maximalhöhe in dieser Gegend 3 300 m beträgt und daß nach den meteorologischen Daten (LAMB 1951) ein Vergletscherungszentrum besteht, was sich in der 3000-m-Höhenlinie ausdrückt. Auch diese angenommene Figur der 3000-m-Linie wird keinen Einfluß auf unser Endresultat haben.

Alle diese Daten sind in Abb. 4 dargelegt.

## 2. 2 Höhenverhältnisse der Oberfläche des Antarktischen Inlandeises

Folgende Werte, die in Einklang mit denjenigen von KOSACK (1950, 1951a) stehen, haben wir aus unserer Karte ermittelt.

Fläche der Antarktis (Festland)	13,2.10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>
Fläche des Antarktischen Inlandeises	12,6.10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>
Relativ entgletschertes Festland	0,6.10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>

Der Eisschelf hat eine Gesamtfläche von 0,9.10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>, so wie früher schon geschätzt wurde (NORDENSKJÖLD 1926). Nähmen wir eine mittlere Eisdecke von 200 m an (POULTER 1947, ROBIN 1953), so kämen wir zu einem Rauminhalt des Eisschelfs von 0,18.10<sup>6</sup> km<sup>3</sup> Eis. Da aber im allgemeinen der Eisschelf als schwimmendes Eis erkannt ist, kann der Wasserwert dieser Eismasse bei einer eventuellen Schmelzung auf die eustatische Meeresspiegelschwankung keinen Einfluß haben.

Nähmen wir 100 m als mögliche mittlere Eisdicke des relativ entgletscherten Festlandes an, so ergäbe sich ein Rauminhalt von 0,06.10<sup>6</sup> km<sup>3</sup> Eis. Diese Eismasse kann in Anbetracht des hohen Rauminhalts des Antarktischen Inlandeises und der Unsicherheit dieses Wertes vernachlässigt werden.

Die Planimetrierung ergibt folgende Werte:

Höhen in m	Flächen in %
0—1000	11
1000—2000	20
2000—3000	63
3000—3300	6
	100%

An Hand dieser Werte können wir die hypsographische Kurve für die Oberfläche des Inlandeises zeichnen. Zum Vergleich haben wir auch die hypsographische Kurve des Grönländischen Inlandeises eingetragen (Abb. 5).

In Anbetracht der Unsicherheiten der Werte für die Antarktis, hauptsächlich der 3000-m-Linie, und auch in Anbetracht unserer Arbeitshypothese können wir in erster Annäherung annehmen, daß die hypsographischen Kurven der Inlandeisoberflächen von Grönland und der Antarktis identisch sind. Daraus ergibt sich eine mittlere Höhe von 2 130 m.

## 2. 3 Höhenverhältnisse des Untergrundes des Antarktischen Inlandeises

Wohl hat die Norwegisch-Britisch-Schwedische Antarktische Expedition von 1949 bis 1952 einige, heute einzig dastehende Eisdickenmessungen der Antarktis vorgenommen. Die Tatsache, daß das Inlandeis noch völlig unbekannt ist, besteht jedoch. Die seismischen Messungen dieser Expedition (ROBIN 1953) haben gezeigt, daß die Eismächtigkeit etwa 600 km von der Küste dieselbe wie im Innern von Grönland ist. Diese Tatsache und unsere Arbeitshypothese lassen vermuten, daß nicht nur die Oberflächen, sondern auch die Sockel des Grönländischen und des Antarktischen Inlandeises, in ihren hypsographischen Kurven ausgedrückt, identisch sind. Dementsprechend haben wir die hypsographische Kurve des Untergrundes des Antarktischen Inlandeises gezeichnet



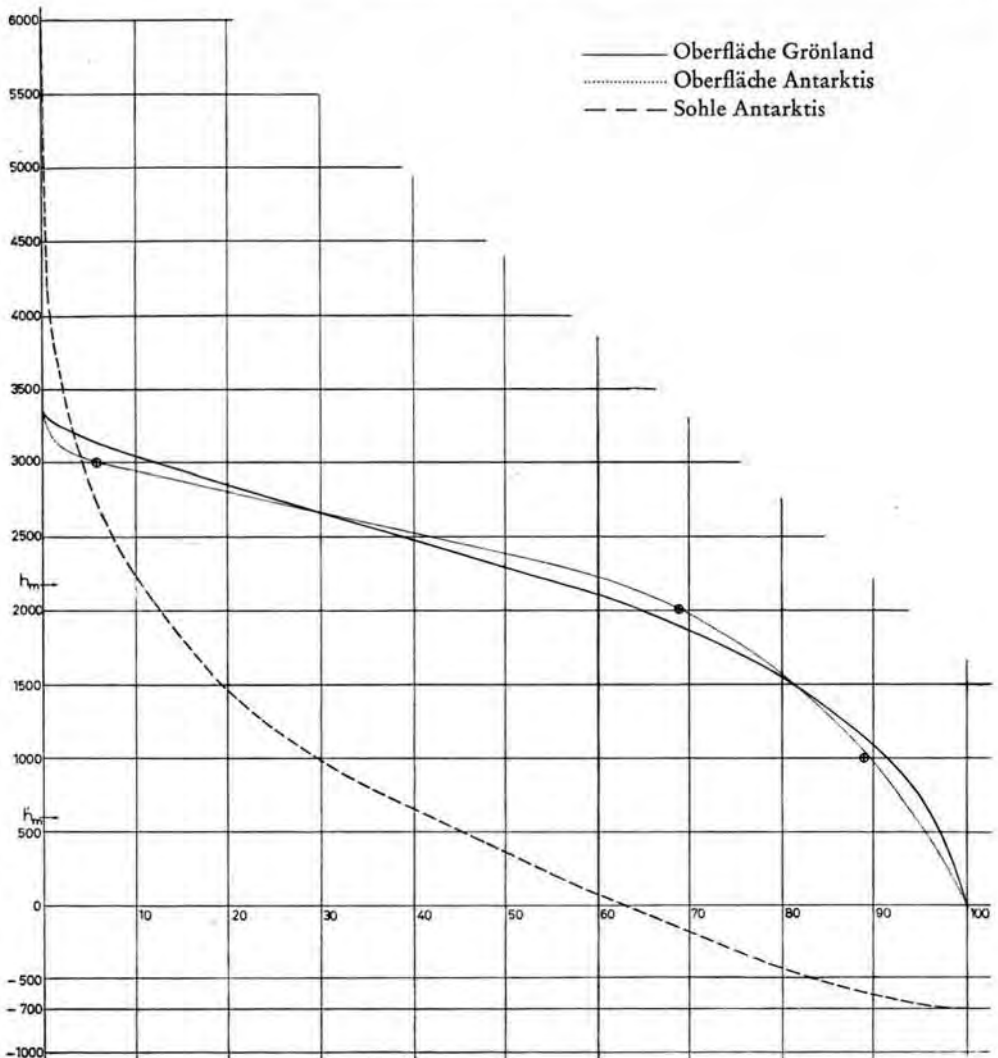


Abb. 5. Hypsographische Kurven der Oberfläche und der Sohle des Antarktischen Inlandeises. (Abb. 5). Diese Kurve hat dieselbe konkave Form wie die des Grönländischen Inlandeises, nur läuft sie von  $-700$  m (ROBIN 1953) bis  $+ 6000$  m. Wenn auch die höchsten Gipfel der Antarktis  $6000$  m übersteigen, so kann dies auf unser Endresultat keinen Einfluß haben. Aus dieser Kurve haben wir als mittlere Höhe des Untergrundes des Antarktischen Inlandeises den Wert von  $630$  m ermittelt.

Stellen wir die Daten zusammen, so kommen wir zu folgender Tabelle:

Fläche	$12,6 \cdot 10^6$ km <sup>2</sup>
Mittlere Höhe der Oberfläche	$2\ 130$ m
Mittlere Höhe des Untergrundes	$630$ m
Mittlere Eisdicke	$1\ 500$ m
Rauminhalt - Eis	$18,9 \cdot 10^6$ km <sup>3</sup>
Rauminhalt - Wasser	$17,0 \cdot 10^6$ km <sup>3</sup>
Wassersäule (ohne isostatische Ausgleichung)	$47$ m

## 2. 4 Vergleich der geologischen und geophysikalischen Schätzungen

Zum Vergleich haben wir alle Werte verschiedener Autoren in Tabellen zusammengestellt. Die Werte von 1929 bis 1948 können wir als geologische Werte betrachten. Es ist bemerkenswert, daß die Ergebnisse der Deutschen Grönlandexpedition 1929, 1930-31 von A. WEGENER, insbesondere die seismischen Eisdickenmessungen, in der Schätzung der Wassermasse des Eises der Erde keine Auswertung gefunden haben.

Tabelle 1: Grönland

Autor	Jahr	Fläche km <sup>2</sup>	Mittlere Eismächtigkeit in m	Rauminhalt (Eis) in km <sup>3</sup>
ANTEVS	1929	1 833 900	1 400	2 567 460
RAMSAY	1930	1 870 000	1 400	2 620 000
DUBOIS	1931	1 833 000	1 000 1 400	1 800 000 2 600 000
DALY	1934	1 834 000	1 000	1 834 000
THORARINSSON	1940	1 650 000	900	1 485 000
CAILLEUX	1952	1 650 000	1 900 2 200	3 130 000 3 630 000
BAUER	1955	1 726 400	1 515	2 600 000

Tabelle 2: Antarktis

Autor	Jahr	Fläche km <sup>2</sup>	Mittlere Eismächtigkeit in m	Rauminhalt (Eis) in km <sup>3</sup>
ANTEVS	1929	13 500 000	1 000 1 525	13 500 000 20 587 500
RAMSAY	1930	13 000 000	1 500	19 500 000
DUBOIS	1931			23 200 000
DALY	1934	13 500 000	1 400	18 900 000
THORARINSSON	1940	13 000 000	600	7 800 000
CAILLEUX	1952			26 000 000
BAUER	1955	12 600 000	1 500	18 900 000

Tabelle 3: Andere Gletscher

Autor	Jahr	Fläche km <sup>2</sup>	Mittlere Eismächtigkeit in m	Rauminhalt (Eis) in km <sup>3</sup>
ANTEVS	1929	256 000	klein	zu übersehen
RAMSAY <sup>1)</sup>	1930	256 000	150/200	47 000
DALY	1934	500 000	300	150 000
THORARINSSON	1940	450 000	100/600	243 249
ROMANOVSKY & CAILLEUX	1953	450 000		100 000
BAUER <sup>2)</sup>	1955	450 000		240 000

Tabelle 4: Das Eis der Erde

Autor	Jahr	Fläche km <sup>2</sup>	Rauminhalt (Eis) in km <sup>3</sup>	Hebung des Meeresspiegels <sup>3)</sup>
ANTEVS	1929	15 589 900	16 067 460 23 154 960	40 m 60 m
RAMSAY	1930	15 126 000	22 167 000 <sup>4)</sup>	55 m
DUBOIS	1931		15 300 000 23 200 000	38 m 58 m
DALY	1934	15 834 000	20 884 000	50 m
THORARINSSON	1940	15 100 000	9 528 249	24 m
FLINT	1947	15 100.035		24 m 60 m
KLEBELSBERG	1948		22 500 000	55 m
CAILLEUX	1952		26 000 000 36 000 000	65 m 90 m
ROMANOVSKY & CAILLEUX	1953	15 100 000	35 500 000	89 m
AHLMANN	1953			90 m
CAILLEUX	1954		22 000 000 36 000 000	55 m 90 m
BAUER	1955	14 776 400	21 740 000	54 m

<sup>1)</sup> Die Veröffentlichung von RAMSAY gibt folgende Zahlen an:

	Area km <sup>2</sup>	Average Thickness	Volume km <sup>3</sup>
Temperate glaciers	0,07.10 <sup>4</sup>	150 m	0,01.10 <sup>6</sup>
Smaller icecaps	0,186	300	0,37.10 <sup>6</sup>

Die zweite Zeile ist falsch. Nach dem Werte des Rauminhalts muß die mittlere Dicke 200 m und nicht 300 m sein. Dann ist noch ein Rechenfehler vorhanden, denn

$$186\,000\text{ km}^2 \times 0,2 = 37\,200\text{ km}^3 \text{ und nicht } 370\,000\text{ km}^3.$$

<sup>2)</sup> Nach THORARINSSON angenommen.

<sup>3)</sup> Ohne isostatische Ausgleichung.

<sup>4)</sup> Verbessertes Wert. - Siehe Tabelle 3.

Tabelle 5: Das Eis der Erde

	Fläche	Rauminhalt
Grönland	11,7	12
Antarktis	85,3	87
Andere Gletscher	3,0	1
	100,0%	100%

Vergletschertes Land der Erde: ungefähr 10%.

Zu den Tabellen 1 bis 4 ist folgendes zu bemerken:

Daß die mittleren Eisdicken, die THORARINSSON annimmt, zu schwach sind, haben die seismischen Messungen in Grönland klargelegt (Expéditions Polaires Françaises 1954). So liegen für die Veröffentlichungen von 1929-1948 die Werte der Wassersäule zwischen 40 und 60 m.

Diesen geologischen Daten stehen diejenigen aus den Ergebnissen der Französischen Polarexpeditionen gegenüber. Die Werte von CAILLEUX 1952, ROMANOVSKY & CAILLEUX 1953, wie auch die von AHLMANN 1953 und CAILLEUX 1954 sind viel zu groß. Dies ist erklärlich, da CAILLEUX 1952 nur die vorläufigen Veröffentlichungen besaß: es war der Querschnitt W-O im mittleren Grönland. Heute wissen wir, daß dieses Profil die größte Mächtigkeit des Grönländischen Inlandeises aufweist (Abb. 1). CAILLEUX hat die mittlere Eisdicke dieses Profils von über 2000 m für ganz Grönland angenommen und auf die Antarktis übertragen, was natürlich zu viel zu großen Werten führte.

Gegenüber den geologischen Schätzungen bleiben demnach nur unsere Ergebnisse. Es zeigt sich, daß die geophysikalischen Methoden die geologischen Schätzungen bestätigen.

#### Schrifttum

- AHLMANN, H. W. (1948): Glaciological Research on the North-Atlantic Coasts. - The Royal Geographical Society, Research Series No. I. - - (1953) Glacier Variations and Climatic Fluctuations, American Geographical Society, B.M.L. 3.
- ANTEVS, E. (1929): Quaternary Marine Terraces in non glaciated regions and change of level of sea and land. - Amer. J. Science **17**.
- BAUER, A. (1952): Wissenschaftliche Ergebnisse der französischen Polarexpeditionen Adélie-Land (Antarktis) 1948-1952 und Grönland 1948-1951. - Naturw. Rundschau **5**. - - (1954) Siehe: Expéditions Polaires Françaises 1954.
- BYRD, R. E. (1947): Our Navy explores Antarctica. - The National Geographical Magazine **92**.
- CAILLEUX, A. (1952): Premiers enseignements glaciologiques des Expéditions Polaires Françaises 1948-51. - Revue de Geomorphologie Dynamique **3**. - - (1954) Ampleur des régressions glaciostatiques. - Bull. Soc. Géol. de France (6) **4**.
- DALY, R. A. (1934): The changing world of the Ice Age. - New-Haven, Yale University Press.
- DUBOIS, G. (1931): Données numériques relatives aux glaciations quaternaires. - Bull. Ass. Amic. Inst. Sc. Géolog. Strasbourg.
- EXPÉDITIONS POLAIRES FRANÇAISES (1954): Contribution des Expéditions Polaires Françaises à la connaissance de l'Inlandsis du Groenland: 1 ère partie: Mesures séismiques, par HOLTZSCHERER, J. J. 2 ème partie: Synthèse glaciologique, par BAUER, A. - Dixième Assemblée Générale de l'U.G.G.I., Commission des Neiges et des Glaces de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Rome 1954.
- FLINT, R. F. (1947): Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. - New-York.
- HESS, H. (1933): Das Eis der Erde. - Handbuch der Geophysik **7**.
- HOLTZSCHERER, J. J. & ROBIN, G. de Q. (1934): Depth of Polar Icecaps. - Geographical Journal **120**.
- HOLTZSCHERER, J. J. (1954): Siehe: Expéditions Polaires Françaises 1954.
- KOSACK, H. P. (1950): Wie groß ist das Südpolargebiet? - Petermanns geogr. Mitt. 1950. - - (1951a) Beiträge zur physischen Geographie von Antarktika. - Polarforschung 1951. - - (1951b) Eine neue Karte von Antarktika. - Petermanns geogr. Mitt. 1951.
- KLEBELSBERG, R. v. (1948): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. I, Wien.

- LAMB, H. H. (1951): Meteorological Situations over the south polar regions and alimentation of the Antarctic Icecap. - Neuvième Assemblée Générale de l'U.G.G.I., A.I.H.S., Tome I, Rapports et comptes-rendus de la Commission des Neiges et des Glaces, Bruxelles 1951.
- LOEWE, F. (1954): Beiträge zur Kenntnis der Antarktis. - Erdkunde 8.
- MEINARDUS, W. (1926): Die hypsographischen Kurven Grönlands und der Antarktis und die Normalform der Inlandeisoberfläche. - Petermanns geogr. Mitt. 72.
- NORDENSKJÖLD, O. (1926): Nord- und Südpolarländer. - Kendes Enzyklopädie der Erdkunde.
- POULTER, Th. C. (1947): Seismic measurements of the Ross Shelf Ice, part 1 & 2. - Trans. Am. Geophys. Union 28.
- RAMSAY, W. (1930): Changes of sea-level resulting from the Increase and decrease of glaciations. - Fennia 52.
- RITSCHER, A. (1942): Wissenschaftliche und Fliegerische Ergebnisse der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39, Band I.
- ROBIN, G. de Q. (1953): The Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949-52, 2. Summary of seismic shooting investigations in Dronning Maud Land. - Journ. of Glaciol. 2, No. 13.
- ROMANOVSKY, V. & CAILLEUX, A. (1953): La Glace et les Glaciers. - Presses Universitaires de France, collection: Que Sais-je?.
- SWITHINBANK, C. (1954): (Map) Western Dronning Maud Land 1953. - In HOLTZSCHERER, J. J. & ROBIN, G. de Q., 1954.
- THORARINSSON, S. (1940): Present glacier shrinkage and eustatic changes of sea-level. - Geogr. Annaler 22.

Manusk. eingeg. 7. 3. 1955.

Anschrift des Verf.: Prof. A. Bauer, Strasbourg-Neudorf, rue d'Epinal 9, FRANCE.



## Über Schmelzvorgang und Wärmehaushalt im Zentralgebiet des Inlandeises

Von PAUL JASPERSEN in Kiel

**Zusammenfassung.** In der folgenden Arbeit wird der Nachweis geführt, daß auch in größerer Tiefe der zentralen grönländischen Eiskappe, abgesehen von der Bodenzone, ein Schmelzen nicht stattfindet.

**Abstract.** In the following paper evidence is produced that also in great depth of the central Greenland ice-cover no melting can take place, setting aside the zone on the bottom.

Nachdem P. WOLDSTEDT (1952) die Bewegungsvorgänge im Inlandeis in klaren Gedanken geschildert hat, erscheint es wünschenswert, auch die Frage des Schmelzens im Innern des Inlandeises und des Wärmehaushalts im zentralen Bereich zu erörtern. P. WOLDSTEDT und andere Forscher nehmen an, daß bei dem Absinken der Schnee- und Eisschichten von der Oberfläche bis zur Sohle des Inlandeises in einer gewissen, aber unbekanntem Tiefe der Schmelzpunkt des Eises erreicht werde; dieser liegt um so weiter unter  $0^{\circ}\text{C}$ , je stärker der Druck ist. Ob aber wirklich der Schmelzpunkt erreicht wird und dann auch tatsächlich das Eis zum Schmelzen kommt, hängt davon ab,

1. ob zunächst das Eis auf die Temperatur des Schmelzpunktes erwärmt wird,
2. ob dann noch die für das Schmelzen selbst erforderliche Wärmemenge vorhanden ist.

Zur Veranschaulichung der Verhältnisse und zur Erkennung der verschiedenen möglich erscheinenden Vorgänge soll das Beispiel des grönländischen Inlandeises zunächst in etwas schematisierter Form behandelt werden. Zur rechnerischen Erfassung möge hierbei eine Säule des Inlandeises unter der Eismitte von 1 qm Querschnitt und einer Höhe etwa gleich der Eisdicke gewählt werden.

Die „Französische Polarexpedition in Grönland und Adelieland (Antarktis) 1948-51“, gibt auf Grund neuerer seismischer Messungen diese Eisdicke mit 3100 m an, wobei die Oberfläche des Untergrunds etwa im Meeresniveau festgestellt wurde (KANNENBERG 1951). Um dem verschiedenen spezifischen Gewicht der Schnee-, Firn- und Eisschichten angenähert Rechnung zu tragen, möge zur Vereinfachung der Gewichtsberechnung eine Säule kompakten Gletschereises von 2500 m im Weiteren zugrunde gelegt werden. Unter der Voraussetzung, daß das Inlandeis sich im dynamischen Gleichgewichtszustand zwischen Zuwachs und Abfluß befindet, wird der jährliche Zuwachs durch Niederschläge durch das Absinken der ganzen Säule um das gleiche Maß ausgeglichen. Die Niederschlagshöhe auf der Eismitte kann mit etwa 34 cm (auf Wasser reduziert) oder 340 kg je qm angenommen werden (K. WEGENER, Bd. III, S. 117). Dieser Wassersäule entspricht eine Eissäule von 38 cm bei einem spezifischen Gewicht von 0,9 (BRINKMANN I, S. 33). Um diesen Betrag wird also auch jährlich die angenommene Eissäule absinken.

Die maximale Herabsetzung des Schmelzpunktes muß sich am Boden ergeben. Das Gewicht der Eissäule beträgt bei einem spezifischen Gewicht von 0,9 etwa 2 250 000 kg, woraus sich am Boden ein Druck von 225 atm. ergibt. Da nun der Schmelzpunkt durch Druck um  $0,008^{\circ}\text{C}$  für je 1 atm. herabgesetzt wird (ebenda S. 34), errechnet sich die Temperatur des Schmelzpunktes an der Eissohle auf rund  $-2^{\circ}\text{C}$ .

Die Größe des Wärmebedarfs, wenn am Boden der Eissäule von 2500 m die Temperatur des Schmelzpunktes in der gesamten jährlich am Grund eintreffenden Eismenge von 340 kg erreicht werden soll, ergibt sich aus Folgendem: Die Temperatur des Firns nahe der Oberfläche beträgt auf Eismitte etwa  $-28^{\circ}\text{C}$  (K. WEGENER, III,

S. 204 ff.). Die Erwärmung bis zum Schmelzpunkt am Boden müßte also  $26^{\circ}\text{C}$  betragen. Das Eis sinkt in Jahrtausenden von der Oberfläche bis zum Grunde; aber in jedem Jahr müßte eine Wärmemenge aufgebracht werden, die gleich wäre der Wärmemenge, die erforderlich ist, um die jährliche Niederschlagsmenge von 340 kg um  $26^{\circ}\text{C}$  zu erwärmen. Da die spezifische Wärme des Eises 0,5 ist, sind dazu  $340 \cdot 26 \cdot 0,5 \text{ WE} = 4420 \text{ WE}$  notwendig. Darüber hinaus müßte für das Schmelzen selbst die latente Wärme von 80 WE je 1 kg Eis aufgebracht werden.

Welche Wärmemenge steht dagegen zur Verfügung? Durch die von der Oberfläche bis zur Sohle absinkenden Eisschichten wird eine mechanische Arbeit geleistet, die sich nach Maßgabe des mechanischen Wärmeäquivalents,  $427 \text{ mkg} = 1 \text{ WE}$ , in Wärme umsetzt. Beim Absinken der Eissäule von 2 250 000 kg um 0,38 m entsteht jährlich eine Arbeitsleistung von 855 000 mkg, die einer Wärmemenge von rund 2000 WE entspricht. Andere Wärmequellen sind im Zentralgebiet nicht gegeben. Die Wirkung der Sonnenstrahlung ist in der oben genannten Temperatur des Firns nahe, aber unter der Oberfläche, schon eingeschlossen (K. WEGENER, III, S. 48 Fußnote). Von der Reibungswärme, die das Eis auf seinem Wege nach unten teils im Innern, teils am Grunde erzeugt, geht kaum etwas verloren, da der erstere Teil im Eis verbleibt und unmittelbar der Erwärmung des Eises dient, während der letztere dem aus der Erde kommenden Wärmestrom zugeführt wird. Es stehen aber einem Wärmebedarf von 4420 WE, der nur zur Erwärmung des Eises bis zum Schmelzpunkt dienen würde, höchstens 2000 WE verfügbar gegenüber und auch diese nur zum Teil, weil die Reibungswärme teilweise erst am Grunde entsteht.

Daraus ist zunächst der Schluß zu ziehen, daß eine allmähliche Vorerwärmung der Eissäule bis auf den Schmelzpunkt auch dann nicht eintreten könnte, wenn, als Grenzfall betrachtet, die gesamte erzeugte Wärmemenge schon auf dem Wege des Eises oberhalb der Sohle hierfür zur Verfügung stände; erst recht fehlen die Kalorien, die als latente Wärme zum Schmelzen des Eises weiter erforderlich wären. Die ganze Eissäule wird also bis zur Sohlenzone im festen Aggregatzustand verbleiben, wenn auch infolge des hohen Druckes mit stark plastischer Eigenschaft.

Wie sich die Gesamterzeugung an Wärme auf das Eisinnere und die Sohlenzone verteilt, ist nicht festzustellen. Die obige Rechnung erfaßt den theoretischen Grenzfall, daß die gesamte potentielle Energie schon im Innern des Eises in Reibungswärme umgesetzt würde. Wenn jetzt der entgegengesetzte Grenzfall angenommen würde, daß die gesamte Wärme erst am Grunde erzeugt würde, so würde das bedeuten, daß das Eis mit unveränderter Oberflächentemperatur unten einträte. In diesem ebenfalls nur theoretischen Fall würde die verfügbare Wärme aber nicht auf die große Eismenge der ganzen Säule verteilt, wobei nach obiger Untersuchung kein Schmelzen erzielt würde, sondern konzentriert in beschränktem Raum wirksam werden. Hierbei würde die Wärme zum Schmelzen einer gewissen Eismenge ausreichen. Je 1 kg Eis würden zunächst  $1 \cdot 26 \cdot 0,5 \text{ WE} = 13 \text{ WE}$  zur Vorerwärmung und weitere 80 WE als latente Wärme, also im Ganzen 93 WE/kg erforderlich sein. Mit 2000 WE im Grenzfall würden rund 21 kg Eis geschmolzen werden können.

Durch die Untersuchung zweier Grenzfälle, zwischen denen der tatsächlich im Inlandeis eintretende Vorgang liegen muß, nämlich der Erzeugung von Schmelzwasser ausschließlich am Grunde in einer Menge, die zwischen 0 und 21 kg je qm liegen muß, ist schon ein engerer Rahmen gegeben, der durch begründete Schätzung noch enger gezogen werden kann.

Die tatsächlichen Vorgänge. Um diesen näher zu kommen, muß die oben zugrunde gelegte schematische Betrachtungsweise der Wirklichkeit besser angepaßt werden. Das angenommene senkrechte Absinken der Eisschichten wird zwar im Gebiet der Eisscheide annähernd zutreffend sein. Der auf Eismitte von der deutschen Grön-

landexpedition ausgehobene Schacht von 15 m Tiefe ist in Jahresfrist nicht durch horizontale Schubkräfte zerstört worden (K. WEGENER, III, S. 203). Solche seitlichen Schubkräfte sind eben auf der Eisscheide in der Nähe der Oberfläche überhaupt nicht vorhanden. In tieferen Schichten und zunehmend mit der Entfernung von der Eisscheide dagegen wird allmählich eine Horizontalbewegung einsetzen: die absinkenden Firnmassen schwenken von der senkrechten in eine geneigte Richtung ab, wobei dann auch die oberen Schichten passiv der seitlichen Bewegung der unteren folgen.

Unter solchen Umständen stellen sich folgende Änderungen gegenüber der obigen schematischen Annahme ein:

1. Durch die Richtungsänderung der Eismassen wird die innere Reibung und Wärmeerzeugung gegenüber den Verhältnissen bei ungestörtem, senkrechten Absinken erhöht.
2. Aber durch den allmählichen Übergang der Bewegung in eine annähernd horizontale wird ein Teil des Eises, der schon um einiges erwärmt worden ist, aus dem Zentralgebiet in die Randzone befördert, so daß ein erheblicher Teil der schon erzeugten Wärme dem Wärmehaushalt des Zentralgebiets verloren geht.
3. Auch von dem Vorrat an potentieller Energie, der im Zentralgebiet zur Wärmeerzeugung noch nicht verbraucht war, geht aus dem gleichen Grunde ein großer Teil in die Randzone über und kommt erst hier zur Wirkung. Nur ein kleiner Teil des Eises gelangt im Zentralgebiet in tiefere Schichten; entsprechend vermindert sich die hier noch wirksam werdende potentielle Energie.

Zu Punkt 1 ist zusätzlich noch folgendes zu erwähnen: Ungestörtes Absinken des Eises, ohne daß ein Anlaß zu Reibungsarbeit gegeben ist, führt noch zu keiner Wärmeerzeugung. Der Druck summiert sich von oben nach unten; er überträgt sich über die Eisschichten bis an die Stellen, wo Reibungsarbeit geleistet wird, und wird auf seinem Wege nur vermindert durch Arbeitsleistung infolge innerer Eisreibung.

Nur unmittelbar da, wo Reibung auftritt, entsteht Wärme, also an Stellen der Zusammenpressung oder Richtungsänderung des Eises oder am festen Boden und seinen Aufragungen. Daraus geht hervor, daß eine gleichmäßige thermische Tiefenstufe im Inlandeis nicht bestehen kann. Es sind Berechnungen der Tiefe, in welcher der Schmelzpunkt im Inlandeis erreicht wird, vorgenommen worden, ausgehend von der Differenz der Temperaturen an der Oberfläche und in einer gewissen geringen Tiefe. Soweit sie eine gleichmäßige thermische Tiefenstufe voraussetzen, können sie schon aus diesem Grunde nicht zu einem richtigen Ergebnis führen.

Aus den obigen Überlegungen unter 1 bis 3 geht hervor, daß die wahrscheinlich weit überwiegende Menge der schon erzeugten Wärme und der restlichen potentiellen Energie dem Wärmehaushalt des Zentralgebiets verloren geht.

Zweifellos wird an der Sohle durch die Reibung des Eises am Untergrund Wärme erzeugt. Indessen ist die Eisgeschwindigkeit im Zentralgebiet überhaupt gering und ferner an der Sohle selbst am kleinsten; das Höchstmaß wird erst in einem etwas höheren Niveau erreicht. Wenn schon oben für den zweiten Grenzfall eine Maximalmenge geschmolzenen Eises von jährlich nur 21 kg/qm, entsprechend einer Wasserschicht von rund 2 cm/Jahr, errechnet wurde, so kann hiervon unter den geschilderten Umständen nur ein kleiner Bruchteil tatsächlich zum Schmelzen kommen.

Zu diesem Teil tritt noch die Schmelzwassermenge hinzu, die durch die Wirkung des aus der Erde kommenden Wärmestromes gebildet wird. Sie ist von B. BROCKAMP auf eine jährliche Wasserschicht von 0,5 bis 1 cm berechnet (K. WEGENER, III, S. 50). Beide Mengen zusammen werden wahrscheinlich die jährliche Höhe von 1 cm nicht wesentlich überschreiten.

Diese geringe Menge hat sich allerdings noch nicht auf seismischem Wege nachweisen lassen (ebenda S. 37). Das ist verständlich, weil bei gleichmäßigem Abfluß der geringen Jahresmenge jeweils nur eine minimale Schicht vorhanden ist. Indessen wird auf Seite 27 im Bilde der Gletscherbruch des Kamarujuk-Gletschers gezeigt, in dem ein auch im Winter fließender Gletscherbach sichtbar ist, wodurch ein ständiger subglaziärer Schmelzvorgang bewiesen wird.

Zu den geschilderten Vorgängen kommen im Randgebiet noch die vielseitige Ablation sowie die Kalbung hinzu. Hier sollten jedoch nur die Verhältnisse des zentralen Bereichs behandelt werden.

**Zusammenfassung.** Aus den Darlegungen und Berechnungen geht Folgendes für das Zentralgebiet des Inlandeises hervor:

1. Der Schmelzpunkt wird im Innern des Eises überhaupt nicht erreicht.
2. Die Schmelzwassermenge an der Sohle kann zusammen mit dem vom Erdwärmestrom erzeugten Schmelzwasser nur sehr geringfügig sein.

#### Schriftenverzeichnis

BRINKMANN, R.: Kaysers Abriß der Geologie I, 6. Aufl. 1940.

KANNENBERG, H.: Erdkunde 5, S. 329. Bonn 1951.

WEGENER, K.: Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Grönlandexpedition Alfred Wegener. 1933-1940.

WOLDSTEDT, P.: „Der Bewegungsvorgang beim Inlandeis“. - Peterm. Mitt. 1952, Heft 4.

Manusk. eingeg. 22. 11. 1954.

Anschrift des Verf.: Reg.-Dir. a. D. Paul Jaspersen, (24b) Kiel, Goethestraße 8.

## Zur Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode

Von E. KRAUS, München.

Unter Mitverwendung eingehender Geländeuntersuchungen und -beschreibungen bei Murnau durch Dr. R. LEBKÜCHNER, Ankara.

Mit 12 Abbildungen.

**Zusammenfassung.** Die Arbeit bringt den Nachweis einer Zweigliederung des Würmeiszeit-Klimas durch Feststellung eines innerwürmischen Verwitterungsbodens. Dieser läßt schließen auf eine mehrere Jahrtausende umfassende interstadiale Klimaschwankung von subarktischem Charakter zwischen den großen Eisausbreitungen einer „Altwürmzeit“ und einer „Jungwürmzeit“ im Alpenvorland; dies zunächst einmal für den Bereich der weiteren Umgebung von Murnau im Loisach- und im Ammersee-Gletschergebiet. Die bisher unbekannt gebliebene Verwitterungsrinde kann in zahlreichen Gruben des altwürmischen Murnauer Schotters beobachtet werden. Sie ist unmittelbar überlagert von der Grundmoräne des letzten großen Würmeis-Vorstoßes. Einige Anhaltspunkte für weitere Folgen dieser innerwürmischen Klimaschwankung können bereits angeführt werden. Auf dem Laufenschotter ist ein Verwitterungsboden entsprechenden Alters (noch?) nicht bekannt.

**Résumé.** On a beaucoup discuté sur la possibilité d'une bipartition de l'époque glaciaire dernière, dite Würm-Eiszeit. C'est au Nord du Murnau (55 Km SSO de Munich) que l'auteur, dans 12 gravières, trouvait un sol fossil au-dessus du gravier de l'époque wurmienne plus ancienne et au-dessous de la moraine dernière. Voilà l'argument pour la bipartition de l'époque wurmienne en Bavière.

### Vorwort

Gelegentlich angewandtgeologischer Aufgaben, verbunden mit 1<sup>1</sup>/<sub>2</sub>jähriger, intensiver Geländearbeit von Dr. R. LEBKÜCHNER zwischen dem Hechendorfer Loisachknie im S und Gauting im N, sowie von Dr. W. S. BUCHARDT im Loisachquertal unterhalb von Oberau, wurde unter Leitung des Verfassers eine vollständige Diluvialprofil-Zone von den Alpen bis in die Münchener Ebene hinaus erarbeitet. Über den im Gelände hauptsächlich durch Dr. R. LEBKÜCHNER untersuchten Abschnitt vom Murnauer Moos bis Weilheim wird hier kurz berichtet.

Den Wasserwerken der Stadt München, namentlich auch Herrn Oberbaurat Dr. SCHMIDT, darf ich für die verständnisvolle Einschaltung der geologischen Arbeit in die praktische Planung, für die große Förderung und die Erlaubnis einer Veröffentlichung der wissenschaftlichen Ergebnisse bestens danken. Ebenso danke ich Herrn Regierungsdirektor Dr. H. ARNDT für die Erlaubnis, meine Bodenproben im Laboratorium des Bayer. Geolog. Landesamts untersuchen zu lassen. Herr Dr. ABELE hat diese Untersuchung in dankenswerter Weise durchgeführt.

### Einleitung

Es mehren sich in den letzten Jahren die Beobachtungen, welche dafür sprechen, daß die südbayerische Würmeiszeit zweigeteilt war. Im Anschluß an B. EBERL in Schwaben 1930 hat dies wohl zuerst J. KNAUER 1935 (sehr kurzes Interstadial) und 1937 (längeres Interstadial) betont, dann J. SCHAEFER 1940 (für längeres Interstadial) entgegen einer ungegliederten Würmeiszeit (A. PENCK, E. BRÜCKNER u. a.) oder einer dreigeteilten (B. EBERL 1924, 1930). C. RATHJENS unterstützte 1951 die Zweigliederung auf Grund von Ergebnissen im Rheingletscherbereich und von P. BECK in der Schweiz.

Die beiden bisher für diese Zweiteilung von J. KNAUER (1937) bei Brandach am Peißenberg-Südhang (rot-brauner Boden!) und von A. MICHELER (1948) bei Ob im



Lechgletschergebiet (mächtige Verwitterung!) beigebrachten Anhaltspunkte sind aber nicht unwidersprochen geblieben. Denn zwar ist diesen Böden eine Jungmoräne aufgesetzt. Aber das würm- oder rißeiszeitliche Alter der hier verwitterten Unterlagen steht nicht fest.

Ebensowenig konnte die durch B. EBERL und J. KNAUER aus der Überfahung der W I-Endmoräne durch die W II-Moräne gefolgerte regionale Zweiteilung bisher allgemeine Zustimmung finden. J. BÜDEL (1936, 1950) und C. TROLL (in mehreren Arbeiten) sehen diese Überfahung nicht an als eine regionale Erscheinung, sondern als Folge lokaler Eisrand-Oszillationen. - Die Auelehm- bzw. Lößdecke auf I. SCHAEFER'S W I-Niederterrassenfeld von Memmingen—Fellheim—Weißenhorn wäre kein Verwitterungsboden, sondern ein später aufgeschüttetes Sediment (K. BRUNNACKER 1953). Der Löß könnte eine vielleicht spätwürmisch noch aufgeblasene Ablagerung sein. H. GRAUL hält auf Grund eingehender Geländearbeiten im Iller- und Rheingletscherraum die SCHAEFER'SCHE Zweigliederung an Stelle einer einheitlichen Würmeiszeit nicht für richtig, und manche Stimmen pflichten ihm bei. Einem W-III-Stadium wird von den Beobachtern nicht zugestimmt.

Gelegentlich ausgedehnter Geländebeobachtungen im Zusammenhang mit anderen Fragen konnte ich bisher für die Aufgliederung des A. PENCK'SCHEN Diluvialsystems im Einklang mit der anziehend-exakten Klimakurve von MILANKOVIC keine sicheren Beobachtungen sammeln. Erst mehrfache Begehungen im Salzachgletschergebiet unter freundlicher Führung durch E. EBERS oder im Rheingletscherbereich durch Fr. WEIDENBACH brachten feste Anhaltspunkte für eine gewisse Untergliederung der Rißeiszeit.

Die zwischen dem Loisachquertal und Gauting ausgedehnten Geländearbeiten (R. LEBKÜCHNER) für hydrogeologische Zwecke schienen aber eine Gliederung der Würmeiszeit wieder nicht zu bestätigen. Jedoch gelang es mir dabei, über dem Murnauer Schotter und unter der obersten Grundmoräne in 12 gut aufgeschlossenen Kiesgruben einen Verwitterungshorizont zu entdecken. Er ist innerhalb des Würmdiluviums, also „innerwürmisch“ weit verbreitet und wurde Anlaß zu vorliegender Arbeit. Statt der in Kontroversen allmählich unklar gewordenen Begriffe „W I—III“ unterscheide ich im Folgenden:

- 3) eine Jungwürm-Zeit mit dem letzten Hauptvorstoß der Würmeiszeit,
- 2) eine Innerwürm-Zeit, in unserem Arbeitsgebiet eisfrei,
- 1) eine Altwürm-Zeit mit dem ersten Hauptvorstoß der Würmeiszeit.

Wenn der Innerwürmboden bislang von A. PENCK, D. AIGNER, Aug. ROTHPLETZ, J. KNAUER, C. TROLL und anderen Bearbeitern unseres Gebietes nicht erkannt wurde, so kann dies aus mehrfachen Gründen verstanden werden. Kiesgruben legt man bekanntlich meist nur dort an, wo schon zunächst der Erdoberfläche ein brauchbarer Kies ansteht. Darum ist es unwahrscheinlich, daß sich Gruben an Stellen befinden, die einen für die Praxis ungeeigneten, alten Verwitterungsboden über dem Kies von einiger Mächtigkeit zeigen. Besonders interessant wird erdgeschichtlich für uns ein Verwitterungshorizont erst dann, wenn sein vorjüngst-würmeiszeitliches Alter durch Überlagerung mit ausgedehnter Moräne erweisbar ist. Diese ist im fraglichen Gebiet als Grundmoräne (Geschiebemergel) ausgebildet, also so gut wie unbrauchbar für technische Zwecke. Nur dann besteht die Aussicht, unsere Profile aufgeschlossen zu bekommen, wenn sich seitwärts von dem zutage tretenden, guten Kies nach Vertiefung und Erweiterung der Kiesgrube allmählich die Altboden- und Moränen-Überlagerung einstellte. Solcher mächtiger werdender und daher für die Praxis hinderlicher Abraum führt dann verständlicherweise, aber leider, zum Auflassen dieser Kiesgruben. Nachfolgend wird unser bedeutungsvoller Verwitterungs-Horizont über dem Murnauer Schotter näher untersucht.

### 1. Definition des Murnauer Schotters („Mu.Sch.“)

Dieser Schotter wurde wechselvoll beurteilt. 1882 hatte ihn A. PENCK allen losen Schottern, welche die Jungmoräne unterteufen, also den frühglazialen „unteren Glazialschottern“ zugeordnet. 1902 versetzte er die Mu.Sch. in die „Nachwürmeiszeit“ des Bühlvorstoßes, obwohl sie noch von Moräne überlagert werden. Nach Ablehnung dieses Vorstoß-Stadiums durch D. AIGNER (1913) definierte Aug. ROTHPLETZ (1917, S. 56) den Mu.Sch.: „Älter als die Jungmoräne und jünger als interglaziale Schichten“. Er sei eine „Rückzugerscheinung des Würmgletschers“. 1922 und nachfolgend kehrte auch A. PENCK allmählich zu seiner Ansicht von 1882 zurück. C. TROLL (1937, S. 603) u. a. sehen in unserem Schotter einen älteren Würmschotter der Anrückungszeit.

Doch wird sich auch diese Definition noch differenzieren müssen. Denn als einheitlicher Entstehung können wohl nur die oberen Teile dieses Schotters mit seiner sehr typischen Terrassenebenheit gelten, welche das sanft gegen N abgedachte Landschafts-Relief zur Hauptsache noch heute beherrscht. Abgesehen von der mehr oder weniger dünnen Grundmoräne über dem Mu.Sch. sind aufgesetzt die Wallhügel der oft schotterigen Moräne des letzten Würmeis-Rückzuges. Diese Hügel schließen sich örtlich zusammen zu jungweltigen Landformen, welche jedoch wegen ihrer zumeist wenig verschiedenen und geringen Mächtigkeit noch immer ihre ebene Unterlage zu erkennen geben.

Weil unser Verwitterungshorizont zwischen Grundmoräne und Mu.Sch. liegt, kann letzterer nicht, wie man entgegen Aug. ROTHPLETZ wohl allgemein annahm, ein Anrückungs- oder Vorstoß-Schotter des letzten Jungwürmeises sein, das anschließend seine Grundmoräne dem Mu.Sch. unmittelbar aufgelegt hat. Eine längere, eisfreie Zwischenzeit der innerwürmischen Verwitterung muß also eingeschaltet gewesen sein zwischen Schotterausbreitung und letztem Würmeis-Vorstoß. Es gilt dies jedenfalls für den etwa 15 m mächtig in den Kiesgruben aufgeschlossenen Hangenteil des etwa 40 m mächtigen Mu.Sch.

Aber ebenso wie z. B. der Niederterrassenschotter der Münchener Ebene nach sehr zahlreichen neuen Bohrungen über verschiedene ältere Schotter, Nagelfluhen, Moränen und über Flinz zunächst vorgeschüttet wurde und keine Rückzugsmoräne mehr ihn überlagert, so kann man auch nicht ohne weiteres annehmen, daß auch die tieferen Schotterteile des Mu.Sch. einem Eisrückzug entsprechen. Sehr wohl können diese im Sinn von C. TROLL etwa einem Vorstoß und Stillstand des alpinen Eisrandes weiter im S entstammen und nur hangende Schotterteile einer Rückzugszeit. Die Führung oder das Fehlen zentralalpiner Gerölle kann hierbei als weiteres Argument dienen.

Damit sind einige Probleme formuliert, die, im absichtlich eng gehaltenen Rahmen, teilweise noch keine endgültige Beantwortung finden, die wegen ihrer Bedeutung jedoch nicht zu umgehen sind.

### 2. Der Ausklang der Letztinterglazialzeit

Die Bedeutung der Verbreitung kristalliner Gerölle. Im Gegensatz zu den tieferen, an Kristallingeröll noch so gut wie freien Schottern zeigt sich bei Großweil (Abb. 1) alsbald über der bekannten Schieferkohle, bei Schwaiganger im W etwas später, eine zunehmende Anlieferung auch von Kristallingeröll aus den rückwärtigen Gebirgstälern. Diese reichliche zentralalpine Belieferung bleibt sodann bezeichnend für die Mu.Sch., also für die Altwürmschotter.

Zum wenigsten die beiden letzten Diluvialsysteme der Riß- und der Würmeiszeit lassen bekanntlich mit dem Fortschreiten ihrer Eisverbreitung erst allmählich auch in ihren Schotterausstrahlungen die Ankunft erheblicher Gerölmengen aus den Zentralalpen erkennen. Damit bildeten sich also Anfangsstadien einer Großvereisung ab.



Abb. 1. Skizze der Vorkommen von Interglazial (Schieferkohle und Pelit) zwischen Ohlstadt und Großweil. 1 Kreideflysch, Kalkalpen. 2 Helvetische Kreide im Osten. 3 Höhenlage des Interglazials. 4 Ausstriche von Interglazial. 5 Diluvialer Schotter, z. T. Nagelfluh. 6 Molasse.

Ein klares Beispiel auch für die Abbildung des Schluß-Stadiums einer Großvereisung durch die Führung kristalliner Gerölle bzw. durch deren Aufhören im fluvioglazialen Schotter nach oben, kann für unser Nordrandgebiet der Alpen aus dem Schotter des Loisachquertales unterhalb von Garmisch angeführt werden. Hier wurden im Zusammenhang mit praktischen Fragen bisher ca. 25 Bohrungen, eine bis zu 155,7 m Tiefe, unterhalb von Oberau in regelmäßiger Verteilung über den Talboden niedergebracht. Mit G. HABER beobachtete ich die Ergebnisse und stellte folgende, sehr überraschende Regelmäßigkeit fest: Unter dem durch Moor- und Schlick-Zwischenlagen, sowie durch raschen Sedimentwechsel ausgezeichneten Talalluvium liegen hier bis durchschnittlich fast genau 30 m tief durchweg Karbonatschotter ohne im Bohrgut erkennbare Kristallingerölle. Erst darunter setzt dann ausnahmslos eine reichliche Kristallingeröllführung bzw. Feldspatsandführung des Würmschotters ein. Der Hangendkies ohne Kristallin dürfte jener Zeit angehören, in welcher keine glaziale Zulieferung aus den Zentralalpen mehr erfolgt war. Während dieser Jungwürmzeit, in die vielleicht die Schmelzwasserbelebung durch O. AMPFERER'S Schlußvereisung im Gebirge noch fiel, kamen die Schmelzwässer nur noch aus Gletschergebieten der nördlichen Kalkalpen in unseren Bereich. Es scheint also, daß sich bei ausreichender Beobachtungsmöglichkeit am Kalkalpenrand, besonders auch an gut beobachteten Bohrungen, Kennzeichen für das An- und Abschwellen zunächst einmal der würmeiszeitlichen Eismassen ergeben.

Die Lage des Letztinterglazials von Großweil-Ohlstadt. Innerhalb der Liegendschotter der Warmserie von Großweil-Ohlstadt gab J. KNAUER (1922, S. 55 und Fig. 5) für Großweil eine Schottermoräne an, über deren Kristallin-Gehalt nichts bekannt ist. Im ganzen Arbeitsgebiet fehlt jeder Rest des bekanntlich tiefgreifenden und intensiv blutlehmigen Bodens der Interglazialen Hoch-Zeit, auch jede Spur verschwemmter rotlehmiger Bodenreste. Zwischen der Warmserie und dem ihr folgenden altwürmischen Mu.Sch. konnte keine Moräne nachgewiesen werden. Aber über der Warmserie setzt sogleich der Mu.Sch. mit reichlich Kristallingeröllen ein. Das spricht schon für den Hauptvorstoß des zentralalpiner Gebirgseises — wenn auch noch nicht bis Großweil, wo die Moräne noch fehlt.

Die eisfreie Serie von Großweil hat man mit Recht noch in das Riß/Würm-Interglazial gestellt (R. DEHM 1937, H. REICH 1953). Der Mangel an einer thermophilen, gegenüber dem heutigen wärmeren Klima bezeugenden Flora, auch an Roterde kann in diesen nichtmarinen Horizonten, die nur so lückenvoll abgelagert wurden und noch

viel lückenhafter erhalten blieben, so verstanden werden, daß aber allein die Spätzeit dieses Letztinterglazials dort vertreten ist. Dies würde übereinstimmen sowohl mit dem erst nach Ablagerung der eisfreien Serie erfolgenden Einsetzen der später zur Würmhauptzeit so bezeichnenden Kristallingerölle unseres Gletschergebietes. Es stimmt ebenso gut mit den vegetationsgeschichtlichen Ergebnissen von H. REICH. Diese zeigte, daß nach der Eichenmischwald- und Hainbuchen-Tannenzeit des heutigen Klimas unter Feuchterwerden ein moorbildendes, subarktisches und dann ein frühglaziales Klima floristisch zur Abbildung kam. Dadurch wurden die Vegetationsstufen-Höhen zunächst um 600 m, dann um zusammen 1000 m MH. herabgedrückt. Ähnlich tief wird sich auch die Schneegrenze abgesenkt haben und während der Bildungszeit des ersten Würmeises allmählich dem Alpenrand nähergerückt sein.

Die eisfreie Serie von Großweil-Ohlstadt entstand somit gegen das Ende der letzten Interglazialzeit, unmittelbar bevor sich der erste zentralalpine Haupteisvorstoß der Würmeiszeit auszuprägen begann.

### 3. Der Murnauer Schotter (Aug. ROTHPLETZ 1917), ein Altwürmschotter

Eigenschaften. Der Mu.Sch., der nach den Aufschlüssen von Großweil also unmittelbar der besprochenen Übergangsserie folgt, hat ein frischgraues, also unverwittertes Aussehen. Seine Gerölle sind immer gut abgerundet, von meist mittlerer Durchschnittsgröße, nur gelegentlich über kopfgroß; sie gehen in Sandbänke über. Recht bezeichnend ist die großzügig-gleichmäßige Ausbildung weithin durch alle Kiesgruben, die in den hangenden 20 Metern angelegt sind. Die regelmäßige Flachsichtung geht nicht oft über in stärker geneigte Schrägsichtung der Bänke.

Im Gegensatz zum Niederterrassenschotter sind die Gerölle des Mu.Sch. recht regelmäßig mit etwas Kalzit verkrustet, was deren gegenseitige Reibung vermehrte, trotzdem sie meist noch lose nebeneinanderliegen. Daher sind die Kiesgruben regelmäßig mit steileren Böschungen versehen und für den Abbau gefährlicher als jene des Niederterrassenschotters. Örtlich, besonders an Talhängen, kommt es auch zu einer, wenn auch porenreichen Nagelfluh-Verkittung. Doch ist das erheblich seltener der Fall und betrifft weniger die Einzelbänke wie in der Hochterrasse.

Bei Etting (im N der Karte, Abb. 2) steht noch der Murnauer Schotter an. Hier hat man unlängst einen Mammutzahn gefunden; andere bestimmbare Funde wurden bisher nicht bekannt.

Man wird wohl erwarten können, daß die gegenüber dem Jungwürmschotter eindeutig stärkere Durchkrustung zurückzuführen ist auf die längerdauernde, zusätzliche Durchsickerung mit kalkführendem Verwitterungswasser, hervorgerufen durch die innerwürmische Verwitterung des Mu.Sch. Dabei und nachher dürfte der Grundwasserspiegel, über dem die Krusten sich ansiedelten, allmählich abgesunken sein. L. SIMON brachte 1935 über die Konglomerierung des Laufenschotters, der altersmäßig und wohl auch genetisch unserem Mu.Sch. zu entsprechen scheint, gute Beobachtungen. Daß die Stärke der Konglomerierung u. a. abhängig ist von der Intensität und Dauer der darüber ehemals stattfindenden Verwitterung, also der hierbei freiwerdenden und absinkenden kalkhaltigen Lösungen, das kann angenommen werden.

Allein in südlichsten Kiesgruben des Mu.Sch. können Merkmale einer zunehmenden Eisnähe beobachtet werden. Die von A. PENCK 1901 (vgl. 1922, 223) mitgeteilte Einlagerung von Moräne in einer alten Kiesgrube des Mu.Sch. nördlich Bahnhof Murnau war später, auch von uns, nicht mehr zu beobachten. Mitunter fanden sich an den teilweise kopfgroßen Geröllen in der großen Grube sö. bei Bahnhof Murnau glaziale Kritzer, ebenso hinter dem Gut Schwaiganger in etwas tieferem Schotterniveau an z. T. nur kantenrunden Geschieben.



A b b. 2  
Kartenskizze der Verbreitung  
des Altwürm-Schotters  
 („Murnauer Schotter“)

mit Isohypsen seiner Oberkante und den beobachteten Punkten seines Verwitterungsbodens.

- 660 Isohypsen der heutigen Oberkante des Altwürm-Schotter
- 662 Höhe des Altwürm-Schotters mit Verwitterungsboden und Moränen-Überlagerung
- 675 Höhe des Altwürm-Schotters ohne Verwitterungsboden und mit Moränen-Überlagerung. (674) Höhe von Würm-Diluvium
- 674 Höhe des Altwürm-Schotters ohne Moränen-Überlagerung
- Schmelzwasserrinnen eingesenkt in den Altwürm-Schotter
- Malasserippen mit Höhenzahlen
- Kiesgruben und andere Aufschlüsse
- Brunnen

0 100 200 300 400 500



Verbreitung. Mit der Verbreitung des Mu.Sch. hatten sich besonders D. AIGNER (1913), A. ROTHPLETZ (1917), und C. TROLL (1937) beschäftigt. Auf Grund langdauernder Geländearbeit zeichnete R. LEBKÜCHNER die Karte Abb. 2.

Von dem rippenartig heraustretenden Südflügel der Murnauer Molassemulde in 690—700 m MH. an erfüllt unser Schotter das Innere dieser Mulde über 10 km ost-westlicher Breite. Entsprechend den gleichfalls als Härtling wiederauftauchenden Konglomerat- und Sandsteinbänken (Nesselburgschichten des Chats) wird hier der Mu.Sch. dünner, hat aber weiterhin, nordwärts bis 40 m mächtig werdend, den Bereich der Rottenbuch-Penzberger Molasse überschüttet (Abb. 3). Mit allmählich verminderter Mächtigkeit zieht er über Huglfing (Basis hier 610 m MH.) — Eberfing hinaus, wo er w. des Eberfing Teilbeckens im Anger- und Weidenbachtal angeschnitten wurde.



NO-wärts ist Mu.Sch. über Leibersberg hinaus im Bereich des Eberfinger Drumlinfeldes (E. EBERS 1925, 1926, 1937) nicht festgestellt, auch nicht jenseits davon. Denn die von A. ROTHPLETZ (1917, S. 62) für den Mu.Sch. in Anspruch genommenen Kiesgruben bei Ellmanns enthalten ganz eisrandnahe, blockreiche, höchst unregelmäßig glazialgestörte Lockersande und Kiese. Sie gleichen völlig den übrigen jungeiszeitlichen, eisrandnächsten Übergängen zwischen Schottermoränen und fluvioglazialen Kies.

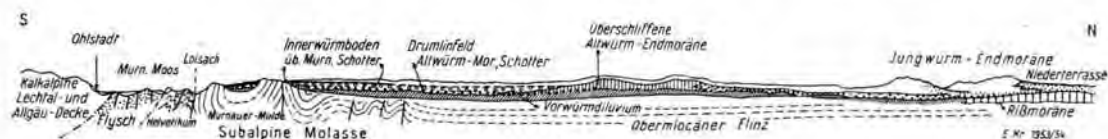


Abb. 3. Schematisches Profil (ohne Maßstab) zur Veranschaulichung der Lage des Innerwürmbodens (dicke Linie) unter dem Jungdiluvium (ohne Signatur).

Allein proximal, am SO-Beginn des Drumlinfeldes, wo im S davon das harte Hochrelief der Murnauer Molasse mulde ostwärts aushebt, da sind in den Kiesgruben ö. und onö. Habach die echten Murnauer Schotter 630—610 m hoch aufgeschlossen, 10 m eingeschnitten unter der ebenen Oberkante dieses Mu.Sch. Außerdem liegt im SO über dem Pelitletten bzw. über der Schieferkohle von Großweil nach A. ROTHPLETZ (und meiner Beobachtung) auch wieder Mu.Sch. Ob er das jungwürmisch gepflügte Eberfinger Drumlinfeld, was wahrscheinlich ist, unterteuft, das ist noch nicht klar. Ostwärts erwähnt A. ROTHPLETZ 1917 ähnliche Altwürmschotter.

Altwürmschotter. Bekannt ist dieser „Untere“ Schotter mit oft reichlich Kristallingeröll als Sockel unter den Jungwürmablagerungen im südbayerischen Alpenvorland weithin bis unter J. KNAUER'S verschliffene WI-Endmoräne, ja bis unter die äußere Würmendmoräne. C. TROLL unterstrich dies z. B. 1924 und 1936. Er deutete, wie oben gesagt, diesen Schotter, der ein Rückgrat des Jungdiluviums darstellt, entsprechend allgemeiner Auffassung als Sediment der Vorrückungsphase zur Würmvergletscherung.

Es entspricht dies auch den von J. KNAUER (1935, S. 10) angeführten Gründen für die Zugehörigkeit der Altwürmschotter nicht zum Riß-, sondern zum Würmsystem. Ersteres sei, wie auch allgemein bestätigt werden kann, in Moräne und Schotter meist lehmig etwas verunreinigt und hebe sich durch seinen erheblicheren Konglomerierungsgrad deutlich ab vom Würmsediment. Die intensive Rißverwitterungsrinde ist in diesem ganz unbekannt. Freilich wurde die Würmgrundmoräne des bis zur KNAUER'schen „WI“-Randlage über den Altwürmvorrückungsschotter vorgeflossenen Eises oft nicht festgestellt, was seine Gründe haben muß — abgesehen von den sehr ungünstigen Aufschlußverhältnissen.

Wohl liegt auch über unserer als altwürmisch anerkannten Mu.Sch.-Vertretung eine Grundmoräne. Diese geht aber heran bis an die Außenmoränen und ist somit jungwürmisch. Oder sollte sich nach der eisfreien Innerwürmzeit während der Grundmoränen-Zeit in der Murnauer Gegend die letzte Vorstoßperiode der Würmzeit nochmals gliedern in ein erstes Stadium der Zungenbeckenbildung und Endmoränenlage in der überschliffenen Zone und in ein zweites Stadium des maximalen Würm-Vorstoßes? Nach dem von mir Gesehenen scheint dies eine denkbare Lösung zu sein. Will man noch „WI bis III“ beibehalten, so müßte das „WI“-Eis den Alpenrand noch nicht erreicht, jedoch den Altwürmschotter vorgeschüttet haben. Das „W II“-Eis hätte seine stadiale Randlage an der überschliffenen Zone gehabt (Punktklinie in Abb. 4), das „W III“-Eis wäre bis an die äußersten Endmoränen vorgestoßen.

Höhenlage der Mu.Sch.; Relief von Staffelsee und Riegsee. (Abb. 2 bringt neue Einzelheiten (hauptsächlich von R. LEBKÜCHNER) über

1. die gegenwärtige Höhenlage des Mu.Sch.,
2. die Verbreitung des auf diesem derzeit aufgeschlossenen Innerwürm-Verwitterungsbodens unter der jungen Grundmoräne,
3. die Schmelzwasserrinnen in der Terrassenoberfläche des Mu.Sch.,
4. Aufschlüsse, Brunnen.

Die Höhenkurven der Schotteroberfläche zeigen die beiden Hauptsenkungen an, welche heute den Riegsee bzw. den Staffelsee beherbergen. Deren Seespiegel liegen 50 m (auf 653 bzw. 648,6 m MH.) unter der hier ursprünglich offenbar allgemein gegen 700 m MH. hoch gewesenen Terrassen-Fläche des Mu.Sch. Der Boden des Riegsees reicht nur wenig unter 640 m, jener des 38,1 m tiefen Staffelsees aber auf 610,5 m MH. hinab. C. TROLL sprach sich 1937 über die Bildung dieser Seebecken aus.

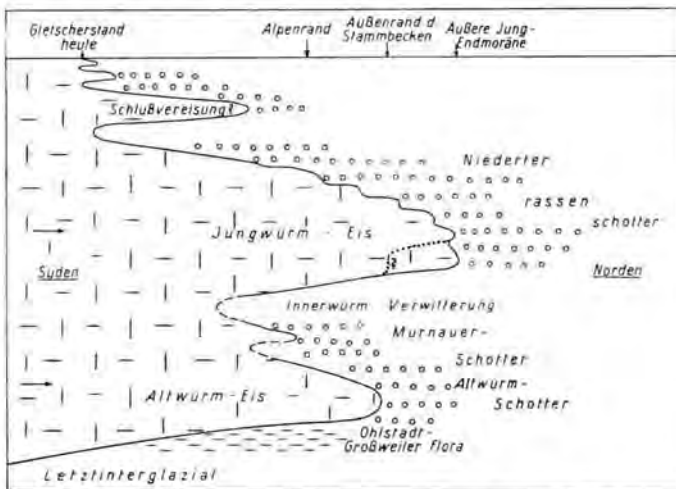


Abb. 4. Versuch einer schematischen Darstellung der Eisrandlagen des Loisach-Ammerseegletschers und seiner fluvioglazialen Vorschüttung während des Würmsystems. (Profil).

Das Staffelsee-Becken durchsinkt offenbar die ganze Mächtigkeit des Mu.Sch. und dessen vielleicht erhaltene älterdiluviale Unterlage bis auf den Molassesockel. Dieser steht am S- und SO-Ufer sowie an den Inseln an (W. ZEIL & A. HAGN 1954).

Sehr bezeichnend wurde bei der neuen Auslotung des Staffelsees durch Fr. ZORELL (1951) die zwiefältige Reliefform dieses Seebeckens herausgearbeitet. Das Südrelied ist W-O-geordnet. Hier herrschen, meist steilgestellt, die harten Konglomerate und Sandsteinrippen im Südflügel der Murnauer Mulde. Eine Teilmuldung kommt dabei höchstens durch den flachen Seehauser Sattel ins Spiel. Der vorwiegend mergelige Molassekern der etwas N-überkippten Mulde ist in der i. a. sanfter geböschten Becken-Nordhälfte dagegen zunehmend glazial überlagert und überformt. Dabei wurde hier eine NW-Richtung maßgebend. Sie kam offenbar zustande durch Kompromißbewegungen in der Grenzzone zweier Würm-Vorlandgletscher: des mächtigen Ammerseegletschers und des schwächeren Ammergaugletschers. Während ersterer im S aus dem Loisachquertal durch die Weite des Murnauer Moores machtvoll geradeaus die Murnauer Mulde überfluten konnte und sich über die weite Ebene des Mu.Sch. besonders gegen NW ohne Hindernis auszubreiten vermochte, drängte er den wenig gut ernährten Ammergau-Gletscher in die westliche Nachbarschaft zurück (vgl. die Moränenwälle auf

der Übersichtskarte von A. ROTHPLETZ 1917). So ist die eigenartige Beckengestalt des Staffelsees wohl verständlich.

Die Riegsee-Senke. Warum aber konnte ö. vom Staffelsee noch eine zweite Teilsenke entstehen, in der heute der flachere Riegsee liegt?

Dem südgerichteten Sporn von Hechendorf können wir eine Trennung des Eisstromes in zwei Teile nicht zutrauen. Denn der durch Blattverschiebungen nur unbedeutend zerbrochene Molassemuldensüdflügel läuft ja hier gerade mit den weichen Basalmergeln der Unteren Meeresmolasse durch und hatte gegen seine O- und W-Fortsetzung keine bevorzugte Härte. Die Mergel dieses Spornes konnten also das Eis auf die Dauer nicht zweiteilen.

Aber was sich gegen den mehr W-O-streichenden Unterbau des Murnauer Moosbeckens ostwärts ändert, das ist die scharfe Zerstückelung des helvetidischen und des Flysch-Unterbaues durch NO-streichende und zwar auch noch junge Querverschiebungen. Solche stoßen hier in Verlängerung des Loisachquertales aus diesem heraus, haben dessen ungewöhnlich tiefe Ausräumung (350 bis 400 m mächtige, heutige Talfüllung!) tektonisch vorbereitet und schufen auch weiter gegen NO zu Kerbrinnen des Reliefs. Wie Führungsschienen wirkten diese offenbar auf die Richtung des Loisach-Eis-Stromes und lenkten dessen O-Teil im östlichen Murnauer Moosbecken gegen NO ab. Zunächst, basal, wurde der Eisstromstrich durch die harten Südruppen der Murnauer Mulde weiter gegen ONO abgedreht, hinaus in das Kochelseebecken. Als das Eis aber bis zur Höhe der Mulden-Südrippe angeschwollen war, schob sich die hangende Eismasse offensichtlich frontal mit ihrem nur etwas östlicher verlegten Stromstrich über die Murnauer Mulde geradeaus nach N vor. In der Trennzone des Eiskuchens konnte so der Hechendorfer Mergelsporn von der Wegräumung verschont bleiben. Jedoch schürfte der östlichere Stromstrich, etwas später und nur mit einem etwas abgelenktem Stromteil nordwärts weiter. Daher konnte er allein in dem weicheren Mergelkern der Murnauer Mulde — also etwas nördlicher als der Staffelsee — in den Murnauer Schotter die ungleich sanftere Senke des Riegsees ausgraben.

So blieb außer dem Hechendorfer Mergelsporn auch die südnördliche Teilschwelle im Mu.Sch. zwischen den beiden Seebecken bei Murnau übrig.

Nordteil und Ostfortsetzung des Murnauer Schotters. Leicht verständlich ist das flache Aufsteigen der genannten zwei Teilbecken gegen N. Hier wurde ja die glaziale Ausräumung des Mu.Sch. stark gehemmt durch den harten Muldenordflügel (Abb. 3). Darum mußte der schon primär dünnere Schotter hier auch selbst schon felsige Teilauftragungen umfließen. Mit geringeren Mächtigkeits- und Gefällsänderungen, welche erst nach zahlreichen Bohrungen zu erläutern wären, floß von da ab der wieder geschlossene Schotter dank seiner mäandrierenden Gewässer in allgemein nördlicher Richtung ab. Als Haupthärtling hinderte seine Ausbreitung gegen O der östlichste, höchste Endteil der hier umlaufenden Molassemulde. Wir finden den Mu.Sch. heute auch im Loisachtal ö. Schwaiganger nicht mehr über der nichtglazialen Serie, sondern erst wieder auf der Großweiler Schieferkohle. Von da im O herum um das Muldenende setzt sich der Mu.Sch. mit wohl 30 m Mächtigkeit bei Habach fort. Innerhalb der östlichen Murnauer Mulde reicht unser Schotter nur wenig über 700 m MH. empor. Im einzelnen gelang es der sorgfältigen Untersuchung durch R. LEBKÜCHNER an der Terrassenoberkante des Mu.Sch. noch kleinere und offenbar jungwürmischen Schmelzwässern zu dankende Teilrinnen mit Kies- oder Sandfüllung nachzuweisen. Haupttrinnen hat C. TROLL bereits 1937 erkannt.

Diluviale Unterlage. NO. Leimersberg bei (674) auf Abb. 2 zeigte sich, daß der Mu.Sch. keineswegs überall der Molasse aufgeschüttet wurde. Dazwischen erscheinen offensichtlich rißeiszeitliche Konglomerate mit wenig Kristallin, mit unfrischem

Sediment und massiver Nagelfluh, in die eine Orgel mit 1,2 m dunkelbraunem Lehm-kiesboden eingesenkt ist. Bei Stelle (673) der gleichen Abb. 2 (Habaching) liegt kräftig kreisfarbener Verwitterungsboden auf harter Nagelfluh unter Würmmoräne; bei (665) südlich Egling im W des Riegsees fand sich unter Würmgrundmoräne ziemlich hart verkittete Nagelfluh mit wenig Kristallin.

Die typische Terrassenebene des Mu.Sch. ist offenbar über- und angelagert diesen Untergrundauftragungen aus älterem Diluvium, welche hier dank ihrer Härte sowie wegen des Schutzes vor der Eisexaration am Nordrand der Härtlinge der Murnauer Mulde erhalten bleiben konnten.

Die Bildung des Murnauer Schotters wird man sich wohl vorzustellen haben als eine fluvioglaziale Vorschüttung von einer Stillstandsfläche des Loisachgletschers aus, der am Gebirgsrand anhielt. Über die letztinterglaziale Serie mit ihren Pelitschlammlagen, über noch nahezu kristallinfreie kalkalpine Schotter und über die bei Ohlstadt mindestens zweimal vermoorten Senken des letztinterglazialen Murnauer Moores hinweg schoben die altwürmischen Schmelzwässer durch das Loisachtal sowie dann auch nordwärts über die Murnauer Mulde den Mu.Sch. vor. Danach aber bekamen die Gewässer auch schon reichlichere Kristallingeschiebe zu fassen, die inzwischen würmglazial aus den Zentralalpen über den Fernpaß an die nahen Endmoränen vorgeschleppt worden waren. Dieses Einsetzen der Kristallingerölle kann als ein typisches Merkmal der beginnenden ersten Würmhocheiszeit gewertet werden: Der Mu.Sch. ist noch ein Altwürmschotter. Er überrollte Molasse und älteres Diluvium mit *Elephas antiquus* — soweit dieses die Verwitterungs- und Erosionsperiode der Riß/Würminterglazialzeit überstanden hatte.

Als Altwürm-Stadial erweist sich die Murnauer Schotter-Vorschüttung durch die südwärts zunehmenden Anzeichen der Eisrandnähe, von der während eines Eisrandstillstandes am Alpenrande der Mu.Schotter ausging.

Aber dieser kann in seinem Oberteil nicht mehr als Vorstoßschotter gelten, den etwa der Jungwürmschotter alsbald überfuhr. Trägt er doch die ausgedehnte Verwitterungsrinde. Diese zeugt von einer erheblichen Klimaerwärmung, so daß nach dem Stillstand des Loisachgletschers am Alpenrand nun erst wieder mit einem bedeutenden Zurückschmelzen desselben für längere Zeit in das Hochgebirge zurück gerechnet werden muß.

Noch weiter müssen die Gletscher schon vorher während der Letztinterglazialzeit gegen die Gebirgskämme zurückgegangen sein, um dann zur Zeit der Großweiler Schieferkohlen allmählich wieder anzuwachsen. Zwar hat sich in unserem engeren Arbeitsbereich noch kein sicherer Aufschluß mit Altwürmmoräne als Beweis für diesen ältesten Vorstoß des Loisach-Ammersee-Würmeises finden lassen. Aber diese Grundmoräne war wohl auch nicht mächtiger als die des Jungwürm-Eisvorstoßes bis zu den äußersten Endmoränen, so daß die Schmelzwässer des Rückzuges dann weithin die Reste wegräumen konnten. Abb. 4 versucht schematisch mit einer Kurve dieses Hin und Her des jungdiluvialen Eisrandes darzustellen.

Die Ausräumung des Murnauer Schotters. Wie schon A. PENCK (1922, S. 224) und, in abgeänderter und sehr interessanter Weise, C. TROLL (1937) ausgeführt haben, dürfte unser Mu.Sch. auch jenseits über die Ohlstadt—Großweiler Serie hinaus ins Kocheler Stammbekken gelangt sein. Aber über seinen Resten am Beckenwestrand ist keine Verwitterungsrinde erhalten, und an der Beckenoberfläche ist der Schotter nicht bekannt. Sein typischer höherer Gehalt an Kristallingeröll beginnt erst bei Schnait im Loisachtal gegen Schwaiganger zu einzusetzen, östlich fehlt solcher Schotter, außer dann wieder bei Großweil. Es kann hieraus geschlossen werden, daß — wahrscheinlich schon beginnend während der Verwitterung des zwischen den schützen-



den Reliefrand-Rippen der Murnauer Mulde und n. davon erhalten gebliebenen Mu.Sch. — dieser von der Kochelseesenke her Loisach-aufwärts fluviatil stark ausgeräumt wurde.

Das verstärkte sich, als das Eis der späteren Jungwürm- Vergletscherung das Diluvium in dem zunächst engeren Urloisach-Kerbtal s. der Murnauer Mulde und im N des Fylschgebirges ausgrub mitsamt dem hangenden, noch wenig verfestigten Mu.Sch. Erst dort, wo sich dieser geschützt befand in der tieferen Lage der Talausweitung gegen das Kochelseebecken bei Großweil über der Braunkohle, dort konnte er sich bis heute erhalten. Spätglazial wurde er im W des Kochelseebeckens z. T. ersetzt durch C. TROLL's Randterrassen.

Der Betrag solcher Ausräumung, welcher, allein nach den heutigen Höhenunterschieden, auf 30—50 m zu schätzen wäre, ist nicht näher feststellbar. Denn wir kennen nicht den Umfang der jungen, vertikalen Verschiebungen an der steilen Längsstörung zwischen Molasse und Gebirge. Diese Ausräumung macht verständlich, weshalb auch kein Rest eines Verwitterungsbodens zwischen dem noch wenig Kristallin führenden Basalschotter der Großweiler Serie und der hangenden Jungmoräne aufzufinden war.

Infolge der scharfen Reliefverengung im Loisachtal unterhalb Ohlstadt und wegen seines Gefälles gegen O war die Ausräumung erheblich. Ihr stand gegenüber eine sehr geringe Basal-Exaration, eher eine Basalschonung des Mu.Sch. durch das Jungmoränen-eis in der hochliegenden, also geschützteren Murnauer Mulde und der sanft nördlich abgedachten Murnauer Schotterebene nordwärts davon. Hier floß das Eis offenbar ohne Reliefhemmung gegen NW, N, NO breiartig auseinander. Darum konnte hier auch ein Innerwürmboden erhalten bleiben.

#### 4. Die Innerwürmverwitterung des Murnauer Schotters

Vorkommen im Gelände. Oben wurde begründet, warum in den Kiesgruben immer nur unter geringmächtiger Jungeis-Grundmoräne unser Boden zu beobachten ist. Man sieht ihn auch da oft schwer, weil der Regen den an den Gruben-Steilböschungen heraustretenden Verwitterungslehm auswäscht. Daher unterscheiden sich, feucht und ausgetrocknet, die Farben der austreichenden Horizonte nur wenig. Erst Schürfarbeit mit rüchtiger Hacke öffnet, dann freilich sofort, das klare Profil mit den unterscheidenden Farben (Abb. 5). Begünstigt waren 1953 unsere Untersuchungen durch die gesteigerte Schottergewinnung „dank“ des sehr ausbesserungsbedürftigen Zustandes unserer zerfahrenen Landstraßen.

Man hat wohl meist nicht die Gewohnheit, an einer Grubenwand emporzusteigen, die steil, bei Konglomerierung wandartig ist. Und die hangende Grundmoräne zu oberst löst sich — ganz wie etwa der nordische Geschiebemergel — an senkrechten Kluffflächen ab, was ein Herankommen an den Verwitterungsboden auch von oben sehr erschwert. Immerhin brachte mir zu günstiger Zeit ein Blick auf den obersten Teil des nördlicheren der beiden großen Kiesgruben w. Huglfing deshalb die Entdeckung der Verwitterungsschicht, weil hier die Trichter, mit denen der Verwitterungshorizont in den Murnauer Schotter hinabgreift, auch von unten erkennbar waren. Trichter dieser Art gibt es ja an der Sohle übergreifender Grundmoränen nicht.

Das Jungwürmeis überfloß hier, wie oben gesagt, eine Terrassenoberfläche, so daß die Fließbelastung durch das mächtige Eis recht ausgeglichen war. Der unterlagernde Schotter schluckte zwar subglaziale Schmelzwässer, war aber so fest gelagert, daß er bei fehlenden Unebenheiten des Reliefs nicht das bekannte, wellig-grubige Relief anderer Eis- bzw. Moränenunterflächen annahm. Im Gegenteil kann man sehr ebene, ja oft messerscharf glatte Sohlflächen der Grundmoräne über unseren Bodenresten beobachten. Solche Grenzebenen sprechen eher für ein gewisses Horizontalgleiten des Hangenden, nicht aber für ein Eingraben. Unter solchen Umständen fehlt die Exaration fast ganz.



**Einzelbeobachtungen.** Die Kiesgruben mit Verwitterungsboden zwischen Mu.Sch. und Grundmoräne sind in Abb. 2 vermerkt und in vorstehender Tabelle I aufgeführt. Einige typische Profile seien beschrieben:

In der genannten Kiesgrube SW Huglfing hat man von oben nach unten:  
Bis 3,00 m Grundmoräne mit gekritzten Geschieben, wenig Kies

Bis 0,40 m braune Trichterzapfenzone des Bodens: lehmig verbundener Kies (C-Horizont) Probe I der Tabelle III

25 m hoher Grubenteilhang des Mu.Sch. darin rd. 10 m über der Talsohle Eisenrostlage (dünn), offenbar von altem Grundwasserhorizont.

Die Grundmoräne steigt gegen W über 15 m an, wo bei Neuanlage eines Wasser-Hochbehälters über 6 m Grundmoräne aufgeschlossen worden war. Unter Grundmoräne und mit Zapfen auf dem Mu.Sch. liegt derselbe braune Verwitterungsboden, bis 35 cm mächtig, in der Kiesgrube bei Etting 606,5 m; bei Spatzenhausen-N. dunkelbrauner, kiesiger Lehm, 672 m hoch, unter 1 m Grundmoräne mit völlig glatter Unterfläche (Abb. 5). Daneben ist ein Block des Geschiebemergels abwärts eingedrückt in 20 cm



Abb. 5. Innerwürmboden (kiesiger, brauner Lehm, schwache Reaktion auf verd. HCl) aufgehackt (Hackenstiel 52 cm) unter kalkreicher Grundmoräne (1 m mit glatter Unterfläche). Verwitterungstrichter bis 25 cm tief, Kiesgrube in Murnauer Schotter bei P. 672 nördl. Spatzenhausen (Abb. 2).

braunen Lehm. 1 km südlich Obersöchering hat man das Profil der Abb. 6; nördlich von Kirche Uffing, von wo aus einer in der Grundmoräne mitgeführten Linse des Innerwürmbodens Probe II untersucht wurde, Abb. 7. NO. Kirche Hofheim (Probe III aus einem Zapfen) fand sich Abb. 8. Am Nordausgang von Dorf Rieggsee (Bodenprobe IV) zeichnete ich Abb. 9. Östlich von Froschhausen südlich P. 702 wurde Probe V genommen (Abb. 10). Probe VI stammt von einem Weganschnitt SSO Kirche Hechendorf (Abb. 11), dürfte aber ein älterer Boden sein. Abb. 14 zeigt die Lage des Bodens im Gelände.

**Versuch eines Vergleichs mit anderen Jungböden.** Um etwas Greifbares hinsichtlich Art und Dauer der innerwürmischen Verwitterung zu gewinnen, zog ich einige jüngere, seit der letzten Eiszeit erst zur Verwitterung gelangte Böden auf Schottern zum Vergleich heran (vgl. Tabelle II, III). Von den etwa 7 Terrassenstufen der Inntalniederterrasse oberhalb Neuötting-Mühldorf-Ampfing konnten am wenigsten die obersten, ältesten Terrassenböden mit ihrem wohl ausgebildeten B-Horizont, der auch hier oft noch als kreisfarbener bis roter Blutlehm des postglazialen Kli-

Tabelle I

Nr.	Kiesgrube	Mächtigkeit des Bodens m	Zapfen-Länge m	Mächtigkeit der hangenden Grundmoräne	Mächtigkeit des Murn.-Schotter aufgeschlossen m	Hinweis auf Abbildungen	Nr. der chem. Analyse
1	(S) W Etting	bis 0,35	0,3	> 1,5	8	Abb. 2, P. 606,5	
2	An Straße n. Spatzenhäusern	bis 0,5	bis 0,25	1,5	6	Abb. 2, P. 672 Abb. 5	
3	Obersöchering SW-Ausgang	0,25 + etw. Moräne	0,25	1,0	> 7	Abb. 2, P. 659 Abb. 6	
4	Nahe ö. N-Ende des Rieg-Sees	0,2-0,4	0,1	> 1,0	> 4	Abb. 2, P. 686	
5	S. Hofheim n. P. 669	0,1	0,1	> 1,0	> 3	Abb. 2, P. 673	
6	1 km ö. Froschhausen	0,2	0,2	2,0	8	Abb. 2, P. 669	
7	ö. Station Uffing	—	0,15	1,6	4, über Nagel-Fluh	Abb. 2, P. 669,7	Gerölle Mn-braun umrindet
8	W. Huglfing	bis 0,4	0,2-0,3	bis 3	> 25	Abb. 2, P. 625	I
9	550 m n. Kirche Uffing	bis 1,25	0,3	2,3	> 3	Abb. 2, P. 663 Abb. 7	II v. Bodenletzen
10	650 m n. Kirche Hofheim	—	0,4	0,75	> 4	Abb. 2, P. 679 Abb. 8	III
11	Dorf Riegsee N-Ausgang	0,1-1,0	0,6	1,5-2,5	6	Abb. 2, P. 672 Abb. 9	IV
12	ö. Froschhausen s. Punkt 702	0,3-0,5	0,15	1,2	> 4	Abb. 2, P. 696,5 Abb. 10	V
13	50 m s. Kirche Hechendorf	0,3-0,5	—	0,55	> 0,5, ? Mu. Sch.	650 m MH Abb. 11	VI
14	250 m sW. Kirche Ebing linkes Innufer	A: 0,3-0,4 B: 0,2-0,4	0,1-0,3	—	Ebinger Niederterrasse	—	VII
15	250 m WSW. Kirche Pürten	A: 0,35 B: 0,35	0,2	—	Pürtener Niederterrasse	—	VIII

Tabelle II

Nr.	Bodenanalyse nach Bl. Ampfing, Erläut.	H <sub>2</sub> O	Glühverlust	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in % d. Sesquiox	CaO	MgO
16	Pürtener Stufe J <sub>12</sub> Feinerde	1,79	6,56	—	7,03	0,41	6,62	94,6	0,34	0,14
17	Niederndorfer Stufe G <sub>4</sub> von Bl. Gars	2,30	10,03	—	4,37	0,31	4,06	92,9	0,54	0,32
18	Niederndorfer Stufe J <sub>5</sub> von Bl. Gars	1,31	5,90	—	8,33	0,89	7,44	89,3	0,36	0,07

Tabelle III

	Rohboden	Steine über 2 mm	Feinerde unter 2 mm	H <sub>2</sub> O bei 105° C	Glühverlust (H <sub>2</sub> O über 105° C org. Substanz *) + CO <sub>2</sub> )
		in g und in % des Rohbodens			
Probe I = Nr. 8 N. Kiesgrube SW Huglfing: Innerwürmboden Blatt Weilheim.	1070,6 g	877 g (81,92%)	193,60 g (18,08%)	1,70	18,23
Probe II = Nr. 9 550 m N. Kirche Uffing, Kiesgrube. Bl. Uffing: Fetzen von Innerwürmboden in Moräne.	336,99 g	263,29 g (78,13%)	73,70 g (21,87%)	1,00	32,99
Probe III = Nr. 10 650 m NO Kirche Hofheim, Kiesgrube. Bl. Murnau: Zapfen des Innerwürmbodens.	1033,4 g	735,1 g (71,14%)	298,3 g (28,86%)	1,79	30,66
Probe IV = Nr. 11 Nordausgang Dorf Riegsee. Kiesgrube.Innerwürmboden. Bl. Murnau.	1383,5 g	986 g (72,93%)	397,5 g (27,07%)	1,09	25,01
Probe V = Nr. 12 O. Froschhausen, S. Punkt 702. Bl. Murnau: Innerwürmboden.	944,2 g	519,9 g (55,06%)	424,3 g (44,94%)	1,28	13,00
Probe VI = Nr. 13 OSO. Kirche Hechendorf, wohl interglazialer Boden. Bl. Eschenlohe.	925,4 g	255,6 g (27,62%)	669,8 g (72,38%)	1,29	39,62
Probe VII = Nr. 14 A-Horizont unter Wiese postglazialer Boden auf Ebinger Stufe. N. Terr.- Schotter. Kiesgrube 250 m WSW Kirche Ebing a. Inn.	924 g	379 g (41,02%)	545 g (58,98%)	1,13	4,66
Probe VIII = Nr. 15 A-Horizont unter Wiese, 30 cm tief, postglazialer Boden auf NT der Pür- tener Stufe. Kiesgrube 250 m WSW Kirche Pürten am Inn.	905,35 g	352,95 g (38,99%)	552,40 g (61,01%)	1,22	3,17

\*) Sämtliche Proben enthalten mehr oder weniger org. Substanz (Humus).

\*\*\*) Die Kohlensäure ist in sämtlichen Proben dolomitisch gebunden.

## Untersuchungsergebnisse

CO <sub>2</sub> (nach Scheibler)	entspricht CaCO <sub>3</sub> **)	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in % der Sesquioxyde	CaO	MgO
in % der lufttrockenen Feinerde					in % der lufttrockenen Feinerde		
14,59	33,18	6,15	3,45	2,70	43,90	11,47	6,76
28,46	64,73	5,50	3,84	1,66	30,18	24,60	9,73
25,40	57,76	5,62	3,07	2,55	45,37	18,68	11,49
23,31	53,01	4,84	2,73	2,11	43,60	15,84	10,50
11,39	25,90	6,00	2,87	3,13	52,17	7,53	4,54
36,83	83,77	5,62	2,72	2,90	51,60	24,03	16,27
1,25	2,83	5,30	2,36	2,94	55,47	1,60	1,42
0,09	0,20	6,49	2,51	3,98	61,33	0,57	0,93

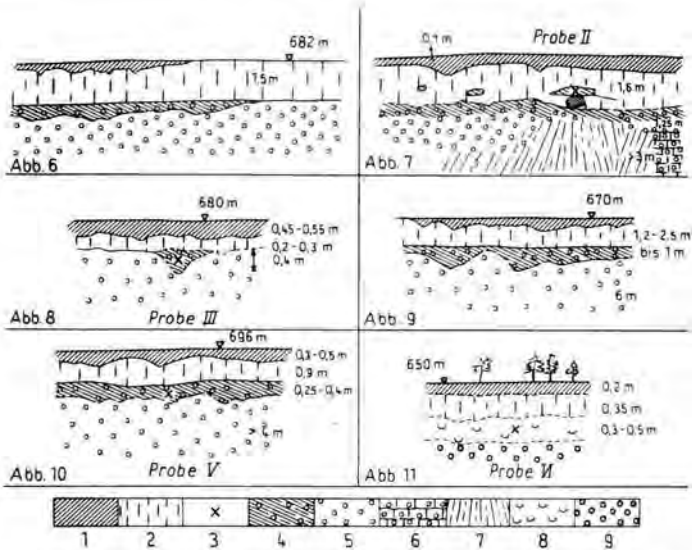


Abb. 6-11. Profilskizzen fossiler Böden bei Murnau (ohne Maßstab). 1 Nachwürm-Böden. 2 Jungwürm-Grundmoräne. 3 Entnahmestelle einer analysierten Bodenprobe. 4 Innerwürm-Böden. 5 Murnauer Schotter. 6 Derselbe örtlich zu Nagelfluh verkittet. 7 Hangschutt. 8 Düster-rötlich-brauner Lehm mit weißlichen, völlig zersetzten Geröllen. 9 Schotter ohne Kristallingeröll. — Abb. 6-11 zeigen Kiesgruben des Murnauer Schotters und zwar bei nachgenannten Punkten (P.) auf Karte Abb. 2: Abb. 6 bei P. 659 SW. Obersöchering. Abb. 7 bei P. 663 N. Uffing; im Gegensatz zur Grundmoräne brausen die von ihr eingeschlossenen Bodenferzen mit verd. HCl nicht. Abb. 8 bei P. 679, NO. Hofheim; Karbonatgerölle des auf verd. HCl nichtreagierenden Innerwürmbodens stark angeätzt. Abb. 9 bei P. 672 NO. Dorf Riegsee; vgl. dazu Abb. 12. Abb. 10 bei P. 696,5 O. Froschhausen; vgl. dazu Abb. 13. Abb. 11 an Wegkreuzung 50 m S. Kirche Hechendorf.

maoptimums (E. KRAUS 1921<sup>1)</sup>) erscheint, für einen Vergleich mit unserem, eines B-Horizonts entbehrenden Innerwürmboden in Frage kommen. Gering ist dieser Horizont schon auf der Ebinger Terrassenstufe (Bodenprobe VII). Bei Pürten auf der gleichnamigen (10 m tiefer als die Ebinger) noch jüngeren Stufe fehlt er noch ganz. In der Pürtener Kiesgrube an der Straße nach Kraiburg, wo etwa 65% Kristallingeröll neben Kalk, Dolomit, Sandstein den Bestand bilden, sieht man nur 0,35 m hellbraunen, sandigen Lehm des A-Horizonts (Probe VIII) über 0,35 m braunem, lehmig-sandigem Kies, der eigentlich nur eine dunkleisenschüssig-lehmige Umrundung der Gerölle des C-Horizonts darstellt. In Tabelle II wurden zum Vergleich auch einige Analyseergebnisse aus den Erläuterungen zu Blatt Ampfing aufgeführt.

12—15 m tiefer als die Pürtener begleitet die Niederndorfer Stufe den Inn. Weil sie aber bereits in den Flinz einschnitt, ist sie sehr tonmergelig-feinsandig, vielfach moorig, daher zum Vergleich mit unseren Schotterböden ungeeignet, obwohl sie Böden kürzester Verwitterungsdauer trägt, die zum Vergleich lehrreich hätten sein können.

Natürlich stehen einwandfreien Vergleichen solcher nachglazialer Schotterböden mit dem Innerwürmboden viele Schwierigkeiten entgegen. Das Klima der ersteren war wärmer, als es für letzteren anzunehmen ist. Der Innerwürmboden hat oft nur Zapfen mit infiltrierte Bodenresten; auch wurde er nach seiner Bildung erst noch vom Inland-

<sup>1)</sup> Kilometerlange Grabenaufschlüsse SO München, in denen der Blutlehm noch vor seiner Degradierung in späterem Klima, durch eine Schlickdecke geschützt, intakt blieb, erwiesen hier die bodengeschichtlichen Folgerungen von 1921.





Abb. 12. In der Grube bei P. 672 (Abb. 9): links der Bildmitte Innerwürmboden, hier nur  $\frac{3}{4}$  m unter Grubenoberkante, welche ebene Terrassenfläche bildet. Rechts randliche Nagelfluhverkittung.

eis überfahren bei starker Pressung, Frostwirkung und langdauernder Durchsickerung durch salzarmes, humusfreies Schmelzwasser.

Aus solchen Gründen dürften sich einige sehr abweichende Analysenergebnisse (vgl. Tabelle III) verstehen lassen. So etwa das starke Überwiegen in den Sesquioxiden (aufgeschlossen nach 1 Stunde Behandlung mit conc. HCl 1:1) von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  in den alluvialen Innschotterböden gegenüber dem Innerwürmboden. So stehen die aus dem hohen Glühverlust (13—32%) zu schließenden bedeutenden Mengen von Dolomit des (kaum mit HCl aufbrausenden) Innerwürmbodens gegenüber dem Glühverlust von nur 3—10% am Inn — beides bei entsprechenden Mengen an CaO und MgO. Die viel höheren Zahlen für CaO und MgO der Innerwürmböden und deren geringe Reaktion auf verd. Salzsäure im Gelände weisen hin auf die geringere chemische Verwitterung dieser Böden, wobei der Kalk aber früher entfernt wird als der Dolomit, der ja in  $\text{CO}_2$ -haltigem, salzarmem Wasser erheblich schwerer löslich ist. Die Menge des Dolomitanteils auch unter 2 mm Korngröße versteht sich aus dem feingrusig zerfallenden



Abb. 13. In der Grube bei P. 696,5 (Abb. 10) tritt der dunklere Innerwürmboden auf dem Mu.Sch. unter der Grundmoräne deutlich heraus.

Hauptdolomit des Einzugsgebietes, das für die betreffenden Inntalterrassen außerdem fünfmal ferner lag als bei Murnau.

Erfahrungsmäßig schwanken die Analysenwerte schon der Bodenproben aus der gleichen Kiesgrube recht bedeutend, so daß schon deshalb nur recht grobe und vorsichtige Schlüsse möglich sind. Man vergleiche z. B. nur die Analysen aus Böden auf der Pürtener Stufe No. VIII und No. 16. Viele, eingehende, vergleichende Untersuchungen werden besonders auch an fossilen Bodenresten oder „Restböden“ nötig sein, bevor die jetzt noch erkennbaren, typischen Eigenschaften abweichender Klimata und verschiedener Verwitterungsdauer geklärt sein können. Daher sind unsere Versuche mehr Anregung und Material zu einer weiteren paläoklimatischen Bodenforschung.



Abb. 14. Kiesgrube des Mu.Sch. bei P. 686 (Abb. 2) O. vom Nordende des Riegsees. Links in der Grube als dunkler Strich neben dem Mann der Innerwürmboden. (Phot. S. Buchardt).

Nach ihren analytisch und geländemäßig faßbaren Folgen schreitet erfahrungsgemäß die Verwitterung recht langsam voran, bis erst die hinreichende Zerkleinerung der Gesteinskomponenten erreicht ist und die Vegetation hat Fuß fassen können. Ein rein mechanisch-physikalischer Zerfall ist aber bei unseren Innerwürmböden bereits durchschritten. Wegen der kräftigen Braunfärbung, der Entkalkung und Trichterbildung kann keine arktische Frosterde, wegen mangelnder Eisbodenstrukturen kann auch kein eisrandnah-periglazialer Boden in Frage kommen. Für reinen Tundra-Boden erscheint die chemische Verwitterung zu stark, die Humuswirkung zu gering. Mit Steppen- und Buschvegetation, in der sich jedoch kein Lößstaub sammelte, wird man auf den durchlässigen, trockenen Schottern wohl rechnen müssen. In Lösung gegangene Eisenverbindungen konnten in dem noch kalkführenden Boden ausgefällt werden. Ein B-Horizont hat sich noch nicht gebildet. Die kaltgemäßigten, klimatisch-biologischen Bedingungen von Podsolböden oder gar von Braunerde waren nicht gegeben. Immerhin ist der Kalkgehalt beträchtlich vermindert und trat eine erhebliche Stoffwanderung nach unten ein.

Danach würde unser Innerwürmboden vielleicht am ehesten dem Bodentyp des „Braunen Rankers“ entsprechen wie ihn W. L. KUBIENA (1953, 209) aus subarktischem Klima beschreibt. Als Bildungszeit wird man mehrere Jahrtausende annehmen müssen. In dieser Zeit war der Eisrand ohne Zweifel stark ins Gebirge zurückgeschmolzen, wie Abb. 4 angedeutet hat.

### 5. Die Jungwürm-Moräne

legte sich, wie mehrfach betont wurde, unmittelbar auf den Innerwürmboden oder, nach dessen Beseitigung, auf den Murnauer Schotter selbst. Dabei enthält diese durchweg als Grundmoräne ausgebildete Hangendschicht basal Linsen teils vom Schotter,

teils vom Boden, über die sie übergriff. Die Moräne ist ein blaßbräunlichgrauer bis schwach gelblicher Geschiebemergel, senkrecht geklüftet und mit meist wenig zahlreichen, gekritzten Geschieben, welche bis über kopfgroß werden können. Geschiebe- oder Geröllansammlungen in der Moräne werden nicht oft beobachtet. Ihre Mächtigkeit, die in den Aufschlüssen immer nur wenige Meter beträgt, mag nordwärts, wo die Oberkante des Mu.Sch. absinkt, 10—20 m erreichen.

Teils bildet die Moräne die flachgewellte Grundmoränenlandschaft, teils geht sie in eine drumlinoide Landschaft mit vorwiegend SSO—NNW streichenden Kurzrücken über, die zu echten Drumlins werden können. Die Moräne kann auch übergehen in ähnlich geformte oder etwas quer liegende, kurzwallartige Kiesmoränen oder Schotter und Sande der spätwürmischen Rückzugszeit. Nur selten schwillt die Jungwürmserie zu einer solchen Mächtigkeit von 15—30 m an, daß ihr Relief die Ebenheit des darunter durchziehenden Mu.Sch. auslöscht.

Anscheinend recht einheitlich, im Verhältnis schnell und machtvoll erfolgte der Hauptvorstoß des Jungwürm-Eises durch das Alpenvorland bis zu den äußersten Würmendmoränen. Nach der Drumlinisierung großer, beweglicher Diluvialmassen im Eberfinger Drumlinfeld bildeten die Hangend-Sedimente eine wechselvolle Rückzugsgeschichte des letzten Würmeises ab.

#### 6. Andere Anzeichen für eine Wärmeschwankung zur Innerwürmzeit

In vorliegender Arbeit sollte zunächst einmal allein für den Bereich des Loisach-Ammerseegletschers durch die Mitteilungen über den Innerwürmboden und seine Lage im Würmsystem der Nachweis einer Zweigliederung der Würmzeit geführt werden. Dieses Würminterstadial setzt jedoch eine bedeutende Klimaschwankung voraus, welche auch in den anderen Gletschergebieten des Alpenvorlandes ihre Spuren hinterlassen haben dürfte. Entsprechende Beobachtungen von P. BECK bei Thun und von J. KNAUER vom Rheingletscher wurden erwähnt. Für den Illergletscher fällt auf die pedologischen Beobachtungen über I. SCHAEFER's Fellheim-Nersinger WI-Terrasse durch K. BRUNNACKER (1953, 113—130) jetzt ein neues Licht. Hier wurde zwar weithin der „Auelehm“ als sandig-lehmige Deckschicht beobachtet, jedoch unter dem Löß kein Verwitterungsboden. Es ist aber nicht von der Hand zu weisen, daß jener Auelehm nichts anderes darstellt als unseren hier fluvial, vielleicht auch äolisch, ein wenig umgelagerter Innerwürmboden. Er führt verwitterte, aber nicht ganz zerfallene Gerölle und dürfte in der nachfolgenden, spätwürmischen Tjälzeit noch periglaziale Bewegungen mitgemacht haben. Zu dieser Zeit wird auch der ausgeblasene Lößstaub dort zur Ansammlung gekommen sein, wo hierfür eine gewisse Kaltsteppen-Vegetation die Möglichkeit bot. Auffallend ist auch die erhebliche bis 1 m mächtige Verwitterungsrinde an Stellen, an denen die spätere Verwitterung noch bis auf den WI-Schotter hinabreichte. Vielleicht ergibt eine genaue Untersuchung an günstigen Aufschlüssen, daß hier auch die Innerwürmverwitterung mitgewirkt hatte.

Einen ersten, einwandfreien Verwitterungsboden-Nachweis fand ich im Inngletscherbereich. Frau Dr. E. EBERS, der ich die Böden auf dem Murnauer Schotter gezeigt hatte, teilte mir freundlichst mit, daß auf dem Altwürmschotter nö. Rosenheim in einer Kiesgrube ebenfalls ein Boden zu finden sei. Bei gemeinsamer Begehung in Kiesgruben des allgemein als altwürmisch angesehenen Schotters (C. TROLL 1924) am westlichen Innthalrande bei Rott a. I. konnte ich auf dem an Kristallin reichen und über 15 m aufgeschlossenen Kies unter bis 2,5 m mächtiger Grundmoräne des Jungwürms einen bis  $\frac{1}{2}$  m starken, sand- und kiesreichen Verwitterungslehm nachweisen. Die chemische Verwitterung des mit verdünnter Salzsäure nicht brausenden Bodens ist auffallend kräftiger, als sie der Boden auf dem Murnauer Schotter zeigt. Die in ihm liegenden Gerölle sind zum

Teil weich und mürb, auch ist die Bodenfarbe mehr dunkelkreßbraun. Im Gegensatz zu dem typischen letztinterglazialen Blutlehm Boden sind aber die Gerölle in dem darunterliegenden Schotter nicht verwittert. Auch bei Rott schneidet die Grundmoräne basal glatt hinweg über den Verwitterungsboden, der offenbar auch innerwürmisch ist.

Ein Diluvialschotter ist bekanntlich noch kein Nachweis für eine langdauernde, wärmere und eisfreie Zeit in unserem Alpenvorland. Der Laufenschotter kann zwar wohl verglichen werden mit dem Murnauer Schotter. Weil auf ersterem jedoch noch kein alter Verwitterungsboden gefunden worden ist, so entfiel für uns die Möglichkeit, statt unserer eisfreien „Innerwürmzeit“ den Begriff der alten A. PENCK'schen „Laufenschwankung“ wieder aufzunehmen. —

Unsere durch weitere Funde ausgedehnter Altböden des Jungdiluviums angeregten Untersuchungen werden fortgesetzt.

#### Literatur

- AIGNER, D.: Das Murnauer Diluvium. - Mitt. geogr. Ges. München **8**, 1913.
- BRUNNACKER, K.: Die bodenkundlichen Verhältnisse der würmeiszeitlichen Schotterfluren im Illergebiet. - Geol. Bavarica **18**, S. 113-130, München 1953.
- BÜDEL, J.: Die Klimaphasen der Würmeiszeit. - Die Naturwissenschaften **37**, 1950.
- BÜDEL, J.: Die Klimazonen des Eiszeitalters. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 16, 1951.
- DEHM, R.: Ein Waldelefanten-Vorkommen in zwischeniszeitlichen Ablagerungen am Alpenrand. - Bayer. Vorgeschichtsblätter **14**, S. 27, 1937.
- EBERL, B.: Zur Gliederung und Zeitrechnung des alpinen Glazials. - Z. deutsch. geol. Ges. **80**, Mon.-Ber. S. 107-117, 1928. - - Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. - Verlag B. Filser, Augsburg 1930.
- EBERS, E.: Die bisherigen Ergebnisse der Drumlinforschung. - N.Jb.Min. B.-Bd. **53**, B. S. 153-270, 1925. - - Das Eberfinger Drumlinfeld. - Geognost. Jahreshfte **39**, S. 47-85, München 1926. - - Zur Entstehung der Drumlins als Stromlinienkörper. - N. Jb. f. Min. B.-Bd. **78**, B. S. 200-240, 1937.
- GRAUL, H.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. - Geologica Bavarica **18**, S. 13-48, München 1953.
- KLEBELSBERG, R. VON: Glazialgeolog. Notizen vom bayer. Alpenrand III, IV. - Zeitschr. f. Gletscherkunde **8**, S. 243-262, 1914. - - Von der alpinen „Schlußvereisung“. - Ebenda **28**, S. 60-66, 1942.
- KNAUER, J.: Die Schieferkohle von Großweil und Ohlstadt. In „Die jüngeren Braunkohlen“, Herausgeg. v. Bayer. Oberbergamt München. S. 52-58, 1922. - - Glazialgeologische Ergebnisse aus dem Isargletschergebiet. - Z. deutsch. geol. Ges. **80**, M.-Ber. S. 294-303, 1928. - - Die Ablagerungen der älteren Würmeiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. - Abh. Geol. Landesunters. Heft **21**, München 1935. - - Widerlegung der Einwendungen C. Troll's gegen die Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit. - Mitt. geograph. Ges. München **30**, 1937. - - Zur Theorie der „überfahrenen“ Würm-Endmoränen. - Mitt. Reichsstelle f. Bodenforschung, Zweigstelle München, Heft **37**, 1942.
- KOEHNE, W. & NIKLAS, H.: Erläuterungen zu Blatt Ampfing. - Geognost. Abt. Oberbergamt München 1916.
- KRAUS, E.: Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums. - Geognost. Jahreshfte **34**, München 1921.
- KUBIENA, W. L.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas, 892 S. Verlag F. Enke, Stuttgart 1953.
- MICHELER, A.: Verwitterungshorizont der Würm I-Phase bei Ob im Wertach-Gletschergebiet. - Bericht naturf. Ges. Augsburg 1948.
- PENCK, A. & BRUECKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. - Leipzig 1909.
- PENCK, A.: Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. - S.-Ber. preuß. Akad. d. Wiss. **20**, 1922.
- RATHJENS, C.: Ueber die Zweiteilung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorland. - Peterm. geograph. Mitteil. **95**, S. 89-97. Gotha 1951.
- REICH, H.: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichl im Bayer. Alpenvorland. - Flora, Allg. Botan. Zeitung **140**, S. 386-443, G. Fischer, Jena 1953.

- ROTHPLETZ, A.: Die Osterseen und der Isar-Vorlandgletscher. - Mitteil. geograph. Ges. München **12**, Heft 2, 216 S. München 1917.
- SCHAEFER, I.: Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. - Abh. d. Naturk.- und Tiern.-Vereins f. Schwaben, H. II, Geol.-pal. Reihe, 1. Heft Augsburg 1940. - - Ueber methodische Fragen der Eiszeitforschung im Alpenvorland. - Z. deutsch. geol. Ges. **102**, S. 297-310, Hannover 1951. - - Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. - Geol. Bavarica **18**, 49-112, München 1953.
- SCHÖNHALS, E.: Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 109, 1951.
- SCHUSTER, J.: Paläobotanische Notizen aus Bayern. - Ber. bayer. botan. Ges. **12**, I, S. 57-62, 1909.
- SIMON, L.: Kl. Beob. am Laufenschotter usw. - Abh. geol. Landesunters. bayr. Oberbergamt **18**, 53-57, 1935.
- TROLL, K.: Der diluviale Inn- und Chiemseegletscher. - Forsch. zur deutschen Landeskunde. 121 S. Stuttgart 1924. - - Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. - Mitt. geograph. Ges. München **18**, 1925. - - Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. - Mitt. geograph. Ges. München 1931, 215-226. - - Die sogenannte Vorrückungsphase der Würmeiszeit usw. - Mitt. geograph. Ges. München **29**, S. 1-38, 1936. - - Die jungeiszeitlichen Ablagerungen des Loisachvorlandes in Oberbayern. - Geol. Rundschau **28**, S. 599-611, 1937.
- VOLL, G.: Zur Mechanik der Molasseverformung. - Geologica Bavarica **17**, 1953.
- WOLDSTEDT, P.: Quartärforschung. Einleitende Worte. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, 1951.
- ZEIL, W.: Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. - Geologica Bavarica **20**, München 1954.
- ZEIL, W. & HAGN, H.: Der Geröllbestand der jungkattischen Konglomerate im Staffelsee bei Murnau. - Geol. Jahrbuch **69**, 537-598, Hannover 1954.
- ZOBELL, F.: Neuauslotungen oberbayerischer Seen. - Mitt. geogr. Ges. München **36**, 1951.

Manusk. eingeg. 21. 5. 1954.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Ernst Kraus, München-Obermenzing, Verdistr. 40.



## Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter

Ein Beitrag zur Gliederung der Würmeiszeit aus dem bayrischen Salzachvorlandgletscher

Von EDITH EBERS, München

Mit 3 Abb.

**Zusammenfassung.** Es läßt sich, wenn man das Grundsätzliche herauschält, am Salzachvorlandgletscher eine Abfolge im Geschehen der Würmzeit herauslesen, die wohl allgemeinere Bedeutung hat. Der Innvorlandgletscher, der nur wie ein größerer Bruder des Salzachvorlandgletschers war, bietet zahlreiche Entsprechungen und Vergleichsmomente. Das überfahrene Frühwürm, auf das ein Rückzug bis an den Alpenrand folgte, die Laufenschwankung oder das Aurignac-Interstadial, das große Hauptwürm mit seinen drei Endmoränensystemen und dazugehörigen Erscheinungen und der besonders deutlich klimatisch bestimmte Einschnitt des beginnenden Spätwürm mit den peripher gesammelten Schmelzwässern, den ersten Eisstausen und späteren Schmelzwasserseen sind wahrscheinlich in allen nordalpinen Vorlandgletschern wieder zu erkennen<sup>1)</sup>.

**Abstract.** During the last Alpine glaciation (Würm) there have been a number of Piedmont glaciers protruding from the main Alpine valleys and extending like big fans over the northern foreland in Bavaria. Two of this Piedmont glaciers can be compared and coordinated with each other: the Inn-Piedmont glacier and its eastern neighbour, the Salzach Piedmont glacier.

**Early Würm glaciation.** After a first Würm stage with moraines, deltas and gravel deposits, regionally covered by a younger boulder clay, the ice edge retreated to the foot of the Alps („Laufenschwankung“, Aurignac interval).

**Main Würm glaciation.** After this interval the glaciers advanced a second time (Upper Laufen gravel deposits with *Elephas primigenius* in great number and ice wedges), covered all deposits of the former early Würm stage and reached their Würm maximal stand (3 systems of moraines and outwash fans).

**Late Würm time.** Later on, when the climate improved and the glaciers melted on a big scale marginal drainage and a number of big lakes developed. In the beginning of this meltwater period the lakes were dammed by the retreating ice edge at their proximal side.

### I. Hauptwürm

Ein Rückzug bis in das Alpengebirge — also ein Interstadium — kommt im Bereiche des Salzachvorlandgletschers während der drei Hauptphasen der Würmeiszeit nicht in

<sup>1)</sup> Die örtlichen Bezeichnungen für den Salzachgletscherlobus sind zwecks leichterer Nachprüfung von besonders charakteristischen Punkten gewählt. Zur Erleichterung des Verständnisses sind die TROLL'schen und KNAUER'schen Bezeichnungen übernommen. Als „Phasen“ werden Randlagen, als „Stadien“ Neuvorstöße bezeichnet. Der Internationale Quartärkongreß in Italien 1953 zeigte wieder die mißverständliche, in der Literatur schon verbreitete Verwendung einer Zifferngliederung von Würm, ohne daß die entsprechenden Parallelisierungen in allen Fällen sicher möglich wären. Auf eine solche Bezeichnungsart wird hier deshalb verzichtet.

Das Schriftenverzeichnis führt Schriften von J. BÜDEL, C. RATHJENS, J. SCHAEFER u. a. an, die in den letzten Jahren Beiträge zu der Frage eines Würm-Interstadials geleistet haben.

Frage. Diese drei Hauptphasen sind die der räumlich größten Ausdehnung des Würmeises. Sie korrespondieren mit den Phasen des Innngletschers nach C. TROLL:

Salzachgletscher	Inngletscher	Zugehörige Terr.-Stufen
Unterweißenkirchen	Aying	Wolfersberg - Neustadler
Nunreut	Kirchseeon	Aicher, Kirchreiter, Trauntal
Radegund	Ebersberg	Trauntaler, Rauschinger

Diese drei Stillstandslagen werden durch räumlich und zeitlich relativ wenig voneinander getrennte Randbildungen von Satz- oder Stillstandsmoränen belegt. Die Terrassenmorphologie bei Tyrlaching-Schnitzing zeigt mit voller Deutlichkeit, daß die Terrassen ohne größeren Unterbruch nacheinander entstanden. Drei nur wenig voneinander verschiedene Terrassenstufen sind hier in einem heute trockenen Tälchen, dem „Schnitzinger Schmelzwassertal“, untereinander eingeschachtelt. Die normale Beziehung zu den entsprechenden Moränenwällen ist in diesem Raume besonders klar zu erkennen.

Die vorgeschobene Unterweißenkirchner Außenphase von Hauptwürm ist nicht nur durch ihre Terrassenreste, sondern auch durch Anschnitte an der Proximalseite ihrer geringmächtigen Moränen, welche durch die Schmelzwässer der proximalwärts folgenden Nunreuter Hauptphase hervorgebracht wurden, deutlich abzutrennen. Die im Gegensatz hierzu bedeutenden Nunreuter und nach einwärts anschließenden Radegunder Hauptmoränenwälle wachsen an manchen Stellen zu einer mächtigen Einheit zusammen (z. B. bei Bergham-Kofeln), lassen sich aber auch dann durch die Ansatzstelle der Trauntalstufe bei Meggenthal und das zugehörige Trompentälchen voneinander trennen. Während dieser drei Moränenaufschüttungen, welche die Hauptwürmvergletscherung repräsentieren, ist die Entwässerung zentrifugal nach außen gerichtet, wenn sich auch während der dritten, der Radegunder Phase, schon eine gewisse Tendenz zum Übergang in die periphere Richtung einstellt.

## II. Spätwürm

Proximalwärts dieser drei Maximalphasen folgt das Ollerdinger Eisrandtal, ein echtes Urstromtal, jedoch nicht durchgängig mit ausgeglichenem Längsprofil und Terrassen ausgestaltet, wie das weiter distalwärts liegende Schnitzinger Schmelzwassertal, in welchem die Schmelzwässer der drei Hauptphasen die peripher zum Würmmoränenrund angeordnete Hochterrasse des westlichen Salzachgletscherflügels durchbrachen, um zur Alz zu gelangen. Das Ollerdinger Eisrandtal entspricht dem Leizach-Gars-Talzug im Innngletscher; aber keine Mangfall konnte hier einbrechen (siehe J. KNAUER 1937, S. 28). Es setzt sich vielmehr aus einzelnen, teils durch Erosion, teils durch lokale Akkumulation ausgestalteten Abschnitten zusammen, deren formende schotterarme Schmelzwässer von Gletschertoren ausgingen, die an dem proximalwärts liegenden, vierten Moränenwall wurzelten. Terrassierung ist in diesem Tälchen nicht vorhanden. Erst bei Ollerding-Lanzing verebnet sich der Talboden mehr und mehr und erweitert sich zu der Deltaebene des Tittmoninger Eisstausees. (Abb. 1).

„Große Seenzeit“. Dieser Tittmoninger See dürfte der Ebinger Stufe C. TROLL's zeitlich entsprechen. Er spiegelte in einer Höhe von 465—475 m und ist der älteste und höchste Stausee des Gebietes. Der Eisrand muß noch nahe gelegen haben, wie Grundmoränenschollen in den mächtigen Deltakiesen von Tittmoning erkennen lassen. Riesige kantige Phyllitblöcke aus der Schieferhülle der Hohen Tauern drifteten auf Eisschollen in die Seeablagerungen hinein und liegen jetzt als Überrest abgebauter Schotterpartien häufig in den Kiesgruben N Tittmoning auf der Deltaebene.

Das Ollerdinger Eisrandtal und der Tittmoninger Eisstausee lagen auf der Distalseite jener vierten frischen Randlage, die durch junge, typisch geformte Endmoränen-

kuppen, z. B. beim Bahnhof und dem Kirchlein von Lanzing, gekennzeichnet ist. Es sind die Moränen der Lanzinger (Ölkofner) Phase. Der Stausee erfüllte einen wahrscheinlich nur schmalen Zipfel am Nordende des Tittmoninger Zweigbeckens. Auf der bayrisischen Seite lag das Nordende des Tittmoninger Eisstausees beim Weiler Enzelsberg; hier stauten ihn die Moränen der Würmhauptphasen. Im Süden stauten ihn die nicht allzu weit entfernte Eismauer.

Die Moränen der Lanzinger Phase liegen auf einem älteren Beckenrand. Die Lanzinger Phase ist dadurch gekennzeichnet, daß sie keine zentrifugal entweichenden Schmelzwässer mehr besaß. J. BÜDEL (1950) hebt hervor, daß die entsprechende Ölkofner Phase in anderen voralpinen Vereisungsgebieten, wie Iller- und Rheingletscher, auch noch zentrifugal nach außen ziehende Schotterstränge besitzt. Im Salzachgebiet fehlen ihr Sande, Trompetentälchen usw. Mit dieser Phase beginnt die Große Seenzeit des nördlichen Alpenvorlandes. Die Gewässer ziehen peripher am Eisrand entlang — dabei zeitweise zu Seen aufgestaut — zu einer Hauptsammelader hin und beginnen den heutigen Salzach-Canyon zwischen Tittmoning und Burghausen anzulegen. Diese Hauptsammelader war zugleich die älteste würmspät-glaziale Salzach und der Abfluß des ältesten und höchsten Stausees. Zur Hauptwürm-Glazialzeit — also während der drei Phasen von Hauptwürm — war die Ursalzach, wie schon PENCK-BRÜCKNER annahm — im Gebiete des heutigen Weilhart-Forstes in

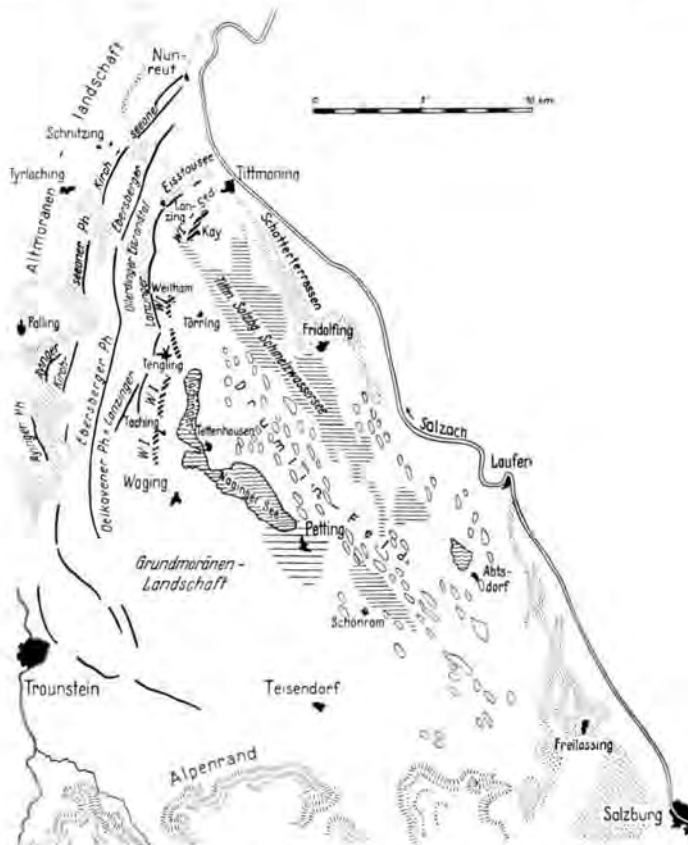


Abb. 1. Endmoränen-Lagen auf dem Westflügel des Salzach-Vorlandgletschers. Taching liegt am See

Oberösterreich abgeflossen; der westliche Salzachgletscherflügel entwässerte währenddessen durch das bereits erwähnte Schnitzinger Schmelzwassertal.

Während der Lanzinger Phase und der Großen Seenzeit standen zweifellos bedeutende Schmelzwassermengen zur Verfügung. Eine einschneidende Klimaänderung gegenüber dem hocharktischen und als arider anzusehenden Hauptwürm, das kalt-kontinentalen Klimacharakter trug, ist nun offenbar geworden.

Die großen Schmelzwasserseen der Wörther und Pürtener Stufe. C. TROLL faßt in seiner Darstellung des Inngletschers die spätglazialen Seen zu einem einzigen großen „Rosenheimer See“ zusammen. Er spricht von höheren Seeständen nur in örtlich gestauten Zweigbecken. Im Salzachgebiet folgten mehrere weiter absinkende Stammbeckenseen aufeinander. Das Tittmoninger Zweigbecken stellt nur eine Verlängerung des Salzburger Stammbeckens dar. Der Seespiegel, der durch das Tittmoninger Delta angezeigt wird, lag auf mindestens 465 m ü. M. Eis erfüllte noch das Stammbecken.

Salzburg-Tittmoninger Seen I und II. Nun aber reichen Seetone im Stammbecken von Tittmoning-Salzburg bis nach Salzburg zurück. Das oberste Seetonniveau im Salzburg-Tittmoninger Stammbecken beträgt 425—440 m. Eisstauung — schon in der Nähe des Alpenrandes — mag auch hier noch mitgewirkt haben. Bei Tittmoning bleibt der Seeton, der heute — infolge der Salzachkorrektur — überhaupt nicht mehr zu sehen ist, aber von E. BRÜCKNER „N Tittmoning“ noch gesehen wurde, tief unter dem oben am Beckenrand hängenden Delta zurück. Verzahnungen der Deltasedimente mit Seetonen sind nicht bekannt, und die Deltaschüttung reicht nicht bis ins Becken hinein. Bei den Seetonen von Tittmoning haben wir es schon mit einem zweiten Seespiegelniveau (Schmelzwassersee I) zu tun, das sich C. TROLL's Wörther Stufe zuordnet (bis 440 m) oder einem dritten (Schmelzwassersee II), welches um Fridolfing-Ostermiething ausgedehnte Seetonebenen zurückließ. Dies Seetonniveau liegt auf 410—420 m. Man kann — mit anderen Autoren — annehmen, daß die Seetone die spätglazialen Seen fast ganz auffüllten. Diese beiden Seetonniveaus reichen auch in mehrere der österreichischen Zweigbecken hinein (Ibmer Moos, Oichtental; E. EBERS 1932). Bedeutende Mächtigkeit der Tone wurde bei Bohrungen auf tertiäre Kohle in den letzten Jahren immer wieder festgestellt.

Durchbruch von Laufen. Im spätglazial entstandenen Durchbruch von Laufen liegt die Terrasse von Osing in 415 m ü. M. Auf der österreichischen Seite sind noch etwas höhere Terrassenreste vorhanden. In Zeiten einer Spiegelhöhe von 410 bis 420 m war also der Salzburg-Tittmoninger-Schmelzwassersee schon in zwei Seen zerfallen, von welchen einer das südliche Salzburger und einer das nördliche Tittmoninger Becken erfüllte. Eine Flußstrecke, welche die Laufenschotterbarre durchbrach, verband sie. In diesem Stadium muß der Eisrand schon am Alpenrand oder im inneralpinen Salzachtal gelegen und der See bis mindestens Salzburg gereicht haben. Der Autobahnbau erschloß bei Lieferung (Salzburg) gebänderte Seetone. Die Lage dieser Gletscherstirn würde der PENCK'schen „Bühlzeit“ entsprechen. Es ist die Zeit der Pürtener Stufe, und der Salzachgletscher muß nun den Anblick eines inneralpinen „Fjordgletschers“ geboten haben.

Ungeheure Massen von Gletschertrübe, auch Seesande, wurden während dieser beiden Seestände ins Alpenvorland vertragen. Die Seetone (Kalkmergel) werden außerordentlich mächtig, sie sind in den basalen Partien, die meist auf Grundmoräne liegen, häufig schön gebändert; die Jahreswarven können nach oben hin sehr dick werden. Rippelmarken sind zu sehen. Nicht nur bei Fridolfing-Götzing auf dem bayrischen Sektor, sondern auch im oberösterreichischen Teil des Salzachgletschers sind Lagen mit Konkretionen nach Wurzeln von Wasserpflanzen zu finden. Die in früheren Jahren sehr schön zu beobachtenden Würgeboden-ähnlichen Strukturen in den hangenden La-

gen am ehemaligen Seeufer dürften eher auf subaquatische Rutschungen zurückzuführen sein. Eine Probenfolge der Seetonsedimente von Fridolfing-Götzing liegt beim Amt für Bodenforschung in Krefeld und soll dort pollenanalytisch untersucht werden.

**Beginn der Spätglazial-Zeit.** Die peripheren Täler und die Ablagerungen der ersten großen Stauseen in den Hauptbecken der verschiedenen voralpinen Gletschergebiete müssen oft leichter zu parallelisieren sein als die einzelnen Moränenzüge, und mit ihnen möchte man —, nach dem Abschluß von Hauptwürm-, Spätwürm beginnen lassen. Diese Festsetzung würde mit derjenigen von P. WOLDSTEDT u. a. übereinstimmen, welche den Beginn des Spätglazials an den Schluß des Pommerschen Stadiums stellt. Zu dieser Zeit war auch in Norddeutschland die Entwässerung neue Wege gegangen, und der Westteil des europäischen Inlandeises entwässerte, mindestens zum Teil, subglaziär zum Kattegat hin, oder, wo dies nicht der Fall war, ersetzten, ähnlich wie für das Alpenvorland oben dargelegt, Schmelzwassertäler die Sander. Wo aber noch die alte, zentrifugale Entwässerung bestand, wie besonders im Ostteil des Inlandeises, waren auch Sander entwickelt. Übrigens vermutet K. GRIPP (1940), daß die zentrifugale Umkehr der Hydrographie im Alpenvorland subglaziär schon während der Ölkofner Phase einsetzte.

Dieser Vorschlag, die Spätglazialzeit im Alpenvorland mit der „Großen Szenzeit“ und dem Rückzug von der Ölkofner Phase beginnen zu lassen, deckt sich nicht mit demjenigen von J. SCHAEFER (1953), den Einschnitt zwischen Hochglazial und Spätglazial schon in die Zeit des Rückzuges von der äußersten Randlage von Hauptwürm zu legen. Konsequenterweise müßte es sich im Salzachgebiet dabei um die kleine, aber am weitesten vorgeschobene Randlage der Unterweißenkirchner Phase handeln. Ihr folgten aber erst die großen Hauptphasen von Würm, denen von allen Seiten jetzt ein kalt-kontinentales, hochglaziales Klima zugeschrieben wird. Die Anzeichen eines entscheidenden Klimaumschwunges zeigen sich erst beim Beginn der Entwicklung großer Stauseen, welche gewaltige Schmelzwassermengen und einen schnellen Eisrückgang erkennen lassen.

**End-Würm.** Unter diesem tiefsten Spiegelniveau des Salzburg-Tirtmoninger Sees hat dann, wie C. TROLL es auch von Rosenheim und vom Inngletscher entsprechend beschreibt, die Salzach noch zwei ausgedehnte Schotterstufen, die *Gweniger* und die *Niederndorfer Stufe* ausgebildet. Die erstere ist in die Seeablagerungen eingeschnitten. Eiszeitliche Klimabedingungen haben zu dieser Zeit im Alpenvorland nicht mehr geherrscht. Wiederbewaldung bis an den Alpenrand hin muß möglich gewesen sein<sup>2)</sup>. E. SEEFELDNER (1954) hat Anhaltspunkte dafür, daß die Salzburger Schotterebene, welche diesen letzten Stufen entsprechen muß, aus der Zeit des Schlernstadiums stammt (Alter 11000 Jahre).

### III. Frühwürm

Wenn die Kuppenreihen der Lanzinger (Ölkofner) Phase auch eine bedeutende, frische Moränenrandlage darstellen, so ist damit doch noch nicht gesagt, was unter ihnen und weiter proximalwärts liegt. Bei Schlaffen (Ollerding) kommt darunter diskordant frische Grundmoräne zutage. Vermutlich ordnet sie sich in eine Grundmoränendecke von nur wenigen Metern Mächtigkeit ein, wie sie weiterhin ein Kennzeichen der Landoberflächen ist, die proximalwärts das Beckengebiet des Tachingersees begrenzen. Sie bedeckt die plumpen breiten Kuppen, die hier aufragen. Sie bildet auch die in Stromlinienkörperform angeschmiegte Decke der Drumlins, soweit sie Schotterkerne besitzen, oder schwillt zum Aufbau des ganzen Drumlinkörpers an. Diese

<sup>2)</sup> Die Frage des Spätwürm-Interstadials (Alleröd) konnte hier nicht mehr miteinbezogen werden. Ebenso ist es nicht möglich, die deutsch-österreichische Lößstratigraphie, die noch im Stadium der Polemik steckt, miteinzubeziehen.



diskordant vom Unterlagernden abgetrennte Grundmoränendecke ist zu sehen in den Kiesgruben von Oberstefling, Kay, Tettenhausen, S Schönram und N Taching. Die zugehörigen Aufschlüsse sind teilweise bereits im Jahre 1935 von J. KNAUER (nach Angaben der Verfasserin) in seine Zusammenfassung der Ablagerungen der „älteren Würmeiszeit“ (Vorrückungsphase) miteinbezogen worden. In den dazwischen liegenden Jahren tauchten nun auch auf den älteren Würmschottern von Tettenhausen und bei Schönram Reste einer in flache Mulden der Oberfläche eingelagerten diskordanten Grundmoränendecke auf, die vor 1935 noch nicht zu sehen waren. Die Grundmoränendecke liegt bei Taching auf einem älteren, nur gering und örtlich verfestigten, sonst frischen, aber stark gestörten Delta auf (470—480 m), welches auch oberflächenmorphologisch vollständig in die Grundmoränenlandschaft eingebaut ist. Dies Delta liegt nicht als ein Fremdkörper in der Formenwelt der Grundmoränenlandschaft, wie es die jüngeren, spätglazialen Deltas im Umkreise des Waging-Tachinger Sees tun (Höhe des spätglazialen Waginger Deltas 459 m, heutiger Seespiegel 440 m). Diese jüngeren Deltas sind Rückzugsbildungen von Hauptwürm und haben mit den grundmoränenüberdeckten älteren Bildungen nichts zu tun. Sie wurden erst beim endgültigen Eisrückzug in die eisfrei gewordenen Becken eingelagert. Ein dem Tachinger Delta entsprechendes Profil findet sich auch in den Gruben S Schönram im Tale der Sur, wo über grobkörnigen Randterrassenschüttungen, auch mit gestörter Deltaschichtung, zeitweise eine Deckschicht von 1 m Grundmoräne zu sehen war. Wir befinden uns hier nur noch 7—8 km vom Alpenrand entfernt.

Es fragt sich nun, was alles sonst noch unter dieser regional verbreiteten Grundmoränendecke, die man dem Hauptwürm zuordnen wird, verborgen liegt. Sicher ist — wie eben ausgeführt — daß darunter einmal ältere, würmeiszeitliche Deltas liegen, die leicht und örtlich verfestigt sind, jedoch nicht etwa mit rißeiszeitlichen Deltas verwechselt werden können. Im übrigen sind aber außerdem — so bei Kay und Tettenhausen — als Liegendes der Grundmoränendecke Moränenschotter aufgeschlossen, welche außen oder bankweise zum Teil verfestigt und gelegentlich auch durch ein etwa 10 cm dickes Konglomeratbändchen (wie dies auch KNAUER 1935 erwähnt) von der hangenden Grundmoräne abgetrennt sind. An den andern genannten Stellen liegt die Grundmoränendecke diskordant über typischen Moränen mit Blöcken und gekritzten Geschieben, so bei Oberstefling NW Waging. Im äußeren Bild handelt es sich dann um breite Kuppen mit ausgeglichenen Oberflächenformen von der Art, wie sie J. KNAUER immer wieder beschrieben hat. Dieses morphologische Bild läßt sich erst im Aufschluß besonders gut verstehen, wo die Grundmoräne in Mulden und flache Wellen der alten Moränenoberfläche hineingedrückt ist. Ist ein solcher Teil der Kiesgrube abgebaut, so kann es unter Umständen Jahre dauern, bis wieder an einer andern Stelle in der Nachbarschaft eine Grundmoränenauflagerung zu sehen ist.

Überfahrenes Würm I-Stadium J. KNAUER's. Die älteren Würmschotter sowie überfahrenen Moränen um den Tachinger See herum sind unzweifelhaft oberhalb des Riß-Würm-Interglazials einzuordnen und gehören einer älteren Würmphase an. Die Schotter können als Vorstoßschotter fluvioglazial, als lakustre Ablagerung (Deltas) beim Rückzug vom überfahrenen W I-Stadium oder auch als fluviatile Schotter des Interstadiums entstanden sein. Am Tachinger See zeigt sich somit (ebenso wie auch bei Unterzeismering am Starnberger See, an den von J. KNAUER angegebenen Stellen, an Schweizer Seen (nach E. BRÜCKNER 1909), daß zur Würmeiszeit schon einmal ein Zyklus von Vorgängen ablief, der mit demjenigen von Hauptwürm und seinen spätglazialen Rückzugserscheinungen grundsätzlich übereinstimmte: Moränen- und Schotterablagerungen und eine Rückzugsphase mit Seenbildung. Dieses ältere Würmstadium ist das überfahrne Würm I-Stadium J. KNAUER's, für welches er in den anderen Vorlandgletschergebieten der Alpen zahlreiche Beweise gefunden hat. Im Salzachgletschergebiet

bezeichne ich es mit dem Namen „Tenglinger Stadium“ und folge dabei auch J. KNAUER. Das Tenglinger Stadium liegt räumlich etwas hinter der Lanzinger (Ölkofner) Phase zurück oder wird auch von den Moränen dieser überlagert. Ihm gehören im Salzachgebiet eine Anzahl mächtiger, breiter Kuppen an (Kay, Weilham, Törring, Tengling, Oberstefling), die auf der West- und Nordseite des Tachinger Sees vorbeiziehen. Bei Tettenhausen und Kay sind überfahrene Schotter des Tenglinger Stadiums aufgeschlossen.

Einordnung in Riß III-Eiszeit? J. KNAUER versuchte im Jahre 1938 das überfahrene Würmstadium in eine Riß III-Eiszeit einzuordnen, hat diese Auffassung 1954 aber wieder aufgegeben — zugunsten eines Würmstadiums. Der ersteren Auffassung könnte ich mich aber auch aus anderen Gründen nicht anschließen. Insbesondere das Fehlen diagenetischer Umwandlungen, nach Art der in Riß-Ablagerungen vorkommenden, in allen Ablagerungen des älteren Würmstadiums und des darauffolgenden Interstadiums ist entscheidend.

Die klimatische Verwitterung des bedeutenden Riß-Würm-Interglazials müßte sie hervorgebracht haben. Das daneben sicherlich viel kürzere und kältere Interstadial konnte solche Erscheinungen nur in kleinerem Maßstab bewirken (siehe J. KNAUER 1937, A. MICHELER 1948 und die neuesten Untersuchungen von E. KRAUS am „Murnauer Schotter“). Gerade im Salzachgebiet läßt sich in einem bedeutungsvollen Aufschluß in der Niederterrasse bei Palling N Traunstein eine von Niederterrassenschotter und einer mächtigen Verwitterungsschicht bedeckte Terrasse der dritten und letzten Rißphase (nicht Eiszeit!) nachweisen, die in keiner räumlichen Beziehung zu dem überfahrenen Würmstadium steht. Sie läßt die einschneidenden Unterschiede des diagenetischen Zustandes von Riß- und Würmablagerungen im nördlichen Alpenvorland besonders deutlich erkennen.

Verknetete Lößlehmsetzen an der Basis von Hauptwürm. Die bisher angeführten Beobachtungen im bayrischen Teil des Salzachvorlandgletschers sind nicht die einzigen, welche in jenem Abschnitt des nordalpinen Pleistozäns auf ein älteres überfahrenes Würmstadium hinweisen. Dazu gehören vor allem auch Feststellungen an der Außengrenze der Randlagen von Hauptwürm auf dem östlichen Salzachgletscherflügel in Oberösterreich. Sie wurden teilweise schon von PENCK-BRÜCKNER gemacht und knüpfen sich an die Namen der Ortschaften Aschau, Gampern, Feldkirchen, alle in der Nähe von Gundertshausen gelegen. In den basalen Partien der Würmmoränen und Übergangskegel zur Niederterrasse finden sich hier, unmittelbar im Hangenden der Rißmoränen und Hochterrassenschotter, eingeknetete Fetzen von Verwitterungs- und vor allem Lößlehm. Diese Lößablagerung kann nicht dem Hauptwürm zugeordnet werden, da dieses unmittelbar darüber liegt und die Verlehmung des Lösses auf einen zeitlichen Zwischenraum zwischen seiner Ablagerung und Hauptwürm hinweist. Der Löß wird heute allgemein als hochglaziale Bildung angesehen, d. h. als eine Bildung hochglazialen Klimas bei Anwesenheit einer arktischen Steppenvegetation. Solche Verhältnisse müssen, nach der interglazialen Verwitterung der Rißmoränen, also im weiteren Gebiete schon einmal geherrscht haben, bevor das Hauptwürm die Rißmoränen mit ihrer interglazialen Verwitterungsdecke und ihrer würmzeitlichen Lößdecke überwältigen konnte. Die genaue Schilderung der einschlägigen Aufschlüsse findet sich in den „Alpen im Eiszeitalter“ S. 155. E. BRÜCKNER hat diese wichtigen Profile schon vor mehr als 60 Jahren beobachtet und gedeutet. Ich selbst konnte in früheren Jahren noch einiges davon sehen und den Befund bestätigen. Ich konnte aber auch noch neue Aufschlüsse dazu finden. Die alten sind heute weitgehend verfallen. Einer dieser neuen Aufschlüsse lag an der Ansatzstelle der Niederterrasse bei Haunsberg am Wege nach Haselreith.

Es handelt sich also bei der Erhaltung von Resten einer älteren Lößlehmdecke in den Basisschichten von Hauptwürm um ein regionales Phänomen. Dies ergibt ebenfalls

einen Hinweis auf ein älteres, weiter zurückgelegenes Würmstadium mit lößbildenden Eigenschaften. PENCCK-BRÜCKNER erwähnen ein Gegenstück hierzu für das Gebiet von Lyon im Rhônegelescher.

**Zusammenfassung über Ölkofner Phase und überfahrenes Würmstadium.** Die oben dargelegten Gründe führen dazu, neben einer frischen Lanzinger (Ölkofner) Phase auch noch ein älteres, überfahrenes Würmstadium anzunehmen, welche beide räumlich eng beisammen, stellenweise auch übereinander liegen. Auf dem westlichen Salzachgletscherflügel liegt die Lanzinger Phase distalwärts des überfahrenen Würmstadiums unmittelbar am Ostrande des Ollerdinger Eisrandtales. Sie läßt sich von mindestens Burg bei Tengling bis Lanzing und Tittmoning hin verfolgen.

Anschließend an einen Vortrag der Verf. über das Thema dieses Aufsatzes vor dem Geologisch-mineralogischen Arbeitskreis beim „Haus der Natur“ in Salzburg am 7. 10. 1954 und eine gemeinsame Besichtigung der bayrischen Aufschlüsse konnte W. DEL NEGRO, Salzburg, einen wertvollen Beitrag liefern. DEL NEGRO schreibt hierzu: „Das kleine Zweigbecken des Salzachgletschers im Raum Kraiwiesen-Unzing an der Bahnlinie Salzburg—Ischl wird von drei Jungmoränenwällen umschlossen (Abb. 2). Von diesen repräsentiert aber der äußerste, wie L. WEINBERGER erkannt hat, die Kirchseeoner und Ebersberger Phase zusammen, deren Endmoränenwälle östlich des Wallerseees noch getrennt verlaufen, nach Süden zu aber konvergieren und sich dann gemeinsam um die Flyschhänge des Zifanken schlingen. In Stirnberührung mit den Endmoränen eines Traungletscherarmes umziehen sie das erwähnte Zweigbecken. Der nächstinnere Wall macht einen überschulften Eindruck und ist daher wohl KNAUER's WI zuzuweisen. Der innerste Wall wurde schon von L. WEINBERGER als Rückzugsgebilde gedeutet, worauf auch mehrere Oser beiderseits des Unzinger Moores hinweisen. Er wäre daher der Ölkofener Phase zuzuweisen, deren Moränen hier also innerhalb der WI-Moränen lägen. Sie sind von diesen durch ein peripheres Tal getrennt. — In der nördlichen Fortsetzung entspricht aber diesen beiden Wällen ein einziger Wall, in welchem Ölkofner Phase und WI zusammenfallen. Ein Aufschluß (Abb. 3) bestätigt dies. Über basalen verfestigten Deltaschottern, deren obere Grenzfläche infolge Abtragung unregelmäßig verläuft, folgt eine sehr grobblockige Moräne, die gegen das Hangende durch eine flach südfallende scharf ausgeprägte Diskordanz mit Konglomeratbänkchen begrenzt wird. Oberhalb dieses Bänkchens liegt eine Jungmoräne mit bedeutend weniger groben Geschieben. Damit stellt dieser Aufschluß ein Gegenstück zu dem von Oberstefling im

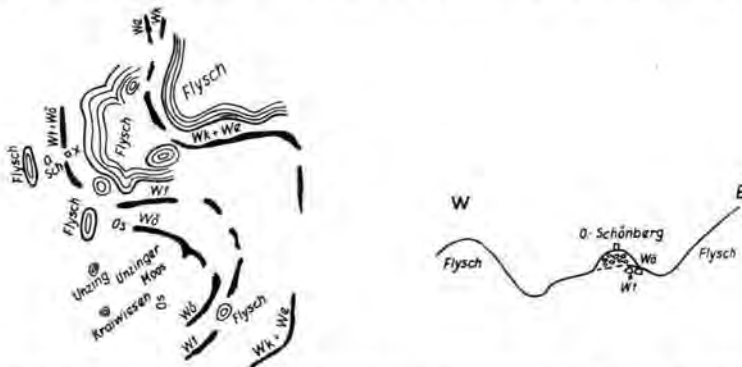


Abb. 2 (links). Endmoränenlagen im Bereich von Kraiwiesen (Ostflügel des Salzachgletschers) Wö = Ölkofner Phase; We = Ebersberger Phase; Wk = Kirchseeoner Phase; Wt = Tenglinger Stadium; O Sch = Ober-Schönberg; X = Lage des Aufschlusses Abb. 3.

Abb. 3 (rechts). Profil des Walles von Ober-Schönberg. Signaturen wie Abb. 2.

bayrischen Sektor dar, der von E. EBERS als überfahrene WI-Moräne mit hangender Hauptwürm-Moräne gedeutet wurde. Bei Kraiwiesen kommt aber noch hinzu, daß in der genauen Fortsetzung der durch das Konglomeratbänkchen markierten Grenzfläche südlich außerhalb des Aufschlusses ein Geländeknick durchzieht, der den Steilhang des Walles, auf dem Ober-Schönberg steht, von einem nach unten anschließenden Flachhang trennt. Der im Aufschluß sichtbare stratigraphische Unterschied der beiden Moränen wird also außerhalb des Aufschlusses durch einen genau korrespondierenden morphologischen Gegensatz ergänzt: der ausgeprägte Wall mit seinem Steilhang gehört offensichtlich zur Ölkofner Phase, der Flachhang darunter, dem am Aufschluß die grobblockige Moräne unterhalb des Konglomeratbänkchens zugeordnet ist, zur überfahrenen WI-Moräne. Während im südlich anschließenden Gebiet des Zweigebeckens von Kraiwiesen-Unzing die Moränen von Ölkofner Phase und WI nebeneinander zu liegen kamen, sind sie hier im Raum von Ober-Schönberg superponiert.“

Wenn man die langjährige Diskussion über das „überfahrene Würmstadium“ zwischen J. KNAUER und C. TROLL u. a. nachliest, so findet man als Hauptargument immer wieder die Frage nach „frischen Sandern“ auf der Außenseite der fraglichen Moränen. Man kann J. KNAUER recht geben, daß die zu einem überfahrenen Würmstadium gehörigen Schotterkörper verstümmelt sein müssen und in dieser Form auch zu finden sind. Eine stratigraphische Verknüpfung von Moräne und Sander, die C. TROLL (1936) mit Recht fordert, wird sich im Untersuchungsgebiet aber kaum nachweisen lassen. Das erst spätglazial angelegte Salzachtal Tittmoning-Burghausen ist kein entsprechendes Gegenstück zum Inntal. Durchlaufende liegende ältere Schotter unter den Hauptwürmschottern dürften auch im österreichischen Weilhartforst schwer nachzuweisen sein, weil dort ein entsprechend tiefer Taleinschnitt fehlt. Die Sander der Ölkofner Phase sind in fast allen nordalpinen Vorlandgletschern durch periphere Talzüge ersetzt und durch die zugehörigen Deltas der ältesten und obersten Stauseen. Erst an der Spitze des Hauptbeckenzuges bringt eine große Hauptsammelader die Schmelzwässer nach außen. Wie schon erwähnt, muß das der Zeitabschnitt der Ebinger Stufe gewesen sein, und es müssen Vorgänge stattgefunden haben, die eine einschneidende Bedeutung für die Gliederung der Würmeiszeit haben. Denn hinter ihnen muß eine großklimatische Änderung stehen.

#### IV. Die Frage der älteren Würmschotter und das Aurignac-Interstadial

Laufenschotter, Ältere Würmschotter. Ein Punkt bedarf in diesem Zusammenhang einer noch etwas eingehenderen Betrachtung: es ist das jahrzehntealte Problem des sog. Laufenschotters und der älteren Würmschotter überhaupt. Für manche Autoren sind die „liegenden“ oder „unteren“ Würmschotter identisch mit dem „Laufenschotter“. J. KNAUER unterscheidet „untere Würmschotter“ (Laufenschotter; als Vorrückungsschotter von Würm) und die Schotter der WI-Phase. Inwieweit solche Gleichsetzungen zutreffen, läßt sich bis heute noch nicht sicher beurteilen. Die nachfolgenden Darlegungen haben daher nur vorläufigen Charakter, bemühen sich aber, das schon Gesicherte hervorzuheben. Der Laufenschotter im engeren Sinn und oberen Teil schält sich danach jetzt mehr und mehr als Vorrückungsschotter von Hauptwürm heraus.

PENCK-BRÜCKNER haben nach dem Laufenschotter ihre „Laufenschwankung“ benannt und sie in den Höhepunkt der Würmvereisung gestellt. A. PENCK hat sie 1922 wieder aufgegeben. Hierzu haben O. AMPFERER's (1907—1909) Untersuchungen im alpinen Inntal beigetragen, der dort nur interglaziale, keine interstadialen Bildungen erkennen konnte. In den großen Tälern der nördlichen Alpenfront findet sich vielfach eine einheitliche Formation, die aus Schottern, Sanden und Tonen besteht und zwischen zwei Moränen eingelagert ist. Der klassische Laufenschotter von Laufen-Oberndorf im Salz-



achtal wird 1922 von A. PENCK garnicht mehr erwähnt und ebensowenig die zahlreichen früher gewonnenen Einzelergebnisse rückgängig gemacht. A. PENCK und E. BRÜCKNER hatten sie an zahlreichen anderen Stellen gefördert und ein interstadiales Alter des Laufenschotters daraus abgeleitet. F. MACHATSCHEK hält 1935/36 die Frage des Laufenschotters für noch ungeklärt.

Heute fragt man sich: worauf anders weisen die weithin überfahrenen Frühwürm-Ablagerungen eigentlich hin, wenn nicht auf einen beträchtlichen Gletscherrückzug, ein Interstadium, eine sog. Schwankung? Der Laufenschotter kann sich nur auf eisfreiem Gebiet abgelagert haben. Im Salzachgebiet bei Laufen findet sich der Prototyp des Laufenschotters, eine Bildung, welche sich meist am Rand der Tiefenzüge, aber auch in großen Schotterferzen seitlich der Becken verbreitet. Sie liegt zwischen zwei Moränen, von welchen die obere einer regional verbreiteten Grundmoränendecke angehört, die alle älteren Würmbildungen proximalwärts der Hauptwürm-Endmoränen verhüllt und auch die Drumlins überzieht oder ganz aufbaut. Sie ist konkordant gelagert und häufig — nicht immer — mit dem Laufenschotter verknüpft. Sie gehört dem Hauptwürm an.

Nach Art seiner bankweisen Verfestigung, die von L. SIMON (1935) mit Recht als eine „Grundwasserverfestigung bei fortschreitender Talbildung“ angesehen wird, also eine „Verfestigung von unten“ an Stelle derjenigen „von oben“, wie sie die diagenetische Verfestigung mittel- und altpleistozäner Schotter darstellt, ähnelt er den anderen Frühwürmablagerungen. Auch die geographische Lage der Schotterkomplexe, die meist auffallend nahe an den Alpenrand herangehen, ist für sie bezeichnend. In dieser Lage ist er in der Mehrzahl der voralpinen Gletscherzungen Deutschlands und der Schweiz erhalten geblieben.

Über die immer wieder auftretende „liegende Moräne“ (z. B. bei Laufen, im Inngebiet, in der Schussenzunge des Rheingletschers) ist es natürlich schwer, bestimmte Aussagen zu machen. Bei Laufen-Oberndorf ähnelt sie sehr viel mehr einer Würm- als einer Riß-Grundmoräne. Noch deutlicher und sicherer wird das im Rheingletschergebiet. Es sind dort im Laura- und im Flattbachtal bei Ravensburg und bei Markdorf am Göhrenberg beträchtliche Schotterreste erhalten, die zwischen zwei Moränen liegen, von denen auch die liegende erhebliche Mächtigkeiten erlangen kann. M. SCHMIDT (1931) zufolge ist auch die liegende Moräne unzweifelhaft und aus mehreren Gründen zu Würm zu rechnen. Schon 1911 machte M. SCHMIDT darauf aufmerksam, daß im Argental mächtige Altwürm-Moränen im Liegenden von Fluvioglazialschottern mit Grundmoränendecke zu finden sind. Ein rißeiszeitliches Alter komme keinesfalls für sie in Betracht, da alle Rißbildungen 200 m höher lägen.

Auch nach den PENCK'schen Darlegungen von 1922 kann der Laufenschotter — bei seiner gelegentlichen Verknüpfung mit den oberen Moränen und den Anzeichen eines kalten Klimas in den oberen Lagen — nicht ganz als interglaziale Bildung im Sinne PENCK-BRÜCKNER's angesehen werden. Im klassischen Laufenschotter des Salzachgletschergebietes fehlen ihm auch eine lakustre Phase und Schieferkohlen bislang. Was ihn noch besonders auszeichnet und oben als kalten Schotter charakterisiert ist, daß in ihm (wie bei Markdorf, Rheingletscher) bei Spöckmühle am Waginger See Grundmoränenbänke auftreten. In der Hauptachse des Gletschers, bei Laufen-Oberndorf, besitzt er allerdings betont fluviatilen Charakter mit Dachziegellagerung, was aber nur eine fazielle Verschiedenheit darstellen dürfte. Außerdem stecken in diesem Schotter unter der Grundmoränendecke gelegentlich auch Eiskeile. Der beste bisher bekannt gewordene<sup>3)</sup> ist vom epigenetischen Typ, mit Sand, Feinkies und Tonlagen verfüllt und 2 m lang und ebenso breit. Es spricht aber noch eine zweite sehr bedeutsame Tatsache für den

<sup>3)</sup> Bei Spöckmühle.



„kalten“ Schotter. Er und auch die übrigen älteren Würmschotter sind Mammutschotter „par excellence“. Bei Laufen-Oberndorf fanden sich in den Steinbrüchen vier Molaren (jetzt in Salzburg „Haus der Natur“) in 36 m Höhe über der Salzach (nach FUGGER 1899). A. PENCK erwähnt von Gabersee, Lauterbach und Landl, alle bei Rosenheim im Inngebiet, *Elephas primigenius* in den entsprechenden Schottern. Nach P. BECK (1938) fand sich im „Münsingen“- sprich Laufenschotter des Aaregebietes ein Mammutmolar. In den entsprechenden Eschenbachschottern des Reußgletschers kommen nach A. BÖGLI (freundliche mündliche Mitteilung) ebenfalls Mammutmolare vor. Praktisch sind, bei näherer Nachprüfung der Provenienz, fast alle Funde von Mammutstoßzähnen und Mammutmolaren, die innerhalb des ehemals vereisten nördlichen Alpenrandgebietes gemacht wurden, an den Laufenschotter oder sonstige, von ihm noch nicht abtrennbare ältere Würmschotter geknüpft. Diese Häufung des Mammut in den Schottern von Frühwürm und insbesondere im Laufenschotter ist auffällig. Nach SOERGEL (1940) ist die Kälteanpassung des Mammut eine vollkommene gewesen und es trug einen ausgesprochen stenothermen Charakter. Das Mammut verschwand nach SOERGEL in interglazialen Zeiten und zog sich in Interstadialen in die Nähe des Eisrandes zurück. Da sich Mammutzähne in Frühwürmschottern und besonders im Laufenschotter in der Nachbarschaft des Gebirgsrandes immer wieder finden, würde das bedeuten, daß die Alpen zur Zeit der Bildung des Laufenschotters schon wieder oder noch stark vergletschert waren.

A. G. STEHLIN und E. SCHERTZ, die den Münsingen-Zahn genau untersuchten und ihn mit von Artefakten begleiteten Faunen verglichen, kamen zu dem Schluß, daß er ins Mittelaurignacien zu stellen sei. Die Begründung hierfür liegt nach A. SCHERTZ (1938) in den Ergebnissen eines Vergleiches mit den Molaren aus dem „Mammutlager“ der Vogelherdhöhle im Lonetal/Alb. Die stratifizierten Stücke dieser Höhle lassen eine Entwicklung ablesen in dem Sinne, daß nach oben die Zahl der Lamellen im Zahne zunimmt ebenso wie die Zahnhöhe. Die Lamellen werden auch in der Längserstreckung des Zahnes kürzer. Dieselbe *Elephas primigenius*-Form tritt bei Hangenbieten-Achenheim am Ausgange des Breuschtales W Straßburg zusammen mit Aurignacien zwischen den beiden jüngsten Lössen auf. An Hand dieser Befunde erscheint es doch als zweckmäßig, nunmehr alle in „älteren Würmschottern“ aufgefundenen Mammutmolare mit dem Münsingen-Exemplar zu vergleichen.

**Laufenschwankung oder Aurignac-Interstadial.** Wenn das von österreichischen (H. GAMS, Inqua 1953) und schweizerischen (W. LÜDI 1953) Paläobotanikern ebenso wie von P. BECK aufgestellte Postulat eines Aurignac-Interstadials auch im Alpenraum zutrifft, so vermag dies zur Wiederaufnahme der Laufenschwankung PENCK-BRÜCKNER's zu führen. P. BECK hat schon im Jahre 1933 die Spiezer Schwankung als Laufenschwankung wiedererkannt. Als eine Schwierigkeit bleibt vorläufig bestehen, daß seine Spiezer Schwankung zwischen den ersten, am weitesten ins Vorland vorgedrungenen Vorstoß des Aaregletschers, den Gurten-Vorstoß, und einen zweiten, weiter zurückgebliebenen Vorstoß, das Berner Stadium, eingeordnet wird. Diese Schwierigkeit besteht dann, wenn Gurten und Berner Vorstoß mit der Kirchseeoner und Ebersberger Phase gleichzusetzen wären. A. BÖGLI kennt im Seental des Reußgletschers eine stadiale Schwankung, die er nicht nach, sondern vor den Maximalstand der Würmvereisung einordnen kann. J. KNAUER (1938, 1954) findet ein überfahrenes Würm I-Stadium auch für die Schweiz am Linth- und Reußgletscher.

In der letzterschienenen Veröffentlichung von W. LÜDI (1953) werden mehrere der Schweizer Schieferkohlenlagerstätten auf Grund pollenanalytischer Verhältnisse zu einem bedeutenden frühen Würm-Interstadial gerechnet, das einen weiten Rückzug, kalt-feuchtes Klima und sogar Wiederbewaldung mit sich brachte. Die pollenanalytischen Untersuchungen von H. REICH (1953) im bayrischen Alpenvorlande, welche eine Deutung der Schieferkohlen von Großweil-Ohlstadt (Isargletscher) und Pfefferbichl

## Der Ablauf der Würmvereisung im Salzach- und Innvorlandgletschergebiet

Versuch einer Gliederung und Parallelisierung

	Salzachgletscher	Inngletscher	Schotterstufen im Innggebiet	Nordische Vereisung
Früh- Würm	Tenglinger Stad. Rückzug ins Gebirge Aurignac-Interstad.	Überfahr. W I-Mor. Rückzug ins Gebirge Aurignac-Interstad.		Stettiner überf. Moräne Aurignac-Interstad.
Haupt- Würm	Unterweißenkirch. Außenphase Nunreuther Hauptphase Radegunder Hauptphase	Ayinger Außenphase Kirchseeoner Hauptphase Ebersberger Hauptphase	Neustadler  Aicher  Trauntaler Rauschinger	Brandenburger Stadium Frankfurter Stadium
Spät- Würm	Lanzinger Phase mit Ollerdinger Eisrandtal Tittmoninger Eis- stausee (465—475?)  Schmelzwasserseen I (440 m) II (410—420 m) v. Salzburg-Titt- moning Rückzugsmoränen von Pfarrhof b. Teisendorf	Ölkofner Phase mit Leizach-Gars- Talzug. Edlinger Eisstausee (obere Stufe)  Rosenheimer See  Rückzugsmoränen von Stephanskirchen	Ebinger  Wörther Pürtner	Pommersches Stad. mit Urstromtal  Baltischer Eissee usw.
End- Würm			Gwenger Niederndorfer	Salpausselkä I-III

(Gliederungen nach C. TROLL 1924, P. WOLDSTEDT 1950, J. KNAUER 1935, W. KOEHNE 1916).

(Lechgletscher) als interglazial ermöglichen, haben allerdings keine Hinweise auf dies Interstadial gegeben. Im hangenden Schotter fand sich ein Mammutzahn.

Einordnung des Aurignac-Interstadials in globale Zusammenhänge. Wie sich dieses Interstadial in die globalen Zusammenhänge einordnen würde, zeigen die jüngsten Veröffentlichungen von P. WOLDSTEDT (1950) für die nord-europäische und von R. F. FLINT (1953) für die nordamerikanische Vereisung. Auch in Norddeutschland finden sich neuerdings Anzeichen für eine überfahrene Vorrückungsphase. Es handelt sich dabei um die Stettiner Stauchmoränen, die eine Grundmoränen-decke tragen. Dem anschließenden Interstadial (Aurignac-Interstadial?) gehört wahrscheinlich die Rixdorfer Fauna (bei Berlin), wieder eine *Elephas-primigenius*-Fauna, an. Das Aurignac-Interstadial entspricht der Hauptverlehmszone im „Jüngeren Löß“. Es liegt zeitlich zwischen dem überfahrenen Vorrückungsstadium und dem Brandenburger Stadium. Dem Aurignac-Interstadial entspricht in Nordamerika das Brady-Intervall, das durch Bodenbildungen und überfahrene Wälder gekennzeichnet ist. M. PFANNENSTIEL (1951) rechnet im östlichen Mittelmeergebiet dem „Würm I-Stadium“ die post-tyrrhennische Regression zu, mit einer Absenkung des Meeresspiegels von etwa 100 m.

Ungeklärte Fragen. Außer der noch nicht übereinstimmenden Einordnung der Spiezer Schwankung P. BECK's stellt sich einer Wiederaufnahme der Laufenschwankung im nördlichen Alpenvorland, wie schon erwähnt, die Auffassung O. AMPFERER's

(1907—1909) entgegen — und die A. PENCK's seit 1922 — daß in dem großen Komplex der „Mittelterrasse“ des inneralpinen Innaltales nur interglaziale und nicht interstadiale Bildungen zu sehen sind. A. PENCK übertrug diese Auffassung auch auf die übrigen Alpentäler, und die österreichischen Quartärforscher (SEEFELDNER, PIPPAN u. a., nach freundlicher mündlicher Mitteilung) halten mit guten Gründen daran fest, auch für das inneralpine Salzachtal. Besonders die große Mächtigkeit der einschlägigen Bildungen (300 m) spricht dort mehr für ein Interglazial als für ein Interstadial, ohne entscheidend zu sein. Tektonische Vorgänge haben im Salzachtal mitgewirkt. Wenn z. Zt. der Laufenschotterablagerung die Alpen bis an den Rand vereist waren, wofür das gehäufte Auftreten des Mammut spricht, so ist das Fehlen des Laufenschotters im inneralpinen Salzachtal wohl erklärbar. Nach einer freundlichen brieflichen Mitteilung von P. BECK, 1954, hat die Bildung der Spiezter Interstadialschotter (Laufenschotter) einen Eisschwund von 600—650 m zur Voraussetzung. Nimmt man einen ähnlichen Wert für das Salzachgebiet an, so müßte die Eisoberfläche in der Gegend von Salzburg nur mehr in 400—450 m gelegen haben (Stadt Salzburg 425 m).

#### Schriftenverzeichnis

- AMPFERER, O.: Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Innal. - Zs. f. Gletscherkunde **2**, 1907/08. - - Über die Entstehung der Innaltalrassen. - Ebendort **3**, 1908/09.
- BECK, P.: Über den eiszeitlichen Aaregletscher. - Mitt. naturw. Ges. Thun 1932. - - Über das schweizerische und das europäische Pliozän und Pleistozän. - Ecl. geol. Helv. **26**, 1933. - - Bericht über die außerordentliche Frühjahrsversammlung der Schweiz. Geol. Ges. in Thun 1938. - Ebendort **31**, 1938.
- BRÜCKNER, E.: Die Vergletscherung des Salzachgebietes. - Geogr. Abh. **1**, Wien 1886.
- BÜDEL, J.: Die Klimaphasen der Würmeiszeit. - Die Naturwissenschaften **37**, 1950.
- EBERS, E.: Über erloschene Seen im Salzachgletschergebiet. - Mitt. Geogr. Ges. München **25**, 1932.
- FLINT, R. F.: Recent advances in North American Pleistocene stratigraphy. - Eiszeitalter und Gegenwart **3**, 1953.
- FUGGER, E.: Das Salzburger Vorland. - Jb. k. k. geol. R. A. **49**, 1899.
- GRIPP, K.: Müssen gewisse jungeszeitliche Endmoränenzüge im nördlichen Alpenvorland und in Norddeutschland als vom Eise überfahren angesehen werden? - Mitt. geogr. Ges. Lübeck **40**, 1940.
- KNAUER, J.: Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. - Abh. geol. Landesuntersuchung am bayerischen Oberbergamt **21**, München 1935. - - Widerlegung der Einwendungen K. TROLL's gegen die Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit. - Mitt. geogr. Ges. München **30**, 1937. - - Über das Alter der Moränen der Zürichphase im Linthgletschergebiet. - Abh. geol. Landesuntersuchung am bayerischen Oberbergamt **33**, München 1938. - - Zur Theorie der überfahrenen Würm-Moränen. - Mitt. d. Reichsstelle f. Bodenforschung **34**, 1941. - - Über die zeitliche Einordnung der Moränen „Zürich-Phase“ im Reußgletschergebiet. - Geogr. Helv. **2**, 1954.
- KOEHNE, W.: Bl. Ampfing Nr. 675. - Erläuterungen zur Geol. Karte d. Königreichs Bayern 1:25 000. München 1916.
- LÜDI, W.: Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. - Veröff. geobot. Inst. Rübel in Zürich **27**, 1953.
- MACHATSCHKE, F.: Die Literatur zur alpinen Eiszeitforschung. **2**, 1935/36.
- MICHELER, A.: Verwitterungshorizont der Würm I-Phase bei Ob im Lechgebiet. - Naturforschende Gesellschaft Augsburg 1948.
- A. PENCK - E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
- PFANNENSTIEL, M.: Quartäre Spiegelschwankungen des Mittelmeeres und des Schwarzen Meeres. - Vierteljahresschrift naturf. Ges. Zürich **96**, 1951.
- RATHJENS, C.: Über die Zweiteilung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorlande. - Pet. Mitt. 1951.
- REICH, H.: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil—Ohlstadt und Pfefferbühl im Bayerischen Alpenvorland. - Flora **140**, 1953.
- SCHAEFER, J., GRAUL, H., BRUNNACKER, K.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. - Geol. Bav. **18**, 1953.
- SCHERTZ, E.: Bericht über die außerordentliche Frühjahrsversammlung der Schweiz. Geol. Ges. in Thun, 1938, S. 189.

- SCHMIDT, M.: Rückzugsstadien der Würmvergletscherung im Argengebiet. - Schriften des Vereines f. Geschichte d. Bodensees **40**, Lindau 1911. - - Erläut. geol. Spezialkarte von Württemberg, Bl. Ravensburg, Nr. 175, Stuttgart 1931.
- SEEFELDNER, E.: Entstehung und Alter der Salzburger Ebene. - Mitt. Ges. f. Salzburger Landeskunde **94**, 1954.
- SIMON, L.: Kleine Beobachtungen am Laufenschotter des Salzachgletschergebietes. Ein Beitrag zur Nagelfluhbildung. - Abh. geol. Landesuntersuchung bayr. Oberbergamt **18**, 1935.
- SOERGEL, W.: Der Klimacharakter des Mammut. - Paläont. Zs. **22**, 1940.
- TROLL, C.: Der diluviale Inn-Chiemseegletscher. - Stuttgart 1924. - - Die sog. Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang. - Mitt. geogr. Ges. Ges. München **29**, 1936.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - Stuttgart 1950.
- Einschlägige Kartenblätter des Topogr. Atlas von Bayern 1 : 25 000 Nr. 746, 747 (Tachinger-Waginger See) und anschließende Blätter (Nr. 723, 724, 745).

Manusk. eingeg. 10. 1. 1955.

Anschrift der Verfasserin: Dr. Edith Ebers, Haunshofen bei Stat. Diemendorf, Oberbayern.

## Weitere Beiträge zur Kenntnis des Spätglazials

Von HUGO GROSS, Bamberg

**Zusammenfassung:** Einige während und nach der Drucklegung meines Aufsatzes über das Alleröd-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung (1954) veröffentlichte Arbeiten und sonst bekannt gewordene Befunde werden zur Vervollständigung meines Aufsatzes auf den Stand von Ende 1954 ausgewertet und einige Berichtigungen vorgenommen, insbesondere für die Karte und die Übersichtstabelle.

**Summary:** Some papers published during and after the printing of my treatise of 1954 concerning the Alleröd interstadial and some statements otherwise made known are evaluated in order to supplement my above paper, especially its map and table, by the close of the year 1954.

1. Das Alleröd-Interstadial: Neue Vorkommen sind: in Dänemark Valensgaard Mose auf Bornholm (Johs. IVERSEN 1954 Pl. XI), in Belgien Vivier Fagnoul (Fagne Wallone O von Botrange) nach F. FLORSCHÜTZ und E. VAN OYE mit geringen Pollenwerten von *Alnus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus* und *Corylus* (wohl durch den Bohrer verschleppt) und höheren von *Pinus*, *Betula* und *Salix* (J. SAUVAGE 1954); in Deutschland: bei Elmshorn NW von Hamburg (R. HALLIK & E. GRUBE 1954); Brothener Ufer bei Travemünde (P. RANGE 1951). In Österreich: Egelseegebiet (Salzach-Vorlandgletscher) NO der Stadt Salzburg (Eva von LÜRZER 1954. Alleröd mit Laacher-See-Tuff im Kirchhain-Amöneburger Becken im Raume Marburg-Gießen an 1 Fundstelle bei Kirchhain und an 2 Fundstellen bei Plausdorf (H. D. LANG 1954); meine Angabe (Abb. 1 und S. 192) „Moor im Grunewald bei Berlin“ ist zu streichen, da sie auf einer ungenauen Information beruht, es soll sich um Staubschichten, die nichts mit Laach zu tun haben, in wärmezeitlichen Moorschichten handeln.

2. Das Bölling-Interstadial: Meine Angabe (1954 S. 195), daß dieses Interstadial den dänischen Fachleuten noch problematisch sei, beruht auf einem Mißverständnis meines Gewährsmannes. Herr Dr. Johs. IVERSEN teilte mir (durch Brief vom 3. 12. 54) mit, daß er auf der vegetationsgeschichtlichen Konferenz in Kopenhagen 1953 „zwei neue, gründlichere Pollendiagramme aus anderen Profilen vom Böllingsee demonstrierte, wodurch die Bölling-Oszillation klar bewiesen wird, und es wurden keinerlei Bedenken in der Diskussion vorgebracht (vergl. Johs. IVERSEN 1954 S. 94 und Pl. X und I. BRANDT 1954). Wie mir Herr Dr. IVERSEN weiter mitteilte, hat „K. FAEGRI später von seinem Bröndmyr-Interstadial Abstand genommen. Neue Untersuchungen sollten aber in Jaeren ausgeführt werden“. Undeutlich ist das Bölling-Interstadial in einem Pollendiagramm bei Elmshorn im Altmoränengebiet NW von Hamburg registriert (R. HALLIK & E. GRUBE 1954). In einem Spätglazialdiagramm aus dem Egelseegebiet NO der Stadt Salzburg (Eva von LÜRZER 1954) ist nach sehr langer waldloser Phase eine geringe Wärmeschwankung Ib (mit erster Birkenausbreitung, erstem Fichtenvorstoß und vorübergehender NBP-Abnahme) registriert, die nach Ansicht der Verfasserin nichts mit dem Ib des Nordens zu tun hat; sie dürfte aber doch der Bölling-Schwankung entsprechen.

Von der Fundstelle Poggenwisch bei Ahrensburg i. Holst. mit Artefakten der Hamburger Kultur Stufe II ist von R. SCHÜTRUMPF (1954) das Pollendiagramm zur 6. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Segeberg vom 20.-25. 9. 54 fertiggestellt worden; nach diesem Pollendiagramm ist das Bölling-Interstadial etwas jünger, als unsprünglich angegeben war, nämlich etwas jünger als die Fundschicht der Hamburger Stufe II, für die in Washington mit einer verbesserten C<sup>14</sup>-Methode (mit Verwendung von Azetylen statt des festen Kohlenstoffs) die Zeitstellung 15150 ± 350



Jahre vor heute = ca.  $13200 \pm 350$  v. Chr. ermittelt worden ist (A. RUST 1954); damit ist also ein Terminus post quem für das Bölling-Interstadial festgestellt, der nach H. SCHMITZ beträchtlich jünger als die Hauptmoräne des Pommerschen Stadiums ist (H. GROSS 1954 S. 194, 195), so daß das Bölling-Interstadial nicht in eine W II/III-Schwankung fallen kann.

3. Die Älteste Dryaszeit: Die Jüngere Hamburger Kultur Stufe II von der Poggenwisch bei Ahrensburg gehört also nach R. SCHÜTRUMPF (1954) wie die Ältere Hamburger Kultur (I) in den waldfreien Abschnitt I SCHÜTRUMPF = Ia IVERSEN des Spätglazials; „die dazu gehörigen Pollenspektren unterscheiden sich jedoch von denen aus der Älteren Hamburger Stufe durch bereits niedrigere Nichtbaumpollenprozentage, was auf jüngeres Alter hinweist“. Für die Ältere Hamburger Kultur (I) ist inzwischen (nach briefl. Mitteil. von Herrn Dr. A. RUST vom 22. 11. 54) in Washington durch die  $C^{14}$ -Bestimmung die Zeitstellung  $15800 \pm 800$  Jahre vor heute = ca.  $13800 \pm 800$  v. Chr. ermittelt worden, sie gehört also weder in ein W I/II-, noch in ein W II/III-Interstadial, denn die Älteste Dryaszeit ist nach den Befunden von H. SCHMITZ bei Heiligenhafen und Travemünde beträchtlich jünger als die Hauptmoräne des Pommerschen Stadiums (H. GROSS 1954 S. 195). Der Eisrückzug von einer etwas jüngeren Moräne als Moräne M ist von E. H. DE GEER (1951, 1954) auf Grund einer Warvenmessung (in der Ziegelei Bunte Kuh bei Lübeck) und -konnektierung mit S-Schonen mit 15730 Jahren vor heute = ca. 13800 v. Chr. datiert; zwischen dem Beginn der Ältesten Dryaszeit und dem Beginn des Eisrückzugs von der Hauptmoräne M liegen noch jüngere Endmoränen des Pommerschen Stadiums und in diesen Interstadialbildungen, es muß also der Eisrückzug von der Hauptmoräne M erheblich vor dem Meiendorfer Datum ( $15800 \pm 800$  vor heute) erfolgt sein.

Das von H. SCHMITZ bei Heiligenhafen pollenanalytisch untersuchte Profil, das mit der Ältesten Dryaszeit (2 oder 3 Proben) beginnt, ist am Ansatzpunkt der Nehrung Steinwarder unmittelbar hinter dem Strandwall abgebohrt; etwa 700-800 m westlich und südlich davon stehen Endmoränenzüge an, die nach K. GRIPP Stauchendmoränen sind; es liegen keine Anzeichen dafür vor, daß die untersuchten Beckenabsätze durch Vorschüttungssande oder Fließerden bei der Bildung der jüngeren Endmoränen berührt wurden (H. SCHMITZ, briefl. Mitteil. vom 26. 3. 54). Die von H. SCHMITZ bei Heiligenhafen untersuchte spätglaziale Schichtenfolge ist nach den geomorphologischen Übersichtskarten von G. SEIFERT (1954) jünger als der E-W-Eisvorstoß der Eisabbauphase III, der dort und auf Fehmarn den „oberen“ Geschiebemergel hinterließ; seine Richtung hat G. SEIFERT durch die Untersuchung des mikroskopischen Geschiebemergelkornggefüges ermittelt. Für die älteste Eisabbau-Phase I hat G. SEIFERT einen N-S- bzw. NE-SW-Vorstoß, für die Phase II einen gehemmten N-S-Vorstoß und einen lokalen W-E-Vorstoß festgestellt. Es liegt also die Vermutung nahe, daß die jüngste Phase III der gotiglaziale Eisvorstoß im Sinne von G. und E. H. DE GEER ist, dessen Beginn G. DE GEER mit ca. 13200 v. Chr. = 15150 Jahre vor heute datiert hat; ist diese Vermutung richtig, so müßte der gotiglaziale Eisvorstoß noch vor  $15800 \pm 800$  Jahren vor heute = ca.  $13800 \pm 800$  v. Chr. = Zeitstellung der Meiendorfer Kulturschicht der Ältesten Dryaszeit begonnen haben, wenn bei Heiligenhafen die Älteste Dryaszeit von derselben Länge wie in Meiendorf erfaßt ist.

Nun hat G. H. BRÜCKNER (1954) Artefakte der Jüngeren Hamburger Kultur (II) wie bei der Fundstelle Poggenwisch bei Ahrensburg i. Holst., also  $15150 \pm 350$  Jahre alt, nicht abgerollt in der Küstensteilwand beim Ostseebad Grömitz (am NO-Strand der Lübecker Bucht S von Heiligenhafen) in 4-4,80 m Tiefe in der fast senkrechten Grundmoränenwand gefunden; er nimmt daher, den Kieler Geologen, R. SCHÜTRUMPF (1954) und A. RUST (1954) folgend, an, daß hier ein Renntierjägerlager der genannten Kultur von einem Inlandeisvorstoß überfahren sei, nach R. SCHÜTRUMPF (1954) in der

Ältesten Dryaszeit zwischen  $15150 \pm 350$  Jahren vor heute und dem Bölling-Interstadial. Dieser Eisvorstoß müßte jünger sein als die Eisabbau-Phase III von G. SEIFERT bei Heiligenhafen. Es ist nicht bekannt, daß eine Gletscherzunge der Eisabbau-Phase III oder eine etwas jüngere das Gebiet von Grömitz überfuhr. Es muß daher, wie ich schon 1954 (S. 204) ausgeführt habe, mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß die Grömitzer Artefakte durch eine Schichtenstörung im Zusammenhang mit Tieftauen von verschüttetem Toteis sekundär in die Grundmoräne geraten sind; derartige Rutschungen sind ja im Spätglazial außerordentlich häufig gewesen. Es ist daher unbedingt notwendig, durch die Untersuchung des makro- und mikroskopischen Geschiebemergelkorngefüges des Grömitzer Grundmoränenprofils festzustellen, ob es wirklich ungestört ist. Auch in diesem Falle wäre der Fund von Grömitz außerordentlich wichtig, da er erstmals einen Inlandeisvorstoß im absoluten Zeitmaß zu datieren ermöglichen würde.

Zeitlich entspricht der Hamburger Kultur NW-Deutschlands aller Wahrscheinlichkeit nach die Kulturhinterlassenschaft an der Schussenquelle in SW-Deutschland, die K. J. NARR (briefl. Mitteil. 1954) in das Spätmagdalénien (VIa, mittlere Phase) stellt. Die 1866 entdeckte Freilandstation ist in 10 Tagen von O. FRAAS (1867) mit „Durchwühlung der Kulturschichte“ ausgegraben worden, wobei leider die Funde nicht schichtenweise getrennt wurden. In einer verdienstvollen Arbeit hat K. BERTSCH (1953/54) erneut versucht, die Zeitstellung dieser ersten auf deutschem Boden entdeckten paläolithischen Fundstelle zu ermitteln. Diese lag nach K. BERTSCH unter dem Rande des Würmeises zur Zeit seiner größten Ausdehnung und war nach seinem Abrücken von einem Eisstausee bedeckt, der nach S erst abfließen konnte, als der Eisrand nach Eschach S von Ravensburg gerückt war (Stadium W III, zeitlich dem Pommerschen Stadium entsprechend). K. BERTSCH nimmt an, daß sogleich nach dem Trockenfallen des Schussenquellengebiets die Renntierjäger-Station entstand, so daß diese in die letzte Stufe der letzten Eiszeit (W III) vor 23000 Jahren gehört.

Gegen diese Datierung sprechen aber geologische und paläontologische Befunde. Erstens mußte zunächst die Schlucht der Schussenquelle im Kies erodiert werden, zweitens mußte am Boden dieser Schlucht durch Tieftauen eines verschütteten Toteisblocks im Untergrund die von steilen Kieswänden umgebene Grube entstehen, die mit den petrographisch so verschiedenen Fundschichten ausgefüllt war und daher auf O. FRAAS (1867 S. 58, 59) den Eindruck „einer von Menschenhand gegrabenen Grube“, d. h. einer Abfallgrube oder eines Kehrichthaufens machte. Für die Deutung der Grube als Toteisloch (im voralpinen Vereisungsgebiet für die Moorgeologie anscheinend eine große Seltenheit) sprechen folgende Befunde: an ihrem Rande wurde eine halbbearbeitete Rengeweihstange zerbrochen unter einem 5-6 Zentner schweren erratischen Block gefunden; die ca. 1,20-1,50 m mächtige Kalktuffbank ist über der Grube tief eingedellt; der Torf im Hangenden ist mit Kies von der Wasserscheide teilweise bedeckt (vergl. Tafel II bei O. FRAAS 1867; Abb. 2 von K. BERTSCH l. c. hat diese Befunde nicht berücksichtigt). Nach den Erfahrungen in Norddeutschland begann das Tieftauen verschütteter Toteisblöcke erst geraume Zeit nach dem Abrücken des Inlandeises von der Hauptmoräne des Pommerschen Stadiums (W III). Drittens handelt es sich um eine Freilandstation wie bei der Hamburger Kultur. Viertens sprechen die faunistischen und botanischen Befunde gegen ein hochglaziales (Schluß von W III) und für ein nicht zu hohes spätglaziales Alter: Elch (K. BERTSCH l. c. S. 23), Braunbär (O. FRAAS l. c. S. 66), Vielfraß und Froschreste (O. FRAAS l. c. S. 64, 65, 68); von Glazialpflanzen kommen nur *Potentilla aurea* und *Betula nana* vor, alle Moosarten kommen noch heute in Oberschwaben vor; ein stricknadelförmiges Holzgerät (O. FRAAS l. c. S. 73) stammt vielleicht von *Hippophaë*! Eine pollenanalytische Datierung war nicht möglich, da der Blütenstaub in den fast 90 Jahre im Museum trocken aufbewahrten von Kalktuffsand durchsetzten Moosproben infolge dieser Aufbewahrungsart fast vollstän-

dig sekundär zerstört war. Nur in einem Moostuff und darunterliegendem Ton, die sehr wahrscheinlich der Fundschicht entsprechen, konnte F. FIRBAS (1949 S. 347) ein brauchbares Pollenspektrum ermitteln: *Salix* 26,20%, *Betula* 38,10%, *Pinus* 35,70% (etwa 1 *Pinus*-Pollenkorn je Präparat 18 x 18 mm), NBP 461,50% (Gramineen 1040%, Cyperaceen 2550%, *Varia* 930%, Farne 2,20% und *Hippophaë* oder *Helianthemum* 9,50%). Dieses Pollenspektrum zeigt eine waldlose Tundrenzeit an, wahrscheinlich ihren Endabschnitt, wenn die 9,50% von *Hippophaë* herrühren; vor allem sprechen Elch, Vielfraß und Braunbär dafür<sup>1)</sup>. Schließlich spricht die Zunahme der Beimischung von Kalktuffsand über der Tonschicht am Grunde bis zur Bildung einer 1,20-1,50 m mächtigen Kalktuffbank (durch Herauslösung des Kalks aus dem fluvioglazialen Kies der Umgebung) für eine fortschreitende Klimabesserung.

Das Magdalénien VIa der Schussenquelle hat F. FIRBAS (1949 S. 347) nicht, wie K. BERTSCH (l. c. S. 19) irrtümlich angibt, in die Zeit zwischen 12000 und 10000 v. Chr. gestellt, sondern noch in die „Zeit der waldlosen Glazialvegetation“ (Diagrammzone Ia) auf Grund des obigen Pollenspektrums. Dieses stimmt gut mit den Pollenspektren von Fundstücken der Älteren Hamburger Kultur I von Meiendorf und Stellmoor (F. FIRBAS 1949 S. 347) überein. Die Zeitstellung des Rentierjägerlagers an der Schussenquelle dürfte also kaum nennenswert (sicher nicht 7000 Jahre) vor der des Rentierjägerlagers Meiendorf liegen. Eine Nachprüfung dieser Datierung durch die C<sup>14</sup>-Bestimmung von Rengeweihestücken von der Schussenquelle ist dringend erwünscht.

Ist die Zeitstellung des Rentierjägerlagers an der Schussenquelle ca. 16000, die der Station Andernach ca. 12000 Jahre vor heute, so müßte das Spätmagdalénien VIa in Deutschland nicht weniger als ca. 4000 Jahre gedauert haben! Das steht im Widerspruch zu einigen C<sup>14</sup>-Daten aus Frankreich (H. GROSS 1952, S. 82): eine Kulturschicht aus dem oberen Périgordien oder (weniger wahrscheinlich) sehr altem Magdalénien in Lascaux 15848 ± 1200 Jahre vor heute, also ebenso alt wie das Magdalénien VIa von der Schussenquelle! Entweder ist ein Fehler bei der C<sup>14</sup>-Datierung der Kulturschicht von Lascaux in Chicago oder (weniger wahrscheinlich) der Kulturschichten von der Poggenwisch und Meiendorf (beide in Kalkgyttja) in Washington gemacht worden, es sei denn, daß die datierte Kulturschicht von Lascaux von einer rückständigen Gruppe aus der Zeit des Hochmagdalénien stammt. Auch die drei C<sup>14</sup>-Datierungen einer und derselben Magdalénien-Kulturschicht ohne Angabe der Stufe (France I-III) sind sehr widerspruchsvoll (11110 ± 480 bis 15848 ± 1200 Jahre vor heute). Es sind also weitere Datierungen ungestörter französischer Magdalénien-Schichten mit verbesserten C<sup>14</sup>-Methoden dringend erforderlich.

4. Das sogen. „Masurische Interstadial“. Mitten in späteiszeitlichen Sandern, die z. T. später zu Endmoränen aufgestaucht wurden, finden sich, wie E. W. GUENTHER (1954) festgestellt hat, mitunter Ablagerungen von Stillwasser mit spärlicher Molluskenfauna; im Zusammenhang mit solchen Schichten wurde bei Preetz in Holstein das Schädelfragment eines Elchs und bei Schlutup in der Nähe von Lübeck (von mir

<sup>1)</sup> Wie mir Herr Dr. G. LANG-Karlsruhe brieflich (1. und 5. 3. 55) mitgeteilt hat, konnte Herr Studienrat WALL-Buchau 1953 durch neue Grabungen einen Rest der von O. FRAAS 1866 untersuchten Schichtenfolge an der Schussenquelle auffinden; nach der vorläufigen pollenanalytischen Untersuchung gehört die Hauptfundsicht unter der Kalktuffbank tatsächlich, wie schon F. FIRBAS festgesellt hat, der Ältesten Dryaszeit Ia an, aber ohne *Hippophaë*, sondern mit *Helianthemum* cf. *alpestre*, dessen Pollen 1935 noch nicht vom *Hippophaë*-Pollen unterschieden wurde; *Hippophaë* tritt erst über der Kalktuffbank am Grunde der oberen Braunmoostorfschicht auf, in der Fruchtschuppen von Baumbirken vorkommen und Baumpollen in den Pollenspektren überwiegt (Ib). Ausreichendes Material für die C<sup>14</sup>-Datierung wird zur Verfügung gestellt.

1954 irrtümlich für Preetz angegeben) ein Riesenhirsch gefunden, wie schon vor etwa 50 Jahren von P. FRIEDRICH. Beide Tiere sind keine ausgesprochenen arktischen Formen und sprechen wie die genannten Süßwasserbildungen für eine vorübergehende Klimabesserung, also ein Interstadial. Diese Funde sind nach E. W. GUENTHER (1954) jünger als die Hauptmoräne M im Sinne von K. GRIPP und älter als die letzten Eisvorstöße, die Schleswig-Holstein erreichten. In Ostholstein hat P. RANGE (1951) interstadiale pflanzenführende Süßwasserbildungen in Vorschüttandsen der Schlutupener Endmoräne und unter Sanddecke gestaucht am Ostrand der Endmoräne W von Eutin gefunden; beide Endmoränen sind ebenfalls jünger als die genannte Hauptmoräne M. Die Frage ist nur die, ob die Stauchwirkung in diesen Fällen direkt vom „lebenden“ Inlandeisrand oder indirekt durch Druck auf große schuttbedeckte Toteisfelder ausgeübt worden ist.

In Ostholstein ist eine zuverlässige Ermittlung der Randlage des Pommerschen Stadiums (wichtig für die relative Altersbestimmung der dortigen Interstadialbildungen) leider immer noch nicht gelungen. Der beste Kenner der Geologie der Umgebung von Lübeck, P. RANGE (1951) nimmt die Endmoräne dieses Stadiums zwischen Lübeck und Travemünde (im Raume Schwartau—Herrenfähre bei Lübeck) an; von dort verläuft sie nach P. WOLDSTEDT (1950 S. 42) zunächst in nördlicher, dann in westlicher Richtung weiter.

Die erwähnten Bildungen entsprechen in jeder Hinsicht fossilführenden Ablagerungen, die die Hauptmasse des sogen. „Masurischen Interstadials“ darstellen. Sie sind also nicht auf Masuren beschränkt, hier aber auf dem sehr hügeligen Gelände am häufigsten, das in der Abschmelzphase des Pommerschen Stadiums ausgedehnte schuttbedeckte Toteisfelder trug, in Norddeutschland aber nicht nur auf dieses Abschmelzgebiet beschränkt, sondern gelegentlich auch im angrenzenden älteren Bereich der Weichselvereisung zu finden ist. Viele liegen zu Tage, andere sind am Rande oder ganz mit Grundmoräne oder Sand und Kies bedeckt. Das von B. KÖRNKE entdeckte Inster-Interstadial im nördlichen Ostpreußen liegt, wie ich mich durch den Augenschein überzeugt habe, auf grauer Grundmoräne wie die „Masurischen Interstadialbildungen“ und meistens unter rotbrauner Grundmoräne, seltener unter Kamesbildungen und ist ganz zweifellos jünger als das Pommersche Stadium. Auch die zu Tage liegenden fossilführenden Ablagerungen des Daniglazials, die älter als die Zone Ia der zusammenhängenden Pollendiagramme sind, stammen aus der Zeit einer vorübergehenden Klimabesserung; am zweckmäßigsten könnte man sie als Daniglaziales (oder Pommersches) Interstadial zusammenfassend bezeichnen. Zwischen dem Frankfurter und dem Pommerschen Stadium, wie immer noch bisweilen das „Masurische Interstadial“ eingestuft wird, ist bisher noch nicht eine einzige interstadiale Ablagerung einwandfrei nachgewiesen, ebenso wenig zwischen dem Brandenburger und Frankfurter Stadium; im Bereich der Abschmelzphase des Brandenburger und Frankfurter Stadiums kam stellenweise noch spätglaziales Tieftauen von Toteis vor. Im Hochglazial konnte sicher die abkühlende Wirkung der Inlandeismasse etwaige vorübergehende Milderungen des Allgemeinklimas im Periglazial aufheben und so die Bildung fossilführender Ablagerungen verhindern; Interstadiale waren sicher nur vor und nach einem Hochglazial möglich.

##### 5. Das Two Creeks Forest Bed-Interstadial in Nordamerika.

Die Richtigkeit der  $C^{14}$ -Datierung dieses Interstadials ist von E. ANTEVS zu Unrecht angezweifelt worden. Der Durchschnitt von 5 Altersbestimmungen von Holz aus diesem Interstadial durch W. F. LIBBY in Chicago (mit Verwendung von festem C) ergab  $11404 \pm 350$  Jahre vor heute; die Altersbestimmung von Holz vom gleichen Fundort durch H. E. SUSS in Washington (mit Verwendung von  $C_2H_2$ ) ergab als Durchschnitt von 2 Messungen  $11410 \pm 180$  Jahre (Science Vol. 120, 1954, S. 472).



## Schriftenverzeichnis

- BERTSCH, K.: Die zeitliche Stellung der Renntierjäger an der Schussenquelle. - Schr. d. Ver. f. Geschichte d. Bodensees u. s. Umgebung **72**, H., 19-30, 1953/54.
- BRANDT, I.: Late-glacial macroscopic plant remains from Böllingsö. - Danmarks Geol. Unders. II. R. Nr. **80**, 156-158, 1954.
- BRÜCKNER, G. H.: Artefakte der Jüngeren Hamburger Stufe in einer Grundmoräne bei Ostseebad Grömitz. - Meyniana (Kiel) **2**, S. 191, 192, 1954.
- DE GEER, E. H.: Conclusions from C<sup>14</sup> and DE GEER's chronology, Dani-Gotiglacial, with datings. - Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. **73**, 557-570, 1951. - - Skandinaviens geokronologi.-Ibid. **76**, 299-329, 1954.
- FRAAS, O.: Die neuesten Erfunde an der Schussenquelle bei Schussenried. - Jahresh. d. Ver. f. vaterländ. Naturk. in Württemberg **23**, 48-74, 1867.
- GROSS, H.: Die Radiokarbon-Methode usw. - Eiszeitalter u. Gegenwart **2**, 68-92, 1952. - - Das Alleröd-Interstadial als Leithorizont usw. - Ibid. **4/5**, 189-209, 1954.
- GUENTHER, E. W.: Diluviale Säugetierfunde in Schleswig-Holstein und ihre zeitliche Einordnung. - Autorreferat eines Vortrags in Bad Segeberg am 21. 9. 1954.
- HALLIK, R., & GRUBE, E.: Spät- und postglaziale Gytja im Altmoränengebiet bei Elmshorn. - N. Jb. f. Geol. u. Pal. Mh. **8**, 315-322, 1954.
- IVERSEN, Johs.: The late-glacial flora of Denmark and its relations to climate and soil. - Danmarks Geol. Unders. II. R. Nr. **80**, 87-119, 1954.
- LANG, H. D.: Ein Alleröd-Profil mit eingelagertem Laacher-See-Tuff bei Marburg/Lahn. - N. Jb. f. Geol. u. Pal. Mh., 362-372, 1954.
- LÜRZER, Eva von: Das Spätglazial im Egelseegebiet (Salzach-Vorlandgletscher). - Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol. **3**, 83-90, 1954.
- RANGE, P.: Neue spätquartäre pflanzenführende Ablagerungen in der Umgegend von Lübeck. - Manuskript.
- RUST, A.: Jungpaläolithische Artefakte in Würm-Grundmoränen Schleswig-Holsteins und ihr C<sup>14</sup>-Alter. - Autorreferat eines Vortrages auf der Jahresversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Bad Segeberg am 22. 9. 1954.
- SAUVAGE, Jacqueline: Palynologie et pétrographie de tourbes et de sédiments de la Cuvette parisienne et des Ardennes. - Mém. Service de la carte géol. d'Alsace et de Lorraine Nr. 12, 71 S., 1954.
- SCHÜTRUMPF, R.: Das Spätglazial. - Autorreferat eines Vortrags auf der Jahresvers. der Deutschen Quartärverein. in Bad Segeberg am 21. 9. 1954. - Dieses Jahrb. S. ...
- SEIFERT, G.: Geschichte des Eisabbaus in Ostwagrien und Fehmarn. - Autorreferat eines Vortrags in Bad Segeberg (mit 3 Karten), 1954.

Manusk. eingeg. 10. 2. 1955.

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



## Über eine Verlandungsfolge weichsel-interstadialen Alters in Harksheide bei Hamburg

Von R. HALLIK, Hamburg.

Mit 5 Abb. und 2 Tabellen.

Mitteilung Nr. 18 aus dem Geologischen Landesamt Hamburg.

**Zusammenfassung.** Ein aufgrund der Lagerungsverhältnisse — im Liegenden Eem, im Hangenden Solifluktionsschutt — in ein Weichsel-Interstadial eingestuftes Vorkommen organogener Bildungen wird beschrieben. Es läßt sich ein vollständiger Verlandungszyklus feststellen. Dieser Umstand und das pollenstatistische Bild der Vegetationsentwicklung zeigen auch unabhängig von den Lagerungsverhältnissen, daß es sich um Bildungen einer selbständigen, in sich abgeschlossenen Warmphase handelt. Es ergibt sich das vollständige Bild eines Weichsel-Interstadials von der beginnenden Einwanderung der Vegetation bis zu den ersten Anzeichen einer neuerlichen Lichtung der Bewaldung. Das gewonnene Bild der Vegetationsentwicklung vermittelt eine Vorstellung von der Amplitude der Klimaoszillation. Diese hat höchstens das Ausmaß der Allerödschwankung erreicht.

Ein zweites unvollständiges Profil ist nach den Lagerungsverhältnissen und dem Pollendiagramm mit dem ersteren gut vergleichbar und daher ebenfalls als Weichsel-Interstadial anzusehen.

**Summary.** Near Harksheide north of Hamburg in a boring organogenous lake-sediments and peat were found which in accordance with their stratigraphical position in the profile must have developed during a warmer period of the Last Glaciation — i. e. the Weichsel-Glaciation. There fore these Weichsel-Interstadial deposits are bound at the bottom by organogenous layers of the Eem-Interglacial. They are separated from these by a sand layer which is regarded as periglacial solifluction material. The boundary at the top is also formed by sand which corresponds with the solifluction deposits of the Weichsel-Glacial known in this area.

Two facts substantiate the age and give proof of the almost undisturbed conservation of this interstadial profile: 1.) there is a younger complete organogenous series; 2.) the development of vegetation shows differences in climate ranging from cool to a moderate warming-up and again to a renewed cooling off. The amplitude of the climatic oscillation has hardly reached the extend of the Alleröd-Interstadial.

The pollen-statistical diagram is neither comparable with the early Weichsel-Glacial nor with the Late Glacial.

Die Kenntnis von den organogenen Bildungen eines oder mehrerer Interstadiale der Weichselvereisung ist zwar nicht sehr jung, trotzdem aber mehr als lückenhaft. Es bestehen sogar — vor allem in Süddeutschland — Meinungsverschiedenheiten darüber, ob während der letzten Vereisung überhaupt eine oder mehrere wärmere Perioden vorhanden waren, die eine Rückwanderung der Vegetation und die Bildung organogener Sedimente ermöglicht haben könnten (BÜDEL 1950, BRUNNACKER 1953, GRAUL 1953, SCHAEFER 1953, FREISING 1954).

Im Bereich der nordeuropäischen Vereisung scheinen die Verhältnisse — vielleicht dank der Großräumigkeit des glazialen Geschehens — etwas klarer zu sein. Obgleich auch hier das Vorhandensein sicher nachgewiesener Interstadiale, bekundet durch organogene Bildungen, in vielen Fällen angezweifelt wird. Das bezieht sich in erster Linie auf ältere Angaben, z. B. auf das sogenannte Masurische Interstadial oder auch das Interstadial von Smidstrup in Dänemark. Eine zusammenfassende Darstellung des bisher über die Interstadiale der Weichsel-Eiszeit Bekannten hat zuletzt WOLDSTEDT (1954) gegeben. Von den Funden jüngerer Datums wäre als erstes Interstadial das von Hengelo-Waarbeek in Holland (v. D. VLERK & FLORSCHÜTZ 1950) zu nennen. Besonders in den letzten Jahren haben sich dann Angaben über ähnliche Bildungen auch in Nordwestdeutschland gehäuft. Von SELLE (1952, 1954) liegen Beiträge aus Nedden-Averbergen und Örel sowie aus Vechelde vor; DITTMER (1954) beschreibt ein Vorkommen

aus Nordfriesland, und GUENTHER (1951) fand Anzeichen einer wärmeren Phase mit entsprechender Fauna bei Preetz in Schleswig-Holstein, die jünger als die M-Moräne und älter als die letzten Vorstöße der Weichselvereisung in Schleswig-Holstein ist. Auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung 1954 berichtete KOLUMBE über ein Vorkommen weichsel-interstadialer organogener Bildungen aus Loopstedt bei Schleswig.

Mit Ausnahme der Vorkommen von Hengelo-Waarbeek und Vechelde kann man aber bei den genannten noch von keinem schlüssigen Nachweis eines Interstadials sprechen. Dazu wäre erforderlich, daß neben den Lagerungsverhältnissen die Entwicklung der organogenen Sedimente und der sedentären Bildungen sowie der Vegetation einen in sich abgeschlossenen vollständigen Zyklus aufzuweisen hätten. Beim Vorkommen von Vechelde erscheint das Fehlen einer limnischen Phase eigenartig. Doch kann das mit der besonderen Lage dieses Bohrpunktes in Zusammenhang stehen. Die ältesten bekannt gewordenen Funde in Schleswig-Holstein stammen von P. FRIEDRICH (1905, 1909), MENZEL (1910) und STRUCK (1901, 1909<sup>1)</sup>.

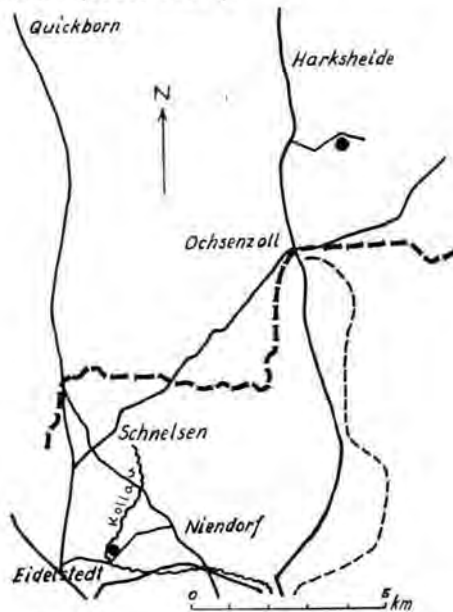


Abb. 1. Lage der Interstadial-Vorkommen.

In der vorliegenden Mitteilung sollen zwei weitere Vorkommen organogener Bildungen vorgelegt werden, deren Alter als Weichsel-Interstadial gesichert erscheint. Von diesen ist das erstere durch seinen Aufbau in besonderem Maße geeignet, eine grundlegende Stellung unter den bisher bekannt gewordenen Interstadialvorkommen einzunehmen. Es handelt sich um zwei Lokalitäten, in denen in Verbindung mit organogenen Junginterglazialvorkommen (Eem) — im Hangenden derselben — weitere limnische und telmatische Schichten angetroffen wurden, die noch nicht dem Spät- oder Postglazial angehören können. Es sind dieses: die Siedlung Falkenberg bei Harksheide nördlich von Hamburg und die Siedlung Waldfrieden an der Kollau bei Hamburg-Niendorf (Abb. 1).

Bei Harksheide wurden vom Geologischen Landesamt Hamburg zwei Bohrungen in einem Abstand von 1 m ausgeführt, die beide im Profil als auch im Pollendiagramm gut übereinstimmen. Dabei wurden unter Beachtung aller Vorsichtsmaßnahmen und

<sup>1)</sup> Die Hinweise auf diese Veröffentlichungen verdanke ich Herrn Prof. Dr. K. Gripp.

unter ständiger Kontrolle fortlaufend gekernte Proben entnommen. Das erbohrte Profil hat folgenden Aufbau:

1. 0.00 bis 0.60 m Sand, bräunlich;
2. „ 1.75 m Sand, gelblich, z. T. mit Kies;
3. „ 1.95 m *Sphagnum*-Torf, *Eriophorum*, z. T. Braunmoos, oberste Probe mit sehr feinem Sand;
4. „ 2.00 m Übergangstorf;
5. „ 2.05 m Mesotropher? Flachmoortorf, *Sphagnum*, Braunmoose, *Carex*-Radizellen, *Comarum*, *Menyanthes*;
6. „ 2.10 m Nasse Lage, *Myriophyllum*;
7. „ 2.20 m *Sphagnum*-Torf, Braunmoos, *Eriophorum*, *Scheuchzeria*;
8. „ 2.30 m Mesotropher? Übergang, *Sphagnum*, Braunmoos, *Typhaceae*;
9. „ 2.35 m Limnisch-telmatischer Übergang, *Nymphaeaceae*, *Typhaceae*, *Carex*-Radizellen, *Comarum*, *Menyanthes*;
10. „ 2.60 m Grobdetritus-Gyttja, oben wenig Sand, nach unten zunehmend; *Nymphaeaceae*, *Typhaceae*, *Comarum*, *Menyanthes*, *Myriophyllum*, *Pediastrum* (im unteren Teil);
11. „ 3.00 m Sand, fein-mittel;
12. „ 3.20 m Sand, braun, aufgearbeiteter Torf, Feinkies;
13. „ 3.65 m Bruchwaldtorf;
14. „ 3.75 m *Thelypteris*-Torf;
15. „ 6.85 m Gyttja, stark ockerhaltig, von 4.20—4.60 mit Konkretionen;
16. „ 7.30 m Sand, Kies.

Hier zeigen sich zwei selbständige Verlandungsfolgen, von denen auch die obere einen vollständigen, abgeschlossenen Zyklus aufweist, der allerdings einmal durch eine Rekurrenz unterbrochen wird, die — wie aus dem Pollendiagramm (Abb. 3) hervorgeht — klimatisch bedingt zu sein scheint.

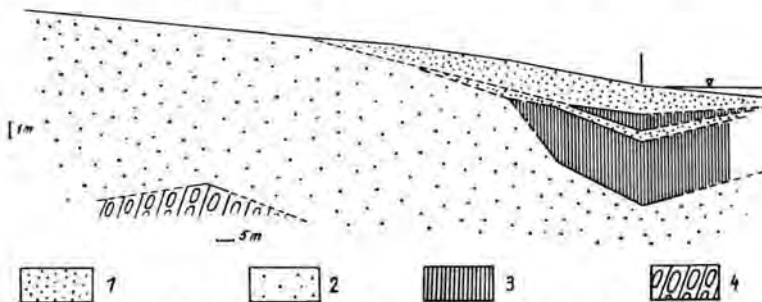


Abb. 2. Durch Bohrungen ermitteltes Profil des Vorkommens bei Harksheide. 1 = Periglaziale Fließerde, 2 = Sande des Warthe-Stadiums, 3 = Organogene Bildungen, 4 = Geschiebelehm.

Eine eingehendere Erörterung der Lagerungsverhältnisse ist für die Beurteilung der Bedeutung dieses Profils erforderlich. Wie aus Abb. 2 ersichtlich, liegt das Vorkommen im Untergrund einer kleinen Senke, deren tiefste Stelle von einem kleinen Teich eingenommen wird. Das bearbeitete Profil ist unmittelbar am Teichrand (ca. +32.5 m NN) entnommen worden. Nach den Seiten steigt das Gelände auf einer Strecke von ca. 160 m um 4.5 m an. Es liegen hier also für die ungestörte Erhaltung der organogenen Bildungen besonders günstige Verhältnisse vor, da ja eine derartige kleine Senke eher einen lokalen Sedimentationsraum als ein Erosionsgebiet darstellen wird.

Die heutige Morphologie wird allerdings nicht dem Zustand während der Bildung der interglazialen und interstadialen Schichten entsprechen. Ein gewisses Ausmaß einer nachträglichen Sackung der organogenen Bildungen muß unbedingt berücksichtigt wer-

den. Periglaziale Bodenbewegungen, die zu einer Zerstörung des obersten Teiles der liegenden Interglazial-Ablagerungen geführt haben, zeigen sich darin, daß die Interglazialfolge schon mit dem Beginn des *Pinus*-Anstieges im pollenstatistischen Diagramm endet. Das Frühglazial fehlt auch hier, wie das meistens der Fall ist. Außerdem ist an der Basis der oberen Verlandungsserie eine wenige Zentimeter dicke Schicht zusammengeschwemmten tonig-sandigen Materials mit der Pollenführung des Interglazials zu finden.

Im Hangenden wird die obere Verlandungsfolge durch teilweise humose Sande mit einer gewissen Kieskomponente abgeschlossen. Auch hier handelt es sich wenigstens zum Teil um periglaziale Umlagerungserscheinungen, durch die ein Teil der organogenen Bildungen zerstört sein könnte. Es liegt hier demnach eine organogene Serie vor, die im Liegenden von eem-interglazialen Bildungen (von diesen durch eine Sandlage, deren Entstehung periglazialen Bodenbewegungen zuzuschreiben wäre) und im Hangenden

Tabelle 1: Weitere, im Diagramm nicht aufgeführte Pollen- und Sporentypen des Profils bei Harksheide (absolute Zahlen).

Probe Nr.	Ranunculaceae	Campanulaceae	Polygonum bistorta	Caryophyllaceae	Chenopodiaceae	Typhaceae	Menyanthes	Myriophyllum alterniflorum	Comarum	Nuphar	Umbelliferae	Compositae	cf. Scabiosa	Rosaceae	Drosera	Scheuchzeria	Oenotheraceae	Osmunda	Preridium	Lycopodium	Filices
8																			3	1	
9																			1		3
9a		1																			
10														1							
11	1																				2
12							1				1			1	1	12					
13							1		1												1
14				1										1							
15		1						1				1								2	1
16											1	2		1							
17						1						1								1	4
18				2		1					1		1	1							
19						2	2				2	1	1					1	3		3
20	1					2	1		1	1	3										
21				2		3	1		1		2			1			1				1
22	1			3		8			1	1	2	2		4							5
23	2			3	1	11		4	3		1	2		2					1		2
24		1	1	5	1	6		3				3		4						1	2

durch ebenfalls periglazialen Solifluktionsschutt begrenzt wird. Damit ergibt sich eine Altersstellung, wonach diese Serie jünger als das Eem einschließlich des Frühglazials und älter als endweichseleiszeitlich ist.

Wie bereits angedeutet, kann dieser Beweis für ein weichsel-interstadales Alter allein noch nicht befriedigen. Ein Vergleich des Pollendiagramms von Harksheide mit denen des Weichselfrühglazials und des Spätglazials kann erst die Altersdeutung der Vollständigkeit näherbringen.

Um ein Weichselfrühglazial (HALLIK 1952) kann es sich nicht handeln, denn 1.) liegt am Ende des Eem-Interglazials in diesem Profil ein eindeutiger Stillstand der sedimentären Bildungen, ja sogar eine teilweise Zerstörung derselben vor; 2.) beginnt der neue Sedimentationszyklus mit einer Gytjtja, die besonders im unteren Teil reich an mineralogen Beimengungen ist; sie ist demnach in einer Zeit dürftiger Vegetationsbedeckung entstanden; in die gleiche Richtung weist auch der hohe relative Anteil der NBP im Pollendiagramm (Abb. 3); 3.) ist im Pollendiagramm, wenn auch nicht vollständig, so doch zur Genüge angedeutet, durch die Entwicklung der Vegetation ein Klimaverlauf von kühl über ein sehr schwach ausgeprägtes Optimum zu einer erneuten Abkühlung abzulesen.

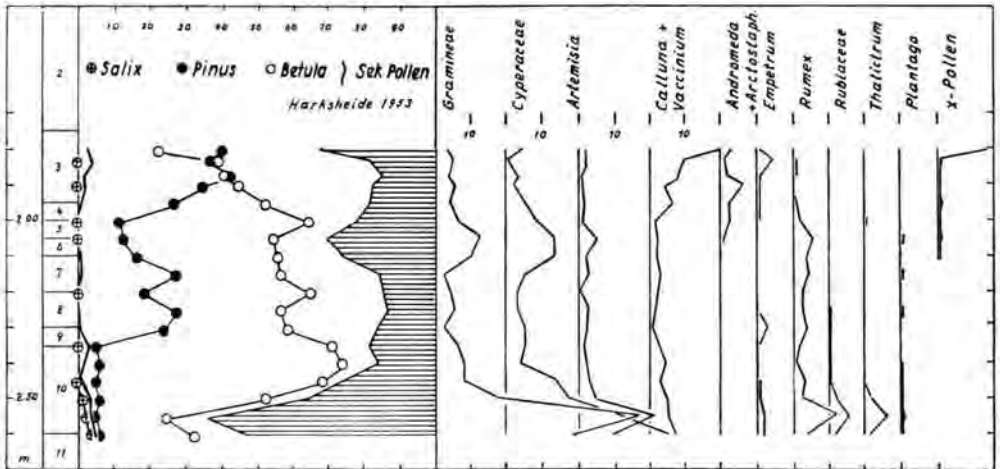


Abb. 3. Pollendiagramm des Interstadial-Vorkommens Siedlung Falkenberg bei Harksheide. (Unter Benutzung der allgemein üblichen Signaturen).

Die Unterschiede gegenüber den zahlreichen bekannten Diagrammen des Spätglazials sind ebenfalls recht bezeichnend: Wohl am auffälligsten ist das sehr schnelle, fast vollständige Verschwinden von *Salix*. Allochthoner und wahrscheinlich auf Ferntransport zurückzuführender Pollen (im Diagramm dick ausgezogene Linie) ist fast geschlossenen durch das ganze Profil vertreten. Bezeichnenderweise fehlen ausgesprochen tertiäre Typen. Unmittelbar auf eine waldlose bis waldarme Phase folgt ein ausgesprochenes *Betula*-Maximum. Es wäre durchaus anzunehmen, daß die geringen Pollenfrequenzen von *Pinus* (um 5%) ebenso wie *Picea*, *Alnus* und andere in dieser Schicht nur aus dem zerstörten Teil des liegenden Eem-Interglazials stammen. Dieser Übergang von der waldarmen Phase zur *Betula*-Phase, die an den ersten Abschnitt des Alleröd-Interstadials erinnern könnte, tritt hier im Gegensatz zum Spätglazial sehr abrupt ein. Daß es sich nicht um das Alleröd-Interstadial handeln kann, geht ferner daraus hervor, daß der im oberen Teil des Profils auftretende *Pinus*-Anstieg dann bereits der präborealen Klimaperiode des beginnenden Postglazials angehören müßte, wofür alle sonstigen Anzeichen fehlen. Gänzlich unverständlich wäre dann schon das Auftreten des *Picea*-



Pollens; einerlei, ob dieser als ferntransportiert oder als sekundär umgelagert anzusehen wäre.

Wenn überhaupt bei dem geringen, bis jetzt vorliegenden Material ein Versuch unternommen werden kann, das vorliegende Profil mit anderen als wechsel-interstadial erkannten zu vergleichen, so wäre dies am ehesten mit dem von Vechele (SELLE 1954) möglich. Doch zeigen sich auch hier insofern Schwierigkeiten, als in Vechele ein dreimaliges *Pinus*-Maximum zu erkennen ist, während in Harksheide nur zwei zu finden sind. Es ist durchaus möglich, daß in Harksheide der oberste Teil der organogenen Bildungen — die dem dritten *Pinus*-Maximum in Vechele entsprochen hätten — durch die Einwirkung periglazialer Bodenbewegungen zerstört worden ist.

In beiden Fällen zeigen sich aber im Hangenden der Serie Anzeichen für ein Kühlerwerden des Klimas und ungefähr in der Mitte des Profils ein durch die Zunahme des relativen Anteils der NBP angedeuteter Rückgang der an sich wohl lockeren Bewaldung (Maxima der Gramineen, Cyperaceen, *Artemisia*, *Rumex*, *Plantago*). Im Profil Harksheide beginnt an dieser Stelle ein Pollentyp aufzutreten, der im Frühglazialprofil von Lüneburg (HALLIK 1952) als „*Rhamnus frangula*“ bezeichnet war (im vorliegenden Profil x-Pollen). Diese Bestimmung wird wohl falsch sein, so daß dieser Pollentyp für eine Deutung der Vegetationsverhältnisse ohne Bedeutung bliebe, wenn sich nicht gerade in dem Profil aus Lüneburg gezeigt hätte, daß es sich um ein Vegetationselement aus dem Bereich der subarktischen Waldgrenze zu handeln scheint. Hier erreicht derselbe sein maximales Vorkommen in der obersten Probe.

Der Anstieg der NBP-Kurve im obersten Teil des Diagramms beruht zu einem gewissen Teil auf der Zunahme der Ericaceen. Das kann die Folge von deren lokaler Ausbreitung auf dem *Sphagnum*-Moor sein und wäre somit noch nicht beweisend. Unterstützt wird die Annahme einer fortschreitenden Lichtung der Bewaldung durch eine gleichzeitige Zunahme des sekundären Pollens — hier wird wiederum ein Teil des *Pinus*-Pollens dazu zu rechnen sein. Als weiteres Anzeichen eines Rückganges der Vegetationsbedeckung und gleichzeitig als Erklärung für das Auftreten des sekundären Pollens findet sich im obersten Teil des Profils die bereits erwähnte Sandbeimengung.

Außer dem im Diagramm dargestellten Baumpollen fanden sich — mehr oder weniger vereinzelt auftretend — Pollentypen thermophiler Elemente. Diese sind im Diagrammbild (Abb. 3) als sekundärer und ferntransportierter Pollen mit der dick

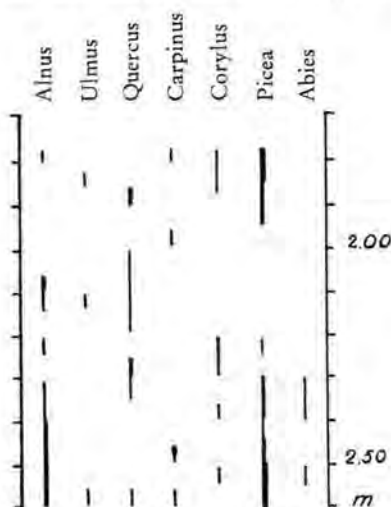


Abb. 4. Verteilung des sekundären Pollens im Profil bei Harksheide.

ausgezogenen Linie gekennzeichnet. Deren Verteilung im Einzelnen ist in Abb. 4 dargestellt. Im unteren Teil des Profils, in der Gytjtja, ist ihr Auftreten als umgelagerter Pollen verständlich, zumal ja die minerogene Komponente auf die Möglichkeit der Einschwemmung hindeutet. Dasselbe trifft auch für den obersten Teil des Profils zu. In den rein autochthonen Schichten muß der vereinzelt auftretende Pollen als Ferntransport angesehen werden, obgleich eine brauchbare Deutung bei dieser eigenartigen Zusammensetzung nicht ohne weiteres zu finden ist.

Erwähnenswert ist auch das relativ häufige Auftreten einer abgewandelten Form des *Empetrum*-Pollens im obersten Teil des Diagramms. Dieser tritt als Dyade auf, bei der die für die Ericales typischen Falten noch vorhanden sind. Durch einen Vergleich mit rezentem Material konnten die Dyaden als *Empetrum* identifiziert werden. Eine eingehende Bearbeitung dieser eigenartigen Formen hat Herr Dr. G. ERDTMAN übernommen. Weitere, in den Diagrammen nicht aufgeführte Pollen- und Sporentypen sind in den beiden Tabellen zusammengefaßt. Auch diese enthalten z. T. sicher sekundäres Material.

Eine Gliederung des vorliegenden Interstadial-Profiles in Phasen der Vegetationsentwicklung vorzunehmen, stößt auf einige Schwierigkeiten. Vor allem entstehen Unsicherheiten in der Bewertung der *Pinus*-Verteilung. Die klimatischen Verhältnisse werden, bedingt durch die wohl nicht allzu ferne Inlandeisfläche, vielleicht nicht mit denen des Postglazials in Nordfinnland direkt vergleichbar sein. Zudem ist die Frage der vorherrschenden Windrichtungen während des Weichselglazials nicht gelöst. Sie ist aber im Hinblick auf den Ferntransport von Pollen von Bedeutung. Man wird aber doch die von AARIO (1944) getroffenen pollenanalytischen Feststellungen in den waldlosen bis waldarmen Gebieten Nordfinnlands nicht übersehen dürfen, wenn zur Frage der *Pinus*-Ausbreitung in Schleswig-Holstein während der Interstadialzeit Stellung genommen werden sollte. Die Beantwortung dieser Frage wäre zunächst noch zurückzustellen.

Es wäre in diesem Zusammenhang nur auf den eigenartigen Befund hinzuweisen, den GUENTHER (1951) in seiner Beschreibung des Elchfundes bei Preetz in Schleswig-Holstein gibt. Wenn auch nur eine mangelhafte pollenanalytische Bearbeitung vorliegt, so ist trotzdem auffallend, daß bei Preetz *Pinus*-Pollen überhaupt nicht gefunden wurde, während dieser in den von DITTMER (1954) aus Nordfriesland beschriebenen

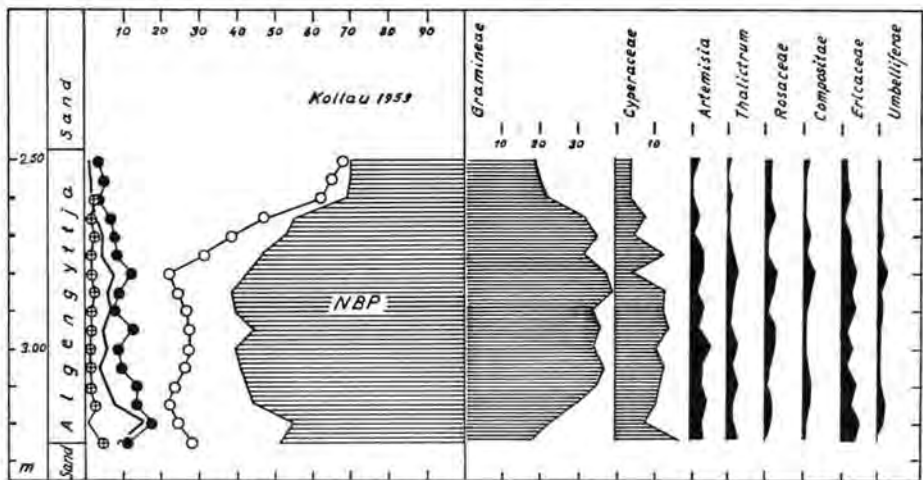


Abb. 5. Pollendiagramm des Interstadial-Vorkommens Siedlung Waldfrieden an der Kollau bei Hamburg-Niendorf (Signaturen wie bei Abb. 3).

Interstadial-Vorkommen angetroffen wurde. Wenn man mit DÜCKER (Vortrag auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung 1954) für die Weichselglazialzeit vorwiegend östliche oder nordöstliche Windrichtungen annehmen wollte, könnte der Befund von GUENTHER verständlich erscheinen. Dabei muß allerdings auch die Frage offenbleiben, ob die vorherrschenden Windrichtungen während der Interstadialzeit dieselben gewesen sein müssen wie zur Zeit einer hochglazialen Periode.

Diese Vergleiche setzen eine Gleichaltrigkeit der interstadialen Bildungen von Vechelde, Harksheide, Nordfriesland und Preetz voraus. Diese ist zwar keineswegs bewiesen, jedoch könnte ihr ein gewisser Grad der Wahrscheinlichkeit zugebilligt werden.

Das Vorkommen an der Kollau in Hamburg besteht — sedimentologisch gesehen — aus einer grauen, feingeschichteten Algengyttja, die weit überwiegend aus Schalen von Süßwasserdiatomeen und *Pediastrum*-Arten besteht. Auch hier finden sich im Liegenden organogene Bildungen des Eem-Interglazials. Es folgt wieder ein z. T. grobkiesiger Sand, weiter die Algengyttja mit einer Mächtigkeit von 0.75 m und schließlich ein kiesiger, schwach toniger Sand als Solifluktionsschutt. Das Pollendiagramm (Abb. 5) ist gut mit dem von Harksheide vergleichbar. Es stellt allerdings nur den untersten waldarmen Teil mit allen hierfür typischen Merkmalen dar. Lagerungsverhältnisse und Vergleichbarkeit der Vegetationsentwicklung mit dem vollständigeren Profil von Harksheide ermöglichen es, auch dieses Vorkommen als Weichsel-Interstadial anzusehen.

Tabelle 2: Weitere, im Diagramm nicht aufgeführte Pollen- und Sporentypen des Profils an der Kollau (absolute Zahlen).

Tiefe	Typhaceae	Helianthemum	Rubiaceae	Empetrum	Rumex	Plantago major	Chenopodiaceae	Ranunculaceae	Comarum	Caryophyllaceae	Oenotheraceae	Campanulaceae	Cruciferae	Polygonum bistorta	Polypodium	Osmunda	Sphagnum	Lycopodium	Filices
2.50	8	1	1	1													5		3
2.55	2		1		1	1									1		2		
2.60	2														2		6		
2.65	13		1		1		1	3									19	1	1
2.70	11		2		2				1	1							25		4
2.75	6		3	1	3												42		1
2.80	16		2	2		1					1						13		4
2.85	39					1													6
2.90	27		3	7	1		1		1	1		1					30	1	3
2.95	37		1	1	1		3			1			1	1	1	1	21		5
3.00	23		1				1		2	2							29		4
3.05	42		1	1			2			3		1		1	1	1	34		
3.10	60		1	1				1	2								34		3
3.15	36		3	1	1		1		2	4				1		2	41		4
3.20	25		2	1	1	1		1			1	1			2	2	23		4
3.25	15		7	2	1	1				2							42		9

Abschließend wäre die Möglichkeit zu erwähnen, daß die als Herningtypus (JESSEN & MILTHERS 1928) bezeichneten Junginterglazial-Profile auf zweierlei Entstehungsmöglichkeiten zurückzuführen sein könnten. Zu einem Teil wird es sich sicherlich um Umlagerungserscheinungen handeln, wie diese von THOMSON (1951) nachgewiesen worden sind. Ein gewisser Teil derselben könnte sich aber nach erneuter Überprüfung vielleicht doch als den Profilen von Harksheide, Vechelde und ähnlichen vergleichbar herausstellen.

#### Literaturverzeichnis

- AARIO, L.: Über die pollenanalytischen Methoden zur Untersuchung von Waldgrenzen. - Geol. Fören. i. Stockholm Förhandl. **66**, S. 337-354, Stockholm 1944.
- BRUNNACKER, K.: Der würmeiszeitliche Löß in Südbayern. - *Geologica Bavarica* **19**, 1953.
- BÜDEL, J.: Die Klimaphasen der Würmeiszeit. - *Die Naturwissenschaften* **37**, 1950.
- DITTMER, E.: Interstadiale Torfe in würmeiszeitlichen Schmelzwassersanden Nordfrieslands. - *Eiszeitalter und Gegenwart* **4/5**, 1954
- FREISING, H.: Gibt es in Hessen drei Würm-Lösse? - *Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver.* **35**, 1954.
- FRENZEL, B. & TROLL, C.: Die Vegetation des nördlichen Eurasiens während der letzten Eiszeit. - *Eiszeitalter und Gegenwart* **2**, 1952.
- FRIEDRICH, P.: Die Grundmoräne und die jungglacialen Süßwasserablagerungen der Umgegend von Lübeck. - *Mitt. geograph. Ges. u. naturhist. Mus. Lübeck*, 2. Reihe, H. 20, 1905.
- FRIEDRICH, P.: Der geologische Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung. - Lübeck 1909.
- GAMS, H.: Neue Beiträge zur Vegetations- und Klimageschichte der nord- und mitteleuropäischen Interglaziale. - *Experientia* **10**, Basel 1954.
- GRAUL, H. & SCHAEFER, J.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. - *Geologica Bavarica* **18**, 1953.
- GUENTHER, E.: Ein eiszeitlicher Elch aus Preetz und die Frage eines Weichselinterstadials in Ost-Holstein. - *Schr.naturw.Vers.Schleswig-Holstein* **25** (Karl-Gripp-Festschrift), 1951.
- HALLIK, R.: Ein „Weichsel-Frühglazial“-Profil in Lüneburg. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* **2**, 1952.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland and Northwest-Germany. - *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, II Raekke Nr. 48, 1928.
- MENZEL, H.: Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit. - *Z. deutsch. geol. Ges.* **62**, Berlin 1911.
- SELLE, W.: Die Interstadiale der Weichselvereisung. - *Eiszeitalter und Gegenwart* **2**, 1952. - - Das Vechelder Interstadial. - *Ebdort* **4/5**, 1954.
- STRUCK, R.: Diluviale Schichten mit Süßwasserfauna an der Untertrave. - *Jb. preuß. geol. Landesanst.* **21**, 1901.
- STRUCK, R.: Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. - *Festschrift zur Begrüßung des XVII. Deutschen Geographentages*, Lübeck 1909.
- THOMSON, P. W.: Das Interglazial von Wallensen im Hiils. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* **1**, 1951.
- VLERK, VAN DER, J. M. & FLORSCHÜTZ, F.: *Nederland in het Jjstijdvak*. - Utrecht 1950.
- WOLDSTEDT, P.: Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - *Eiszeitalter und Gegenwart* **4/5**, Öhringen 1954.

Manusk. eingeg. 5. 2. 1955.

Anschrift des Verf.: Dr. Rudolf Hallik, Geologisches Landesamt Hamburg, Hamburg 13, Rothenbaumchaussee 64a.

## Die untere Grenze von Strukturbodenformen in den Gurktaler und Seetaler Alpen

VON GUDRUN HÖHL, Bamberg

Mit 4 Abb. im Text

**Zusammenfassung.** Auf Grund der im Untersuchungsbereiche bis 1500 m herab verfolgten, zahlreichen Miniatursteinringe wird die Frage aufgeworfen, ob die für den randalpinen Raum in 1800—2000 m Höhe angenommene „klimatische Strukturbodengrenze“ nicht noch eine unterste Zone, nämlich die der Initialformen, einschließen müßte, um wirklich Untergrenze zu sein.

**Summary.** On account of numerous miniature stone networks observed in the examined region down to 1500 metres, the question is raised, whether the „border-line of climatic patterned ground“ — which is supposed to run in an altitude of 1800 or 2000 metres in the zone around the Central Alps — should not include another zone (of the „initial forms“) below the above mentioned line. And the question arises: isn't this the real lower border-line?

Anläßlich meiner Beobachtungen über Doppelgrate in den nordöstlichen Gurktaler Alpen im Jahre 1950 (G. HÖHL 1953) wurde ich auf Miniaturstrukturbodenformen (Steinringe und Steinnetzwerke) aufmerksam. Da die Vorkommen in tieferer Lage festgestellt werden konnten als bisher in der Literatur angegeben, wurden die früheren Begehungen und Aufnahmen im Jahre 1953 fortgesetzt. Als Arbeitsgebiet wurden wiederum die Gurktaler Alpen, diesmal im Bereich der Turracher Höhe, gewählt, wie auch der Nordwesten der Seetaler Alpen. Wenn die Beobachtungen auch nur Ausschnitte aus dieser Landschaft berücksichtigen konnten, so sind sie doch geeignet, ergänzende Bemerkungen über die Verbreitung von Strukturbodenformen am Rande des zentral-alpinen Raumes zu machen.

Bisherige Beobachtungen von Strukturbodenformen in den Ostalpen (Chr. TARNUZER 1909 u. 1911, H. WALDBAUER 1921, N. KREBS 1925 u. 1928, H. KINZL 1928, W. SALOMON 1929, W. MOHAUPT 1932, F. MATTICK 1941, C. TROLL 1944, G. EBERLE 1952) brachten jeweils Beispiele aus Regionen von durchschnittlich 2000 m an aufwärts<sup>1)</sup>. Auf Grund dieser Vorkommen konnte eine untere Grenze der Verbreitung von frostbedingten Materialsortierungen festgestellt werden (H. POSER 1933, J. BÜDEL 1937 u. 1944), die TROLL (1948, S. 5; vgl. auch 1947, S. 163 f. u. 1944, S. 554) „klimatische Strukturbodengrenze“ genannt und für den zentralalpinen Raum in einer Höhe von 2000—2200 m, für den randalpinen Raum bei 1800—2000 m festgelegt hat. Oberhalb dieser sog. klimatischen Strukturbodengrenze ergab sich infolge verschiedener Entstehungsbedingungen und Ausbildungsweise der Strukturformen die Möglichkeit zu deren zonaler Gliederung, indem in einem unteren Gürtel von ca. 2000—2600 m Höhe größere, an starke Wasserdurchtränkung in dem Vorgelände rezenter Gletscher gebundene Steinringe vorherrschen, die dem jahreszeitlichen polaren Typus entsprechen, während in einem oberen Gürtel von ca. 2700 m an zur Hauptsache ausgesprochene Miniaturformen vorkommen, die dem durch den tageszeitlichen Frostwechselrhythmus bedingten tropischen Typus vergleichbar sind (TROLL 1944, S. 655 u. 677; 1947, S. 165). Unterhalb der „klimatischen Strukturbodengrenze“ ganz vereinzelt beobachtete Vorkommen waren durchwegs durch Wasserbedeckung, Höhlenklima oder Gesteinsart begünstigt

<sup>1)</sup> Vorkommen von Struktur- bzw. Streifenboden beobachtet von TARNUZER in 2670 bis 2900 m, Unterengadin; GÖTZINGER (1913) in 1850 m, Schneetalpe; BAEDEKER (1922) in 1850 m, Schneetalpe; KINZL in 2200—2600 m, Silvretta, Ötztal u. Stubai Alpen, Hohe Tauern mit Venediger Gruppe; KREBS in 2000—2500 m, vor allem Schieferalpen; SALOMON in 2600—3000 m, Unterengadin; MOHAUPT in 2300—2800 m, Stubai u. Dolomiten; MATTICK in 2100—2200 m, Zillertal u. Stubai Alpen; EBERLE in 2100 m, Allgäuer Alpen.



(J. SCHADLER 1931, V. CONRAD 1933, K. LEUCHS 1933, MOHAUPT 1932, MATTICK 1941), so daß sie als „extrazonale“ bzw. „azonale“ Strukturbodenvorkommen gesondert gestellt wurden (TROLL 1944, S. 596 f., 1947, S. 163, 1948, S. 105).

Bei meinen Beobachtungen handelt es sich um Miniatursteinringe und -steinnetzwerke, die in einer Region von 2200—1500 m herab verfolgt wurden, um für die tiefer gelegenen Materialsortierungen Vergleichsmaterial mit den Formen an und über der „klimatischen Strukturbodengrenze“ am Rande der Alpen zu bekommen. Diese tiefer gelegenen Frostbodenformen dürfen aber nicht als „extrazonale“ Vorkommen gedeutet werden, was hier dargelegt werden soll. Sie haben neben den beiden Merkmalen einer Größe von 2—10 cm Durchmesser und der Höhenlage über und unter der „klimatischen Strukturbodengrenze“ als weiteres Kennzeichen die Lage außerhalb der Gletschervorfelder (TROLL 1947, S. 652) im Gegensatz zu den von KINZL und EBERLE beschriebenen Vorkommen, aber nicht die Vorzüge aklimatischer Begünstigung. Sie sind jedoch insofern zum Teil durch außergewöhnliche Umstände beeinflusst, als sie nicht nur auf den kleinen Schuttenheiten (den Schneeterrassen), in der Hangschuttdecke, an flacheren Schutthängen in der Umgebung großer Schneeflecke, sondern auch auf den allenthalben vorhandenen Viehtrittpfaden, auf — bis zum Zeitpunkt meiner Begehung Ende Mai — unbegangenen Almwegen, im größeren Umkreis von Almbrunnen und an den durch Straßenbau angeschnittenen bergseitigen Hängen vorkommen. Beobachtet aber wurden sie nicht in direktem Zusammenhang mit den großartig ausgebildeten Erdhülsen, wie sie vor allem am Aufstieg zur Wenzelalpe von Neumarkt aus in den Seetaler Alpen auftreten. Darüber und darunter jedoch konnten die Steinringe wieder verfolgt werden. Wo auch immer durch natürliche oder auch künstliche Voraussetzungen vegetationsfreies Schuttmaterial zur Verfügung steht, unterliegt es durchwegs den Frostwirkungen (vgl. BÜDEL 1937). Daraus ergibt sich auf Schritt und Tritt ein Vorhandensein von Frostbodenformen als Ausdruck von Bodenbewegungen bis in die Waldzone hinein.

Daß der Frost auch in tiefen Lagen bis Ende Mai wirksam ist, konnte an Ort und Stelle im Gebiet der Turracher Höhe beobachtet werden, da noch in der Nacht vom 28. auf 29. Mai starker Frost, mit Neuschnee oberhalb 2000 m, am Ende einer warmen Schönwetterperiode auftrat, durch welchen noch bis in die späten Vormittagsstunden die Lockererde bis 1500 m herunter hochgefroren und die Steinchen hochkant gestellt waren. Wie weit in das Jahr hinein Frostnächte im Gebiet der Gurktaler Alpen und auch Seetaler Alpen auftreten bzw. schon wieder beginnen, läßt sich zum Teil aus den klimatischen Daten für Österreich (R. KLEIN 1909, V. CONRAD 1913, V. PASCHINGER 1937, S. 93 f.) entnehmen, wonach das in 1264 m Höhe gelegene Turrach nördlich der Turracher Höhe (1763 m) im März 27,0, im April 13,6 und noch im Mai 2,7 Frosttage hat und im September die Fröste schon wieder beginnen. Weiterhin weist der südlich der Turracher Höhe gelegene Ort Ebene Reichenau bei 1059 m Meereshöhe im März  $-12,1^{\circ}$ , im April  $-3,5^{\circ}$  und im Mai noch  $-0,6^{\circ}$  als mittlere Minima auf, die dann erst im Oktober wieder Minuswerte erlangen. Die Station St. Lambrecht in den nordöstlichen Gurktaler Alpen hat bei einer Höhenlage von 1036 m im März 22,8, im April 6,8 und im Mai noch 0,7 Frosttage zu verzeichnen, die im September wieder einsetzen. Äußerste Frostgrenzen sind für Turrach der 29. Mai und der 20. Juli, für Ebene Reichenau Mai und Oktober und für St. Lambrecht der 18. Mai und der 17. September. Für die nördlichen Seetaler Alpen könnten nur die Stationen Neumarkt/Steiermark, Hüttenberg und Judenburg herangezogen werden, die für die entsprechenden Monate ähnliche Werte erkennen lassen. Noch wichtiger als Frosttage festzustellen, wäre es, die Frostwechseltage bzw. die Frostwechselhäufigkeit, die für die Bildung von Miniatursteinnetzen Bedingung sind (TROLL 1943, S. 161 ff.; vgl. auch 1941), bei einer Beurteilung der klimatischen Verhältnisse zu Grunde zu legen. Einen Anhaltspunkt

hierfür bietet aber die Arbeit von SCHRÖDER (1912). Nach ihm liegt die Maximalzone der Frostwechselhäufigkeit in den Alpen im Mittel bei 1410 m Höhe, und die Häufigkeit der Schwankungen um den Frostpunkt ist im nördlichen Teil meines Untersuchungsgebietes mit 121—160 Schwankungen, im südlichen Teil mit 81—120 Schwankungen angegeben.

Frühjahr und auch Herbst scheinen also auch hier die wichtige Zeit für die Entstehung der Frostbodenformen zu sein. Darauf deuten zugleich die Vorkommen von Steinringen auf den Almwegen in der Region um 1700 m im Gebiete der Turracher Höhe hin. Von dieser Höhenlage an aufwärts waren die Wege seit dem Herbst nicht wieder begangen. Die Häufigkeit der Steinringe und deren dem tropischen Typus entsprechende Größe von höchstens 10 cm Durchmesser mögen beweisen, daß sie wahrscheinlich der Frühjahrszeit eines Jahres ihre Entstehung verdanken und daß die Bedingungen hierzu durch klimatische Einflüsse und Gesteinsmaterial (vor allem Schiefer in Lockererde) sehr günstig sind. Es handelt sich demnach um rezente, z. T. sogar äußerst kurzfristige Bildungen von Miniatursteinringen. Die Seetaler Alpen waren — im Bereich der Wenzelalpe — im Mai bereits zu sehr begangen, als daß man noch derartige, auf den Wegen als den vegetationsfreien Stellen vorkommende Materialsortierungen in besonders tiefen Lagen hätte feststellen dürfen. Daß dort aber die gleichen tiefen Vorkommen zu beobachten wären, ist nicht zu bezweifeln. Das Gebiet der nordöstlichen Gurktaler Alpen mit Kuhalpe (1784 m), Frauenalpe (2004 m) und Ackerlhöhe (2044 m) wurde anfangs September besucht, so daß keine Aussagen über gleichartige Vorkommen gemacht werden können, obwohl sicher auch hier keine Ausnahme besteht.

Weiterhin fällt auf, daß nicht eventuell eine Abstufung in der Größenordnung bei den Strukturbodenformen von der höheren zur tieferen Lage hin besteht. So, wie es größere Formen von 6—9 cm innerem Durchmesser in 1950 m Höhe gibt, so sind sie auch bei 1740 und 1700 m vorhanden, und ebenso treten Kleinstformen sowohl in den tieferen Lagen als auch in den höheren, hier des öfteren größeren Formen untergeordnet, auf. Es ist daher in dieser Weise kein Nachlassen des klimatischen Faktors zu bemerken, was auch durch die Klarheit der Formen unterstrichen wird. Ebenso können die Materialsortierungen in Einzelformen, wie auch in Vergesellschaftung auftreten, ungeachtet der Höhenlage, wenn auch über 2000 m Höhe Frostmusterböden größeren Ausmaßes häufiger zu beobachten sind. Aber selbst die Vorkommen zwischen 1500 und 1650 m zeigen eine durchaus klare Anordnung von Miniatursteinnetzwerken. Andererseits sind die Schneeterrassen und die sonst von der Vegetation freigelassenen Stellen in der Krummholz- und Almregion sehr oft so klein, daß sich auf ihnen nur eine Einzelform entwickeln kann. Das Gleiche ist in der Waldregion, z. B. am Schoberriegl und am Schöneben Nock, zu beobachten.

Im folgenden seien als Belege für die bisherigen Ausführungen die einzelnen Beobachtungsergebnisse, unterstützt von einigen Bildern aus dem reichen Aufnahmematerial, gebracht. Die Gurktaler und Seetaler Alpen, die sich aus mehreren, durch weite getragene Berghöhensysteme und Rückenniveaus gegliederten Höhenlandschaften mit dem Charakter eines glazial geformten Mittelgebirges (vgl. H. SPREITZER 1951, 1951a, PASCHINGER 1937) zusammensetzen, ragen über die Waldgrenze, die im Mittel bei 1800 m verläuft, auf. Dadurch sind die Voraussetzungen für die klimatische Höhenlage von frostbedingten Materialsortierungen gegeben, die ihrerseits in den verwitterten altkristallinen Schiefen, Phylliten und Gneisen der Hangschuttdecke eine weitere Begünstigung erfahren. Diese genannten Verhältnisse liegen auch in dem ersten Beobachtungsgebiet vor, den nordöstlichen Gurktaler Alpen. Auf der 1784 m Höhe erreichenden Kuhalpe, die unter dem Einfluß des Südwindes ab 1620 m ein Auflockern und allmähliches Zurückbleiben des Waldes zeigt, finden sich in der abgeflachten Gipfelregion zahl-

reiche Miniatursteinringe, zu ganzen Steinnetzwerken zusammengeschlossen. Sie treten auf all den kleinen, ebenen Schneeterrassen der Rückenhöhe und der Abhänge bis mehrere Meter unter dem Gipfel auf. Das Gesteinsmaterial setzt sich aus Quarzphyllit- und Diabasschutt zusammen. Der Durchmesser dieser kleinen einfachen Strukturformen beträgt 5—10 cm. Das Steinnetzwerk ist auf die obersten 1—2 cm der Bodenzone beschränkt, unter welchen sich dann 5—10 cm durch Frosthub völlig steinfreier Boden befindet. Nur unter den Ringen reichen die Steine etwas tiefer in den Boden hinein, wobei sie gelegentlich auch steilgestellt sind. Die Entstehung des Miniatursteinnetzwerkes ist ausschließlich an die Frühjahrsfröste gebunden. Auf der nordwestlich der Kuhalpe gelegenen Frauenalpe waren bis zu 1820 m Höhe infolge der dichten Rasendecke und der starken Begehung dieses Gebietes keinerlei Strukturformen zu erkennen. Unmittelbar am Anstieg zum höheren Gelände im Bereich des 1800-m-Niveaus dagegen sind in den plattigen Schiefen bläulicher Färbung recht schöne Steinringe der gleichen Art und Größe wie an der Kuhalpe zu sehen. Es handelt sich hier um einen Tonschieferzug im Metadiabas. Über dieser bereits über der Waldgrenze befindlichen Region sind im Umkreis der Kuppe und an der Kuppe der Frauenalpe selbst (ab 1990 m) wiederum Strukturböden der gleichen Art zu beobachten, angelegt im Lockermaterial des Metadiabases. Auch auf der südlich anschließenden Ackerlhöhe sind in gleicher Höhenlage kleine Strukturformen zu beobachten.

Bei der Begehung der Westhänge der nördlichen Seetaler Alpen von dem Rücken Perchauer Alm-Oberbergalm-Wenzelalpe (2153 m) und südlich des Grottscher Kars bis zur Kulmer Alpe konnten von 1800 m an im Bereich der Krummholz- und Mattenregion Miniatursteinringe festgestellt werden. Auch hier fanden sich diese Strukturformen auf den kleinen Ebenheiten der Schneeterrassen, mit einem inneren Durchmesser von 3—7 cm und mit 7—10 cm tiefer Lockererde im Kreisinneren. Unter dem Steinring war das Erdreich dichter von Steinen durchsetzt. Gesteinsmäßig handelt es sich hier um verwitterten Glimmerschiefer, Gneis und Amphibolit. Auch hier könnten die sehr häufigen, zugleich aber stark isolierten Vorkommen durch zahlreiche Abbildungen belegt werden.

Im Gebiet der Turracher Höhe führte die eine Begehung entlang der Westseite des Schoberriegls (2204 m) und des Schöneben Nocks (1996 m). Noch in der Lärchenwaldregion, von Fichten und Zirbelkiefern durchsetzt, konnte auch hier stets Miniatursteinnetzwerk beobachtet werden. Es bestand vorwiegend aus bläulich grauem, blättrigem Tonschiefer, dessen flache Verwitterungsstückchen häufig Senkrechtstellung zeigten. Fundstellen waren in diesem Bereich die größeren oder kleineren Schuttflächen nahe den Wassertrögen der Almen im Umkreis des Grünsees. Sie boten aber keine Anhaltspunkte zur Annahme stärkerer Durchfeuchtung, wohl infolge der leicht erhöhten Lage gegenüber der Umgebung, und damit allem Anschein nach keine aklimatische Begünstigung des Sortierungsvorganges. Da die Almen Ende Mai noch nicht wieder bewirtschaftet waren und auch noch kein Viehauftrieb stattgefunden hatte, waren die Strukturbodenbildungen dieses Frühjahrs, die fast nur senkrecht gestellte Steinchen aufwiesen, noch unzerstört. Die Größenverhältnisse schwankten um 5 cm Durchmesser. Die Höhenlage dieser Vorkommen betrug ca. 1775 m. In 1750 m oberhalb des Grünsees fiel in der Nähe eines mächtigen Schuttstromes ein Steinnetzwerk auf einer kleinen Schneeterrasse auf, dessen knapp 3 cm im Durchmesser großer Hauptsteinring einen 2 cm hoch gehobenen Feinerdekern zeigte. Ununterbrochen konnten dann Steinnetzwerke auf den Almwegen am Westhang des Schoberriegls und des Schöneben Nocks festgestellt werden. Sehr schöne Materialsortierung von größeren Steinen bis zur Feinerde ist auf Abb. 1 zu erkennen. Die Höhenlage des ca. 6 cm im Durchmesser großen Steinringes (Pfeil 3), um welchen sich mehrere, etwas kleinere Ringe scharen (Pfeile 1, 2 und 4 bis 7), war in 1740 m am Schoberriegl. Auch am Westhang des Schöneben Nocks waren

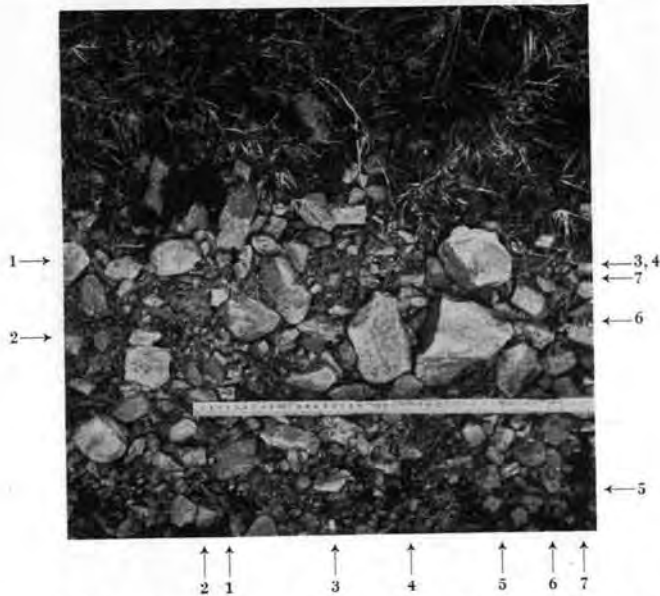


Abb. 1. Steinnetzwerk in 1740 m Höhe am Westhang des Schoberriegls/Kärnten. Materialsortierung in Grünschiefer auf einem Almweg südl. des Grünsees. Lärchenwaldregion. - Aufn. 27. 5. 1953.

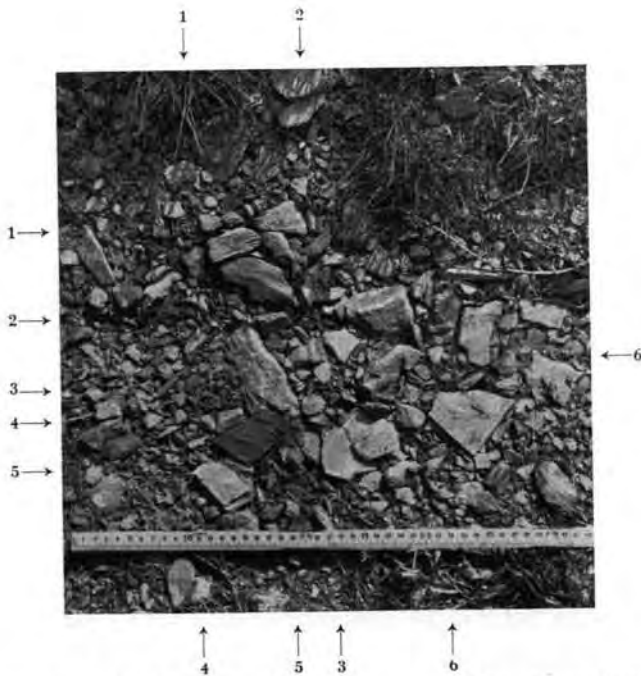


Abb. 2. Steinnetzwerk in 1700 m Höhe auf dem Almweg zur Natzalm am Westhang des Schöneben Nocks/Kärnten. Materialsortierung in Grünschiefer, vielfach Steilstellung. Lärchenwaldregion. - Aufn. 27. 5. 1953.

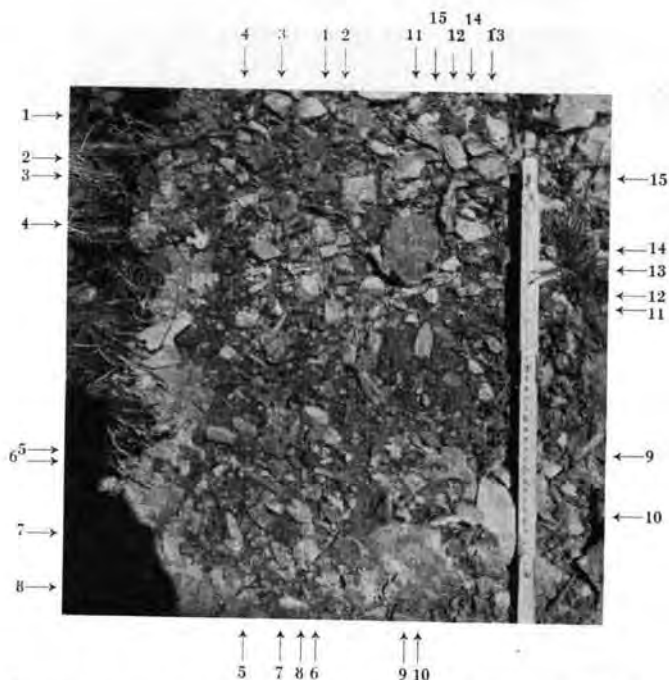


Abb. 3. Frostgeformte Materialsortierungen in 1580 m Höhe. Ebenheit an der Straße Turracher Höhe — Turrach/Steiermark. Gehobene Lockererde. Verschiedentlich Steilstellung der Steine. Aufn. 29. 5. 1953.

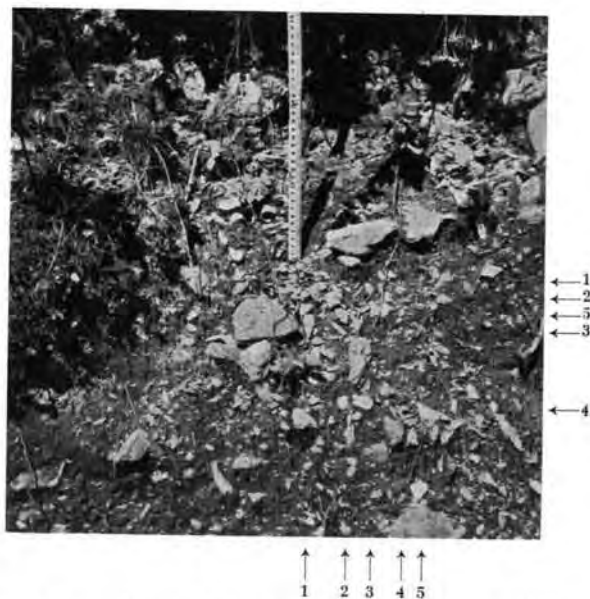


Abb. 4. Initialbildungen frostgeformter Materialsortierung in 1500 m Höhe am Osthang des Steinturrach/Steiermark. Bergseitige Böschung an der Turracher Straße. - Aufn. 29. 5. 1953.



in 1740 m Höhe ausgeprägte Steinnetzwerke vorhanden mit emporgewölbtem Feinerdekern und schräg aufgestellten Steinen. In gleicher Größenordnung, aber in 1700 m Höhe, unterschied sich ein Steinnetzwerk auf dem Almweg zur Natzalm am Westhang des Schöneben Nocks besonders klar und deutlich von den übrigen (Abb. 2). Der Sortierung unterlagen hier 6—10 cm große Grünschieferplättchen, die als äußerer Ring immer kleinere Steinchen umschließen (Pfeil 3). Ein Feinerdekern fehlt diesem wie auch den anderen, z. T. gleichgroßen Ringen (Pfeil 1). Gut ausgeprägt sind auch die Steinringe 4, 5 und 6. Die anderen Vorkommen von Steinnetzwerken in diesem Bereich entsprachen in mehreren Beispielen dem von Abb. 2, hatten aber als Kreisinneres ebenso auch Lockererde.

Die Beobachtungen wurden dann von der Turracher Höhe (1763 m) aus am Osthang des Steinturrach entlang der Straße nach Turrach (1264 m) weitergeführt. Wie schon betont, kamen nach den besonders tiefen Lagen hin vor allem durch den Straßenaufbau geschaffene, bergseitige Hangabschnitte als Schuttflächen in verschiedener Neigung in Frage. Je nach den Böschungsverhältnissen bildeten sich kreisförmige oder ovale bis girlandenförmige Steinfiguren heraus. Die Wirkungen der dem Beobachtungstag (29. Mai) vorausgegangenen Frostnacht waren auf allen Schuttflächen deutlich an Hand hochgewölbter Feinerdestellen und Senkrechtstellung des kleinen plattigen Steinmaterials zu sehen. Derartige Feststellungen wurden in 1650, 1625, 1620, 1600, 1580 und 1500 m gemacht. Als Beispiele davon seien die zwei tiefstgelegenen Vorkommen herausgenommen. In 1580 m Höhe zeigte eine Schuttenheit eine Vielzahl von Sortierungsstellen (Abb. 3), von denen auf die der Pfeile 1, 2, 5, 7 und 11—13 hingewiesen sei. Die gleichen Verhältnisse wie bisher waren bei horizontaler und geneigter Schuttfläche in 1500 m Höhe gegeben. Abb. 4 läßt gleich unterhalb des Maßstabendes einen sehr schönen, bis 2 cm im Durchmesser großen Steinring erkennen (Pfeil 1), um den herum noch weitere angedeutet sind.

Die Strukturbodenvorkommen am Westhang des Spielriegls (2167 m) östlich der Turracher Höhe begannen erst in Lagen über 1900 m, boten aber eine ausgesprochene Übereinstimmung mit den Formen in rund 1700 m. Nahezu in 2000 m Höhe konnte ein ausgedehnter Frostmusterteppich auf einer Schutthalde in der Nähe einer sehr mächtigen Schneeanwehung beobachtet werden, in dem viele kleine Vegetationsinseln, losgerissen von der geschlossenen Mattendecke, wanderten.

Auf weiteren Begehungen an der Ostseite des Rinsenecks (2328 m) südwestlich der Turracher Höhe wurden Steinringformen etwa ab 1840 m in der Nähe der Dichtl-Alm gefunden. Sie waren auf allen vegetationslosen Stellen des Hanges, an welchem ein bedeutender Rasenschlipf im Gange ist, ausgebildet.

Es wurde darauf hingewiesen, daß über und unter der „klimatischen Strukturbodengrenze“ bis 1500 m herab im Bereiche der Gurktaler Alpen Ansätze zur Strukturbodenbildung vorhanden sind, die sich in Größe und Typus nicht wesentlich voneinander unterscheiden. Sie können als Initialformen mit zum Teil recht klarer Ausbildung aufgefaßt werden. Ihre Häufigkeit auf natürlichen wie auch künstlichen Flächen, ihre Größe und Ausbildung veranlassen uns, sie nicht als außerhalb der bisher angenommenen Strukturbodenregion gelegen aufzufassen, sondern sie in den Gürtel der Strukturbodenvorkommen einzubeziehen. Wenn auch einerseits durch die immer dichter werdende Vegetationsdecke eine Einschränkung der für Strukturbodenbildung geeigneten Flächen stattfindet, so ist dennoch der klimatische Faktor für eine Materialsortierung auch in dieser tiefen Region noch ausgesprochen wirksam. Infolge der tiefen Lage kommt hier ein Typus zum Ausdruck, der dem durch den tageszeitlichen Frostwechselrhythmus bedingten Miniaturtypus von Steinringen und Steinnetzen kleinen und kleinsten Ausmaßes entspricht. So könnte, auf Grund der hier dargelegten Beobachtungen, zu der Feststellung einer zweifachen vertikalen Gliederung von Strukturbodenformen

noch hinzugefügt werden, daß eine unterste Zone die der Initialformen der Strukturbodenbildung ist, wiederum im Miniaturtypus wie die oberste. Ihre untere Grenze ist in den Gurktaler Alpen bisher bis 1500 m verfolgt worden.

#### Schriftenachweis

- BAEDEKER, D.: Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. - Geogr. Jahresber. a. Österr. **12**, S. 27. 1922.
- BÜDEL, J.: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. - Pet. Mitt. Erg.heft 229, S. 45 ff. 1937. - - Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. - Geol. Rundschau **34**, S. 482-519. 1944.
- CONRAD, V.: Klimatographie von Kärnten. - Klimatographie von Österreich **6**, S. 30 ff. u. 121 ff. 1913. - - Ein Unterwasser-Strukturboden in den Ostalpen. - Gerlands Beiträge **40**, S. 353 ff. 1933.
- EBERLE, G.: Streifenboden am Aufstieg zum Hochvogel. - Natur und Volk **82**, S. 1 ff. 1952.
- GÖTZINGER, G.: Zur Entstehung und Oberflächengestalt der Plateaus der Schnee- und Veitschalm. - Urania **6**, S. 171 f. 1913.
- HÖHL, G.: Beobachtungen über Doppelgrate in den Ostalpen. - Pet. Mitt. **97**, S. 174-179. 1953.
- KINZL, H.: Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen. - Pet. Mitt. **74**, S. 261-265. 1928.
- KLEIN, R.: Klimatographie von Steiermark. - Klimatographie von Österreich **3**, S. 55 ff., 63 f. u. 173. 1909.
- KREBS, N.: Klimatisch bedingte Bodenformen in den Alpen. - Geogr. Zeitschr. **31**, S. 103. 1925. - - Die Ostalpen und das heutige Österreich **1**, S. 96. - Stuttgart 1928.
- LEUCHS, K.: Steinringbildung im oberen Lechtal. - Geol. Rundschau **24**, 1933.
- MATTICK, F.: Die Vegetation frostgeformter Böden der Arktis, der Alpen und des Riesengebirges. - Beiträge zur Systematik u. Pflanzengeographie **18**, S. 164 ff. 1941.
- MOHAUPT, W.: Beobachtungen über Bodenversetzungen und Kammeisbildungen aus dem Stubai und dem Grödener Tal. - Diss. Hamburg 1932.
- PASCHINGER, V.: Landeskunde von Kärnten. S. 93 f. - Klagenfurt 1937.
- POSER, H.: Das Problem des Strukturbodens. - Geol. Rundschau **24**, 1933.
- SALOMON, W.: Arktische Bodenformen in den Alpen. - Sitz.-Ber. Heidelberger Akad. d. Wiss., Math. Nat. Kl. **5**, S. 1 ff. 1929.
- SCHADLER, J.: Strukturboden (Steinnetze) in der Eislug, Stodertal, Oberösterreich. - Verhdl. Geol. Bundesanst. Wien **9**, S. 205 f. 1931.
- SCHRÖDER, P.: Über die vertikale Verteilung der Temperaturschwankungen um den Frostpunkt in Mitteleuropa. - Diss. Leipzig 1912.
- SPREITZER, H.: Die Großformung im oberen steirischen Murgebiet. - Festschrift J. Sölch, S. 137 ff. Wien 1951. - - Über die Entstehung der Großformen der hohen Gurktaler Alpen. - Carinthia II, **141**. 1951a.
- TARNUZZER, Chr.: Beiträge zur Geologie des Unterengadins. - Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F. **23**, S. 105 f. 1909. - - Die Schuttfacetten der Alpen und des hohen Nordens. - Pet. Mitt. **57**, S. 262 ff. 1911.
- TROLL, C.: Studien zur vergleichenden Geographie der Hochgebirge der Erde. - Bonn 1941. - - Die Frostwechselhäufigkeit in den Luft- und Bodenklimaten der Erde. - Meteor. Zeitschr. **60**, S. 161 ff. 1943. - - Strukturböden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. - Geol. Rundschau **34**, S. 545-694. 1944. - - Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. - Erdkunde **1**, S. 162-175. 1947. - - Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. - Erdkunde **2**, S. 1-21. 1948.
- WALDBAUER, H.: Schutzglättung und Steinströme im Oberengadin. - Pet. Mitt. **67**, S. 195. 1921.
- Manusk. eingeg. 20. 6. 1954.

Anschrift der Verf.: Dr. Gudrun Höhl, Bamberg, Am Zwinger 4 c.

## Kennzahlen für den Feinheitsgrad des Lösses

VON ERNST SCHÖNHALS, Wiesbaden

Mit 10 Abb.

**Zusammenfassung.** Bei der Untersuchung des Lösses spielt die Korngrößenzusammensetzung eine wesentliche Rolle, da man aus der Änderung der Körnung bzw. aus der Feinheit wichtige Schlüsse auf die Entstehung des äolischen Sedimentes ziehen kann. Bei der Ermittlung von Unterschieden in der Feinheit mußte man sich bisher darauf beschränken, einzelne Fraktionen untereinander zu vergleichen. Dieses Verfahren konnte natürlich zu keinen exakten Ergebnissen führen. Die beschriebene Methode erlaubt nun, den Feinheitsgrad in einer einzigen Zahl, der sog. Kennzahl anzugeben. Mit Hilfe der aus den Gewichtsprozenten schnell zu errechnenden Kennzahlen, die allerdings keine absoluten, sondern relative Werte darstellen, ist es möglich, die Änderungen des Feinheitsgrades quantitativ zu erfassen und in Abhängigkeit von anderen Faktoren graphisch darzustellen.

An mehreren Beispielen wird die Anwendung der Kennzahlen näher erläutert. Bei zwei Lößprofilen konnte durch die Kennzahlen eine Abnahme der Feinheit von unten nach oben nachgewiesen werden. Ob dies auch bei anderen Lößprofilen der Fall ist, müssen weitere Untersuchungen zeigen. An drei anderen Beispielen wurde die Änderung der Feinheit mit der Entfernung vom Auswehungsgebiet untersucht. In den drei Gebieten nimmt die Feinheit mit der Entfernung zu und zwar steigt der Feinheitsgrad linear mit dem Logarithmus der Entfernung. Die schnellste Zunahme des Feinheitsgrades erfolgt in der Randzone des Auswehungsgebietes, wo infolgedessen auch die größten Lößmächtigkeiten angetroffen werden. Die Zunahme der Feinheit vom Auswehungs- bis in das Ablagerungsgebiet kann durch eine einzige Kurve zum Ausdruck gebracht werden.

**Summary.** On studying the loess, the particle-size distribution is of great importance, as from the variations in its fineness essential inferences can be drawn concerning the eolian sediments. To find out the differences in the fineness one was restricted so far to comparing the single fractions. Of course, this method could not give exact results. The described new method now allows to indicate the degree of fineness by a single factor, the so-called „Kennzahl“ („characteristic figure“). By means of the „Kennzahl“ — quickly calculated from the weight-percentage —, which, however, do not give absolute but relative values, it is possible to find out the variation of the degree of fineness in quantity and to plot it graphically against other factors.

The use of the „Kennzahl“ is illustrated by several examples. In two loess profiles it was possible, by means of the „Kennzahl“ to prove a decrease of the fineness from bottom to top. Further studies will show, whether this is also the case in other loess profiles. By means of three other examples the variation of fineness was examined as compared with the distance from the original area, from where the loess was blown along. In those three districts the finer fractions increase with the distance, and there the degree of fineness increases in a linear manner with the logarithm of the distance. The most rapid increase of the degree of fineness is in the neighbourhood of the origin area where consequently the greatest thickness of loess is to be found. The increase of the fineness from the origin area to the deposits can be expressed by a single curve.

### I. Einleitung

Wohl bei keinem anderen Lockergestein spielt die Korngrößenzusammensetzung eine so große Rolle wie beim Löß. Seine durch die äolische Entstehung bedingte charakteristische Körnung wird daher fast bei jeder Untersuchung ermittelt, so z. B. wenn es darum geht, festzustellen, aus welcher Richtung der Staub angeweht wurde, oder beim Vergleich der in einem Lößprofil entnommenen Proben. Auch eine Beimischung von Löß in anderen Bodenarten ist in den meisten Fällen durch eine Korngrößenbestimmung zu erkennen. Gegenüber der Körnungsanalyse treten daher chemische und mineralogische Untersuchungsmethoden zurück.

Die Ergebnisse der mechanischen Analyse werden bekanntlich in Gewichtsprozenten angegeben und zur besseren Übersicht häufig als Kurven dargestellt. Die einfachste Art

der graphischen Darstellung ist die Kornverteilungskurve, auch Häufigkeits- und Differentialkurve genannt. Hierbei werden im allgemeinen auf der Abszisse die unterschiedenen Korngrößengruppen auf gleichen Abständen und auf der Ordinate die dazugehörigen Gewichtsprozentage aufgetragen. Durch Verbinden der einzelnen Werte erhält man die Kornverteilungskurve, die in der Fraktion 0,01—0,05 mm ein ausgeprägtes Maximum aufweist<sup>1)</sup> (vgl. die zahlreichen Abbildungen bei J. BEHR & R. KÖHLER 1930 und A. SCHEIDIG 1934).

Es sei jedoch in diesem Zusammenhang erwähnt, daß diese Darstellung nicht ganz richtig ist, und zwar aus folgenden Gründen: Die Korngruppen werden — wie bereits erwähnt — auf der Abszisse mit gleichen Abständen aufgetragen, obgleich sie nicht gleich groß sind. Die Fläche der über den einzelnen Kornspielräumen gezeichneten Rechtecke entspricht dann nicht den Gewichtsprozenten der betreffenden Fraktionen, eine Voraussetzung, die aber erfüllt sein muß, wenn die durch Ausgleich der Rechtecke gewonnene Kurve die tatsächliche Kornverteilung wiedergeben soll. Es wäre daher bei der früher allgemein benutzten und zuweilen auch heute noch anzutreffenden Darstellungsweise eine Berechnung der jeweiligen Ordinate erforderlich, damit die Rechtecke über den in gleicher Länge aufgetragenen Abszissenabständen in ihrer Fläche mit den Gewichtsprozenten übereinstimmen.

Die zweite, heute allgemein übliche Form der Darstellung ist die Summenkurve (Integralkurve). Hierbei wird die Abszisse nach den gewählten Fraktionen unterteilt und auf der Ordinate werden die addierten Gewichtsanteile angegeben. Auf der Abszisse erfolgt im allgemeinen eine logarithmische Teilung mit der Basis 10. Man erhält so für Löss die bekannten charakteristischen Kurvenzüge.

Für viele Zwecke genügt allein die Ermittlung der Korngrößenzusammensetzung und ihre graphische Darstellung, so z. B. wenn festgestellt werden soll, ob es sich bei dem zu untersuchenden Substrat überhaupt um einen Löß handelt. Sehr oft steht man aber vor der Aufgabe, die Korngrößenzusammensetzung in einem mehrere Meter mächtigen Lößprofil zu ermitteln, um festzustellen, ob und wie sich die Körnung bzw. die Feinheit in der betreffenden Lößdecke ändert. Nur sehr selten können jedoch trotz der zahlreichen Körnungsanalysen genauere Angaben über die Änderung der Feinheit gemacht werden, denn die Fülle der Zahlen verwirrt und läßt keinen sicheren Schluß zu über den unter Umständen eingetretenen Wechsel der Körnung. Vor allem ist es nicht möglich, Angaben über das Maß der jeweiligen Schwankungen der Korngrößenzusammensetzung bzw. der Feinheit zu machen. Auch aus der Summenkurve können solche quantitativen Angaben nicht entnommen werden. Die Beantwortung der Frage, ob von zwei Lössen der eine feiner ist als der andere, ist nur dann möglich, wenn eine der beiden Kurven in ihrer gesamten Länge oder zumindest in ihrem größten Teil (im Bereich der feineren Fraktionen) über der anderen verläuft.

Um Körnungsanalysen von Lössen besser miteinander vergleichen zu können, addieren manche Bearbeiter benachbarte Fraktionen und erhalten auf diese Weise weniger Zahlen. So ist z. B. W. FAULER (1936) verfahren, der die 3 feinsten Fraktionen addierte und die erhaltenen Werte für die Beurteilung des Feinheitsgrades zugrunde legte (vgl. Tab. 4). Man muß sich aber hierbei darüber im klaren sein, daß durch die Bildung von solchen Teilsummen und deren Vergleich niemals exakte Ergebnisse über die Änderung der Feinheit erzielt werden können, weil ja nur ein Teil der Korngruppen in Betracht gezogen wird. Wenn jedoch der Feinheitsgrad von Lössen miteinander verglichen werden soll, so müssen in jedem Fall die Werte unter Berücksichtigung aller Korngruppen gewonnen werden. Erst dann kann von einem Feinheitsgrad gesprochen werden.

<sup>1)</sup> Früher wurden die Fraktionen meist folgendermaßen eingeteilt: <0,01, 0,01—0,05, 0,05—0,1, 0,1—0,2, 0,2—0,5, 0,5—1,0, 1,0—2,0 und > 2 mm.



Bei den vor über 10 Jahren durchgeführten Untersuchungen des Verfassers (E. SCHÖNHALS 1952) über den Zusammenhang zwischen Körnung und Kalkgehalt des Lösses wurde versucht, eine Methode zu finden, die es erlaubt, die Feinheit einer Probe in einer einzigen Zahl wiederzugeben. Wenn dies gelang, so war es möglich, aus der Kennzahl für den Feinheitsgrad (F) und aus dem Kalkgehalt (K) den spezifischen Kalkgehalt (Ks) zu berechnen ( $Ks = \frac{F}{K}$ ; Näheres E. SCHÖNHALS 1952).

Eine solche Methode hat E. BLÜMEL (1933) für die Aufbereitungstechnik ausgearbeitet, um die unübersichtlichen Ergebnisse der Siebanalysen in Kennzahlen besser erfassen zu können. Eine Anwendung dieser sehr einfachen Methode mußte auch in der Lößforschung möglich sein, was auch durch die von hunderten von Körnungsanalysen ermittelten Kennzahlen bestätigt wurde. Seit dieser Zeit hat sich die Berechnung der Kennzahl bei den Untersuchungen des Verfassers als äußerst brauchbar erwiesen. Die Methode und ihre Anwendung sollen daher auf den folgenden Seiten näher beschrieben werden.

## II. Die Berechnung der Kennzahl des Feinheitsgrades

Zur Erläuterung der Methode gehen wir zunächst von 3 einfachen Beispielen aus, die nicht den Löß betreffen. Die Substrate sollen nur aus Teilchen <1,0 mm bestehen. Der Kornspielraum sei gleich groß, nämlich 0,1 mm. Die unterschiedliche Zusammensetzung der 3 Proben ist aus den Analysen 1 bis 3 zu ersehen (Tab. 1).

Tabelle 1  
Die Körnung der Substrate der Analysen 1 bis 3

	<0,1	0,1— 0,2	0,2— 0,3	0,3— 0,4	0,4— 0,5	0,5— 0,6	0,6— 0,7	0,7— 0,8	0,8— 0,9	0,9— 1,0 mm
Analyse 1	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10 = 100 Gew. %
Analyse 2	25	20	10	10	10	5	5	5	5	5 = 100 Gew. %
Analyse 3	40	20	10	5	5	5	5	5	5	0 = 100 Gew. %

Bei der Analyse 1 sind alle 10 Fraktionen mit je 10 Gew. % beteiligt. Die Analysen 2 und 3 weisen diese gleichmäßige Körnung nicht mehr auf. Man sieht, daß das Substrat der Analyse 2 eine größere Feinheit hat als das der Analyse 1. Die Probe 3 ist noch feiner als das Substrat der Analyse 2. Die Feinheit nimmt also von Analyse 1 nach Analyse 3 zu. Mehr kann man zunächst nicht aussagen. Vor allem ist es nicht möglich, irgend eine Angabe zu machen, wie stark sich die einzelnen Proben in ihrer Feinheit unterscheiden.

Zur besseren Übersicht werden die Zahlenwerte der 3 Analysen als Summenkurve graphisch aufgetragen. Wir erhalten dann die in Abb. 1 dargestellten Summenlinien. Da bei der Analyse 1 alle 10 Gewichtsanteile gleich groß sind, nämlich 10%, bildet die Summenlinie eine Diagonale.

Die Kurve der Analyse 2 zeigt, da sie in den beiden ersten feinen Fraktionen höhere Gewichtsprozentage aufweist, einen steileren Anstieg, läuft dann aber bis zur Korngruppe 0,4—0,5 mm mit der diagonalen Summenlinie parallel, um von da an in geradem Verlauf den Wert 100 zu erreichen. Einen ähnlichen, aber im ersten Teil steileren Verlauf besitzt auch die Kurve der Analyse 3. Die Kurven der Analysen 2 und 3 liegen infolge ihrer größeren Feinheit links oberhalb der Linie 1. Proben, deren Kurven rechts unterhalb der Diagonale verlaufen würden, hätten demgegenüber eine gröbere Zusammensetzung als die Analyse 1.



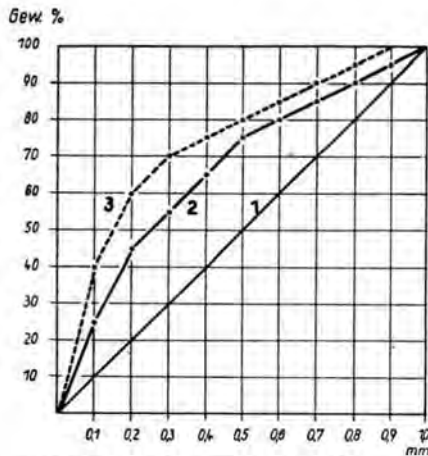


Abb. 1. Die Summenkurven der Analysen 1, 2 und 3.

Aus den drei Linienzügen geht hervor, daß der Unterschied in der Feinheit zwischen den Proben 1 und 2 wesentlich größer ist als zwischen 2 und 3. Irgend eine quantitative Angabe kann jedoch nicht gemacht werden. Will man dies erreichen, so ist es notwendig, die Fläche als Maß der Feinheit zugrunde zu legen und zwar diejenige, die von der Abszissenachse und der betreffenden Integralkurve umgrenzt wird. Diese Fläche wird dann mit einer maximalen Fläche, die eine Probe größter Feinheit repräsentiert, verglichen. Der prozentuale Anteil der von der jeweiligen Integralkurve umschlossenen Fläche an der Maximalfläche ergibt die Kennzahl des Feinheitsgrades.

Ein Substrat von größter Feinheit würde demnach durch eine Kurve dargestellt werden, die vom Nullpunkt senkrecht bis zur Ordinate 100 verläuft und von hier der oberen Begrenzung des Quadrates folgt. Es würde also das gesamte Quadrat erfaßt, das bei 10 Fraktionen und 100 Gewichtsprozenten 1000 Flächeneinheiten umschließt. Gehört dagegen das gesamte Substrat der größten Fraktion an, so fällt die Kurve mit der Abszissenachse und der rechten Quadratseite zusammen. Der Flächeninhalt bzw. die Kennzahl ist demnach gleich Null. Um nun die einzelnen Flächengrößen als Prozentzahlen angeben zu können, dividiert man die Gesamtfläche durch die Zahl der unter-

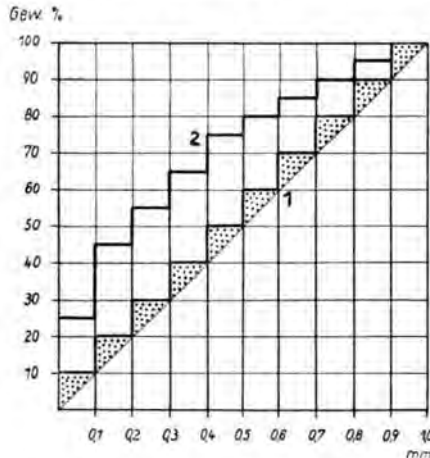


Abb. 2. Darstellung der addierten Gewichtsprozent der Analysen 1 und 2 als Rechtecke über den Kornklassen.

schiedenen Fraktionen. In unserem Beispiel müßte also 1000 durch 10 dividiert werden; man erhält dann die Kennzahl des Feinheitsgrades, nämlich 100%. Mit zunehmender Feinheit steigen also die Kennzahlen an.

Die Ermittlung der Flächengröße könnte durch Planimetrieren oder Ausmessen erfolgen. Es ist aber auch möglich, die Größe der Fläche aus den einzelnen Gewichtsprozenten verhältnismäßig schnell zu berechnen. Errichtet man nämlich über den einzelnen Kornklassen, die in dem gewählten Beispiel alle 0,1 mm betragen, Rechtecke bis zur Höhe der jeweils addierten Gewichtsanteile, so entstehen an Stelle der einzelnen Summenlinien treppenförmige Linien (Abb. 2). Die zu den einzelnen Analysen gehörenden Gesamtflächen können dann durch Addition der einzelnen Rechtecke, die ja den addierten Gewichtsprozenten entsprechen, erhalten werden. Für die Analysen 1, 2 und 3 ist die Berechnung in Tabelle 2 durchgeführt.

Tabelle 2.  
Die Berechnung der Kennzahlen

Die addierten Gewichtsanteile betragen:

	Analyse 1	Analyse 2	Analyse 3
	10	25	40
	20	45	60
	30	55	70
	40	65	75
	50	75	80
	60	80	85
	70	85	90
	80	90	95
	90	95	100
	100	100	100
Summe der addierten Gewichtsanteile:	550	715	795
Kennzahl:	55,0	71,5	79,5

Die Summen der addierten Gewichtsanteile müssen noch durch 10 (Anzahl der Fraktionen) dividiert werden und man erhält dann die entsprechenden Kennzahlen (55,0, 71,5 und 79,5%). Aus diesen Zahlen sind nun die Unterschiede der Feinheit viel besser und leichter zu erkennen als aus den Analyseergebnissen oder den Integralkurven.

Es sei an dieser Stelle noch erwähnt, warum die Kennziffer der Analyse 1, die ja eine mittlere Feinheit hat, nicht 50 sondern 55 beträgt. Die Ursache hierfür ist darin zu suchen, daß die Gesamtfläche um 10 rechtwinkelige Dreiecke von je 5 Flächeneinheiten zu groß ist (in Abb. 2 punktiert). Auch die beiden anderen Kennzahlen sind um 5% zu hoch, weil die von den Integralkurven und den treppenförmigen Linienzügen gebildeten rechtwinkligen Dreiecke ebenfalls eine Gesamtfläche von je 5 Einheiten umschließen. Dieser Nachteil läßt sich nicht vermeiden und ist auch nicht schwerwiegend, da es sich bei den Kennzahlen ja nicht um absolute Werte, sondern um Vergleichszahlen für Substrate mit einer ähnlichen Korngrößenzusammensetzung handelt. Diese Voraussetzung wird von dem Löß in idealer Weise erfüllt.

Es ist auch außerdem notwendig, immer dieselben Fraktionen zu wählen. In diesem Zusammenhang sei noch erwähnt, daß die Genauigkeit der Kennzahl mit der Anzahl der Fraktionen zunimmt. Verfasser benutzt die Unterteilung in 10 Fraktionen, was auch die Berechnung der Kennzahl etwas erleichtert. Es könnte nun an dieser Stelle eingewendet werden, daß die Fraktionen nicht gleich groß sind und dadurch auch ihr Einfluß auf die Höhe der Kennzahl nicht gleich ist (bei einer engen Korngruppe größer als bei einer weiten). Nach Berechnungen von BLÜMEL (1938) ergeben aber auch verschieden große Fraktionen durchaus noch vergleichsfähige Kennzahlen.

Ein Vergleich von Kennzahlen ist also nur statthaft, wenn die angeführten Voraussetzungen erfüllt sind. Es sei auch noch darauf hingewiesen, daß sowohl die Vorbehandlung der Proben als auch die Untersuchungsmethode selbst immer dieselben sein müssen. Es ist daher anzustreben, bei der Erforschung des Lösses zukünftig nach einheitlichen Labor-Methoden zu arbeiten. Nur dann sind die Ergebnisse der mechanischen und chemischen Analysen (Kalkbestimmung) miteinander zu vergleichen.

### III. Einige Beispiele für die Anwendung der Kennzahl<sup>1)</sup>

#### a) Die Änderung der Feinheit des Lösses im Profil

1. SCHNELL (1928) untersuchte die mechanische und chemische Zusammensetzung des Lösses in der Ziegelei Gebr. Schnell, Sprendlingen, Rheinhessen. Das Profil wurde bereits 1920 von HOHENSTEIN beschrieben. Die Untersuchung der in einem Abstand von 0,5 m entnommenen Proben im Schöne'schen Schlämmapparat ergab für die Proben Nr. 4 bis 14 die in Tab. 3 angegebene Korngrößenzusammensetzung.

Tabelle 3  
Korngrößenzusammensetzung des Lösses in der Zgl. Schnell,  
am Bahnhof Sprendlingen (Rheinhessen)

Nr. der Probe	Korngrößenzusammensetzung in mm					Kennzahlen
	< 0,01	0,01-0,05	0,05-0,1	0,1-0,2	> 0,2	
4	11,7	41,4	30,5	12,5	3,9	68,7
5	11,3	50,7	25,1	9,1	3,8	71,3
6	11,1	55,1	23,2	7,8	2,8	72,8
7	14,2	54,3	22,8	7,1	1,6	74,5
8	13,0	53,2	22,8	7,5	3,5	72,9
9	9,6	57,8	22,9	7,4	2,3	73,0
10	11,4	54,5	26,6	6,0	1,5	73,7
11	11,2	63,9	14,8	6,8	3,3	74,6
12	10,8	71,6	12,8	3,9	0,9	76,9
13	10,6	72,3	11,6	2,6	2,9	77,0
14	11,7	67,6	14,0	5,6	1,1	76,6

Die aus den 5 Fraktionen berechneten Kennzahlen des Feinheitsgrades sind in Tabelle 3 rechts aufgeführt. Zur besseren Übersicht wurden die Kennzahlen graphisch auf-

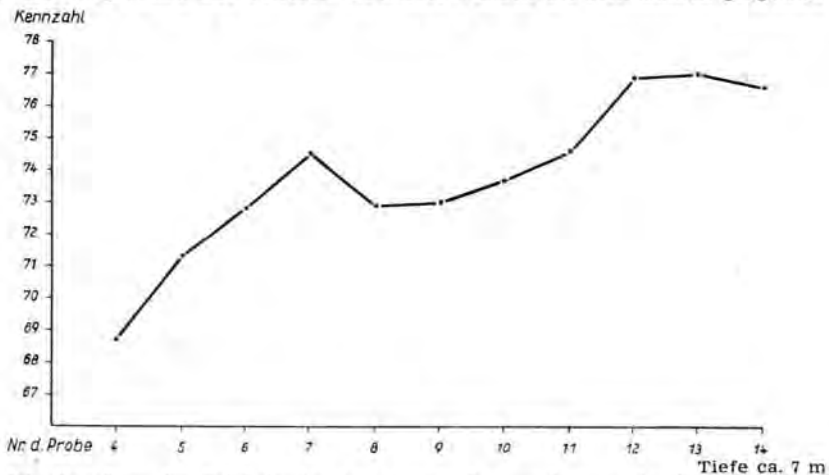


Abb. 3. Die Zunahme der Feinheit des Lösses von oben nach unten in der Ziegelei Schnell, Sprendlingen.

<sup>1)</sup> Die Unterlagen der folgenden 7 Beispiele sind bereits veröffentlichten Arbeiten entnommen. Es besteht daher die Möglichkeit, Einzelheiten über die benutzten Beobachtungen nachzulesen.

getragen (Abb. 3). Schon auf den ersten Blick erkennt man im oberen Teil des Profils die fast gleichmäßige Zunahme der Feinheit nach der Tiefe. Die Proben 8 und 9 sind aber wieder etwas gröber als Probe 7; von Probe 10 an nimmt jedoch der Feinheitsgrad wieder zu, um sich bei den 3 letzten Proben kaum noch zu ändern. Der Kurvenzug läßt also eine deutliche Zweiteilung des Profils erkennen, was aus den 55 Einzelwerten nicht hervorgeht. Erst die 11 Kennzahlen bzw. ihre Eintragung in das Koordinatenkreuz sind geeignet, die Änderungen des Feinheitsgrades schnell vor Augen zu führen. Die Feinheit des Lösses nimmt also sowohl im oberen als auch im tieferen Profilabschnitt von oben nach unten zu.

2. Als nächstes Beispiel sei das von W. FAULER (1936) untersuchte Profil von Fautenbach (Eichberg) kurz besprochen. Nach W. FAULER gliedert sich der etwa 5 m mächtige Löß in einen Jüngeren Löß I (1,5 m) und einen Jüngeren Löß II, der etwa 2,7 m mächtig ist. Auf dem Jüngeren Löß I ist die 0,8 m mächtige Verlehmungsrinde erhalten geblieben. Aus der gesamten Lößfolge wurden von W. FAULER in Abständen von 30 bis 50 cm insgesamt 10 Proben entnommen, deren Korngrößenzusammensetzung aus Tab. 4 zu ersehen ist (Methode Atterberg).

Tabelle 4

Korngrößenzusammensetzung und Kennzahlen des Lößprofils von Fautenbach. Nach W. FAULER (1936) Taf. C, Tab. 19.

Stratigraphische Bezeichnung	Nr. der Probe	Korngrößenzusammensetzung in mm					Kennzahlen
		< 0,008 I + II	0,008 - 0,03 III	0,03 - 0,067 IV	> 0,067 V	< 0,03 I + II + III	
Jüngerer Löß II	72	6,89	30,62	47,63	14,86	37,51	57,4
	71	7,49	32,08	43,49	16,94	39,57	57,5
	70	5,65	27,45	55,65	11,25	33,10	56,9
	69	5,24	28,08	56,11	10,57	33,32	57,0
Lößlehm (aus Jüngerem Löß I)	68	14,26	38,37	37,30	10,07	52,63	64,2
	67	22,10	27,70	34,09	16,11	49,80	64,0
	66	13,65	28,55	46,28	11,52	42,20	61,1
Jüngerer Löß I	65	10,67	27,69	46,71	14,93	38,36	58,5
	64	7,62	28,15	55,33	8,90	35,77	58,6
	63	4,37	18,45	64,99	12,19	22,82	53,8

Um die Änderungen in der Körnung erfassen zu können, zählte W. FAULER die Gewichtsprozent der feinsten Fraktionen I, II und III jeweils zusammen und schloß aus diesen Werten auf die Feinheit. Dieses Verfahren ist — wie früher schon angedeutet wurde — mit einem Mangel behaftet, denn erstens ist die gewählte Grenze (0,03 mm) eine willkürliche und zweitens darf man zur Beurteilung des Feinheitsgrades einer Probe nicht nur die 3 feinsten Fraktionen benutzen. Es müssen vielmehr alle Kornklassen herangezogen werden. Ist dies nicht der Fall, so kann auch nicht von der Feinheit einer Probe gesprochen werden. Die Ermittlung der Kennzahl bietet nun die Möglichkeit, unter Berücksichtigung aller Fraktionen ein Maß für die Feinheit zu erhalten.

Trägt man nun die aus den 40 Prozentzahlen errechneten 10 Kennzahlen wiederum graphisch auf (Abb. 4), so treten die Körnungsunterschiede zwischen den einzelnen Proben in dem Verlauf einer einzigen Kurve klar hervor.

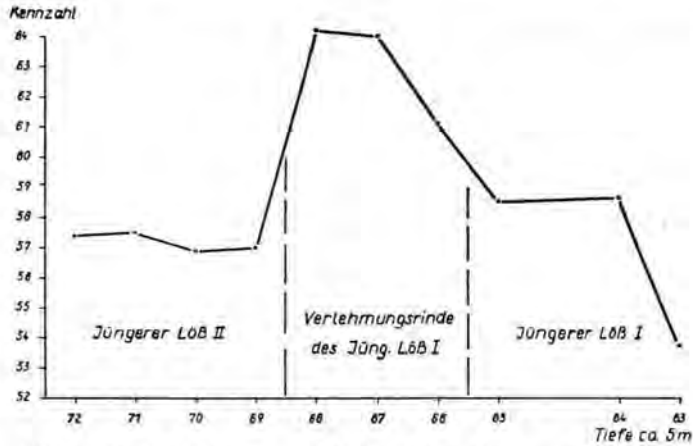


Abb. 4. Die Feinheitsunterschiede im Lößprofil von Fautenbach.

Zwei Besonderheiten des Lößprofils sind auf den ersten Blick festzustellen. Das ist einmal die wesentlich feinere Beschaffenheit der Verlehmungszone und zweitens die unterschiedliche Feinheit der beiden Lössе. Man erkennt, daß der Jüngere Löß II nicht mehr die Feinheit erreicht wie der Jüngere Löß I.

W. FAULER hat darauf hingewiesen, daß der unverschummte Ältere und Jüngere Löß nach oben stetig feiner werden. Er stützte sich allerdings bei dieser Behauptung nur auf die feinsten Fraktionen (I + II + III). Vergleicht man jedoch die in Tab. 4 angegebenen Kennzahlen sowie diejenigen von den hier nicht mitgeteilten Körnungsanalysen, so ergibt sich, daß diese Regel nicht immer zutrifft. An dieser Stelle muß auch erwähnt werden, daß F. ZINK (1940) durch seine Untersuchungen die Angaben W. FAULER's nicht bestätigen konnte.

3. Als drittes Beispiel sei das von F. ZINK (1940) bearbeitete Pleistozänprofil von Murg (Hochrhein) erläutert. Nach F. ZINK gliedert sich das Profil folgendermaßen: Über der verwitterten Riß I-Moräne folgt der Ältere Löß des Riß II mit einer etwa 3 m mächtigen Verlehmungsdecke (Riß II-Würm I-Interglazial). Der obere etwa 6 m mächtige Teil wird vermutlich von zwei Jüngeren Lössen gebildet, von denen der obere zwei Meter tief verlehmt ist.

Aus der gesamten Schichtenfolge wurden von F. ZINK 28 Proben entnommen und nach der Methode Atterberg untersucht. Die Ergebnisse der Körnungsanalysen sind in Tab. 5 zusammengestellt. F. ZINK unterschied die gleichen 5 Fraktionen wie W. FAULER; die Vorbehandlung der Proben war jedoch nicht dieselbe. Ein exakter Vergleich der Kennzahlen ist daher nicht möglich.

Schon bei einer ersten Durchsicht der 112 Analysenwerte ist ein recht beträchtlicher Wechsel in der Körnung zu beobachten. Trotzdem erkennt man, daß im höheren Teil der fossilen Verwitterungsdecke die Feinheit nach oben hin zunimmt, worauf auch F. ZINK (S. 36) hinweist. Eine Zunahme der Feinheit der Lössе von unten nach oben konnte F. ZINK im Gegensatz zu W. FAULER jedoch nicht nachweisen.

Ein noch viel deutlicheres Bild von den Änderungen des Feinheitsgrades erhalten wir auch hier durch die Berechnung der 28 Kennzahlen und ihre graphische Darstellung (Abb. 5). Sofort erkennt man, daß die unteren 4 m eine wechselnde Zusammensetzung haben und erst im oberen Teil des Lehmes die Feinheit stetig zunimmt. Die größte Feinheit besitzt der oberste Teil des Lehms, was wahrscheinlich eine Folge intensiver Verwitterung ist. Der über dem Lehm liegende Jüngere Löß weist wiederum einen



ziemlich raschen Körnungswechsel auf, doch beobachtet man, daß mit zunehmender Höhe im Profil die Feinheit abnimmt.

Tabelle 5

Korngrößenzusammensetzung und Kennzahlen des Lösses in der Ziegelei Murg (Profil I an der Westwand). Nach F. ZINK (1940).

Stratigraphische Bezeichnung n. F. ZINK	Korngrößenzusammensetzung in mm				Kennzahlen
	< 0,008	0,008 - 0,003	0,003 - 0,067	> 0,067	
	I + II	III	IV	V	
Verlehmter Löß	5,0	31,8	52,0	11,1	57,6
Oberer Jüngerer Löß	5,5	28,8	51,4	14,1	56,3
	5,7	28,2	51,5	14,2	56,2
	8,2	31,0	47,0	13,4	58,3
	7,4	29,9	47,5	15,2	57,4
	7,8	36,5	45,4	10,0	60,4
	9,2	35,2	45,0	10,6	60,7
	7,7	36,0	47,5	8,7	60,6
	10,0	35,5	46,0	8,4	61,7
Unterer Jüngerer Löß	7,6	35,7	46,2	10,2	60,0
	12,6	32,6	42,7	12,0	61,4
	13,9	34,4	40,9	10,8	62,8
Große Verlehmungs- zone	11,4	36,0	42,5	10,2	62,2
	14,0	35,6	41,5	8,6	63,6
	10,4	35,7	44,4	9,8	61,7
	10,2	33,2	45,0	11,2	60,4
	8,7	30,6	45,6	14,7	58,1
	8,8	29,7	43,2	17,9	57,2
	8,6	31,1	46,5	13,6	58,6
	7,9	28,9	46,0	16,9	56,8
	6,2	27,1	48,6	17,7	55,2
	6,4	29,5	49,4	14,6	56,9
8,8	30,6	46,6	13,8	58,5	
Älterer Löß	9,1	29,4	46,0	15,5	58,0
	9,8	27,5	40,9	21,6	56,3
	11,8	27,3	44,1	16,6	58,5
	9,9	26,1	46,5	17,2	57,0
	10,0	23,0	44,5	22,3	55,1

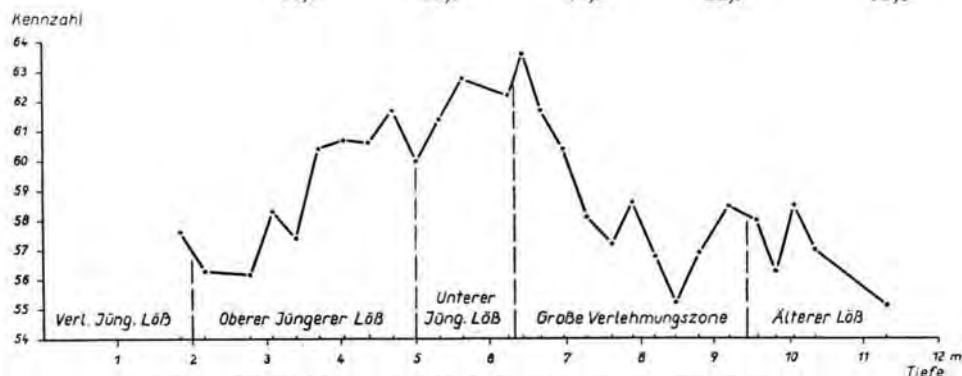


Abb. 5. Die Feinheitsunterschiede im Lößprofil der Ziegelei Murg.

4. Recht aufschlußreich sind auch die Kennzahlen von einem Flottsandprofil aus der östlichen Mark Brandenburg, das Br. DAMMER (1941) näher beschrieben hat. Die Entnahmestelle der Proben lag auf dem Blatt Lagow und zwar an der Straße von Neulagow nach der Försterei Langenpfuhl. Aus der etwa 1,2 m mächtigen Flottsanddecke wurden in Abständen von 10 cm 12 Proben entnommen. Die Ergebnisse der Körnungsanalysen finden sich in Tab. 6. Aus den insgesamt 108 Zahlen ist jedoch nur schwer ein Bild von der Änderung der Körnung zu gewinnen. Lediglich an der Zunahme der Fraktionen 0,01—0,02, 0,02—0,05 und 0,05—0,1 mm zwischen 20 und 70 cm kann man erkennen, daß in diesen Horizonten wahrscheinlich die größten Feinheiten erreicht werden, eine Annahme, die auch durch die Kennzahlen bestätigt wird. Viel deutlicher spiegelt aber die Kurve in Abb. 6 den Körnungswechsel der Flottsanddecke wider.

Tabelle 6

Korngrößenzusammensetzung und Kennzahlen des Flottsandes an der Straße Neulagow-Försterei Langenpfuhl, Bl. Lagow.

Nach B. DAMMER 1941, S. 194.

Entnahme-tiefe in cm	Korngrößenzusammensetzung in mm								Kennzahlen
	< 0,01	0,01 - 0,02	0,02 - 0,05	0,05 - 0,1	0,1 - 0,2	0,2 - 0,5	0,5 - 1,0	1,0 - 2,0	
5	10,5	2,5	10,8	18,3	19,3	18,7	16,2	3,7	53,4
15	8,6	3,3	10,3	16,8	23,0	18,4	15,4	4,2	52,6
25	8,5	4,8	14,3	17,5	21,4	15,3	14,6	3,6	54,8
35	9,0	1,9	12,7	21,2	22,6	15,8	13,4	3,4	54,4
45	8,3	2,9	12,0	24,4	26,2	11,8	11,8	2,6	55,9
55	6,6	2,8	10,7	21,7	29,4	12,2	13,4	3,2	53,7
65	8,1	4,0	14,3	21,0	23,6	13,2	12,2	3,6	55,7
75	5,3	1,9	11,1	22,8	25,8	13,9	15,1	4,1	51,9
85	5,9	0,8	9,3	20,5	25,5	14,7	17,6	5,7	49,8
95	4,9	1,5	5,7	19,2	42,8	12,2	10,9	2,8	51,5
105	6,1	2,0	4,8	20,5	39,2	17,7	8,9	0,8	52,8
115	4,1	1,9	8,6	20,3	26,0	18,7	16,8	3,6	49,6

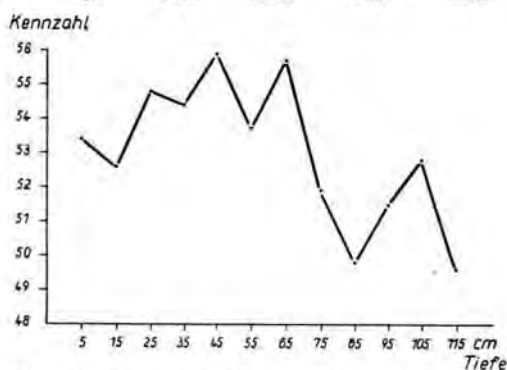


Abb. 6. Die Feinheitsunterschiede im Flottsand von Neulagow.

b) Die Änderung der Feinheit des Lösses in horizontaler Richtung

Genau wie bei den anderen Sedimentgesteinen können auch beim Löss verschiedene Faziesbereiche unterschieden werden, wie dies vor kurzem an einem näher untersuchten Gebiet dargelegt wurde (E. SCHÖNHALS 1953). Zur Abgrenzung der einzelnen Fazies-

bereiche sind neben der feinstratigraphischen Aufnahme sämtlicher Aufschlüsse zahlreiche Körnungsanalysen erforderlich. Bei dem Vergleich des dann meist sehr umfangreichen Zahlenmaterials gelangt man jedoch hinsichtlich der Feinheit nur sehr selten zu eindeutigen Ergebnissen. Eine wesentlich bessere Übersicht ermöglichen auch hierbei die Kennzahlen. Außerdem erlauben sie erst, die Beziehungen zwischen dem Feinheitsgrad und der Entfernung vom Auswehungsgebiet zu erkennen und graphisch darzustellen. Es erübrigt sich von jetzt an, nur bestimmte Fraktionen für sich allein in Abhängigkeit von der Entfernung aufzutragen (vgl. SMITH 1942).

Die Brauchbarkeit der Kennzahlen bei solchen Untersuchungen sei nun an 3 Beispielen näher erläutert.

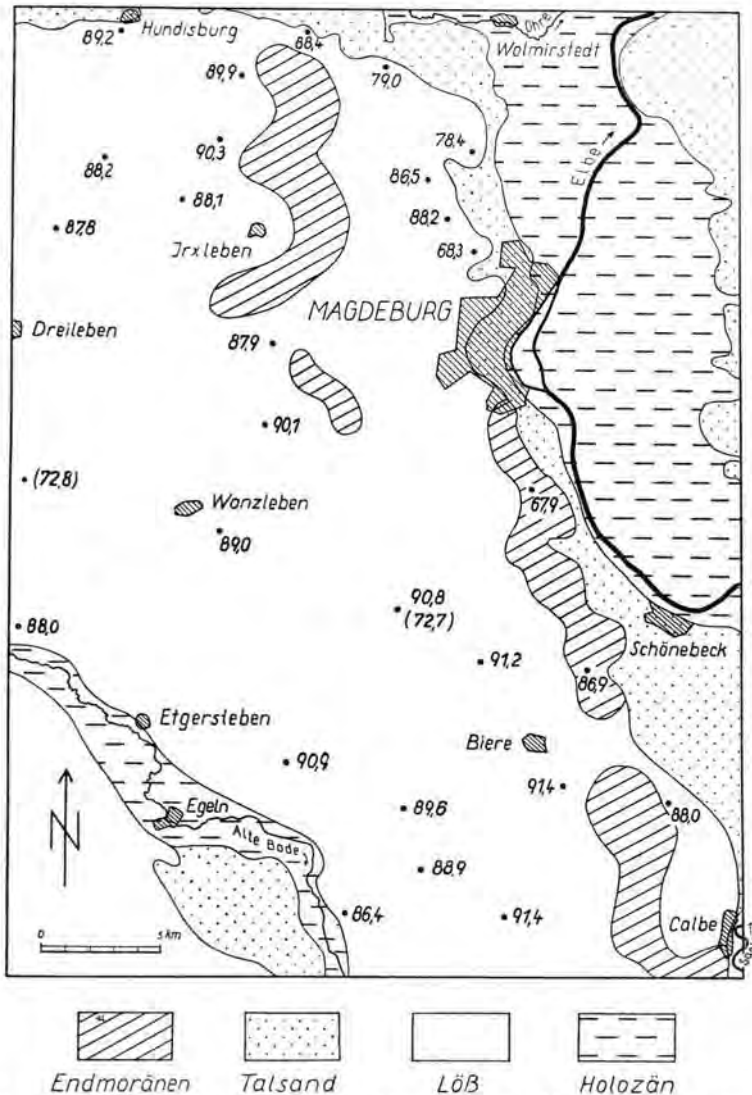


Abb. 7. Kennziffern des Feinheitsgrades von Lössen aus der Magdeburger Börde. Die eingeklammerten Kennziffern beziehen sich auf Sandbänder im Löß.

1. In einer früheren Arbeit (E. SCHÖNHALS 1952) wurde bereits auf die beachtlichen Unterschiede in der Körnung des Lösses der Magdeburger Börde hingewiesen. Wie aus den in der genannten Arbeit veröffentlichten mechanischen Analysen hervorgeht, kommen Grob-, Normal- und Feinlöss vor. Die gröberen Löss liegen am Ostrand der Börde, was auf die Einwehung von gröberen Teilchen aus dem Elbtal zurückzuführen ist. Das gleiche beobachtet man auch verschiedentlich am Bodetal und im N an der Ohre. Nach Westen hin wird dann der Löß rasch feiner. Nur ab und zu treten in dem geschlossenen Lößgebiet noch einzelne Sandlagen auf, die auf lokalen Einwehungen von älterem pleistozänem Sand beruhen. An Hand von 28 Körnungsanalysen aus dem Gebiet zwischen Bode, Elbe und Ohre wurde s. Zt. versucht, eine erste allgemeine Übersicht über die mechanische Zusammensetzung des Bördelösses zu gewinnen. Die Analysen wurden in zusammengefaßter Form 1952 veröffentlicht. Von einer nochmaligen Wiedergabe der Ergebnisse wird daher abgesehen.

Vielleicht besser als aus den 196 Einzelwerten der Körnungsanalysen sind die oben schon skizzierten Feinheitsunterschiede aus den 28 Kennzahlen zu ersehen, die an den Entnahmestellen eingetragen sind (Abb. 7). Auffallend ist, daß sich die feinsten Löss unmittelbar westlich der Endmoränen oder in nicht allzu großer Entfernung von ihnen finden. Diese Erscheinung hängt vielleicht damit zusammen, daß die gröberen, in Bodennähe verwehten Teilchen durch die im allgemeinen 80 bis 125 m hohen Endmoränenwälle weitgehend zurückgehalten wurden.

Durch eine Vermehrung der Beobachtungsstellen und der Proben in den einzelnen Profilen wäre es wohl auch möglich, Linien gleicher Feinheit zu konstruieren, die dann ein noch besseres Bild von den regionalen Unterschieden der Körnung vermittelten.

2. In einer kurzen Bemerkung zu einem Vortrag von H. BREDDIN über „Löß, Flugsand und Niederterrasse im Niederrheingebiet“ weist R. GRAHMANN (1927) auf die Wechselbeziehungen zwischen Löß und Flugsand (Decksand) im ehemaligen Freistaat Sachsen hin (vgl. auch R. GRAHMANN 1932). Um nachzuweisen, daß zwischen dem 15 bis 20 km breiten und bis 1,5 m mächtig werdenden Flugsandstreifen im N und dem Löß im S eine Vermischung von Flugsand und Löß stattfindet, teilt R. GRAHMANN von dem Blatt Oschatz die in Tab. 7 angegebenen 4 Schlämmanalysen mit.

Tabelle 7  
Korngrößenzusammensetzung und Kennzahlen von Lössen  
aus Sachsen

Nr. der Probe	Korngrößenzusammensetzung in mm								Kenn- zahlen
	< 0,01	0,01-0,05	0,05-0,1	0,1-0,2	0,2-0,5	0,5-1,0	1,0-2,0	> 2,0	
37	7,0	14,4	5,0	13,6	48,7	10,6	0,5	0,2	60,4
32	17,2	29,5	7,2	17,0	21,6	4,7	1,9	0,9	71,5
48	21,9	40,8	8,7	7,6	13,8	4,7	1,8	0,7	78,0
11b	20,5	63,6	7,5	3,4	3,1	1,0	0,3	0,6	86,0

Herkunft: Nr. 37 nordöstlich von Klingenhain; Nr. 32 nördlich von Sörnewitz;  
Nr. 48 nordwestlich von Oschatz; Nr. 11b Vorwerk Weinhaus bei Borna.

Die von N nach S angeordneten Entnahmestellen liegen je etwa 3 km auseinander. Aus den Analysen ist zu ersehen, daß die für Flugsand typische Fraktion 0,2—0,5 mm nach S rasch abnimmt, die für Löß charakteristische Korngruppe 0,01—0,05 mm aber zunimmt. Welche quantitativen Unterschiede in der Feinheit zwischen den 4 Proben bestehen, geht jedoch aus der doch recht übersichtlichen Zahlentafel nicht hervor.

Dies erlauben erst die 4 Kennzahlen. Noch eindeutiger sind die Zusammenhänge zwischen dem Feinheitsgrad und der Lage der Entnahmestellen aus der graphischen Darstellung zu erkennen (Abb. 8). Die Feinheit nimmt also mit dem Logarithmus der Entfernung vom Auswehungsgebiet zu, eine Beziehung, die das nächste Beispiel noch besser hervortreten läßt.

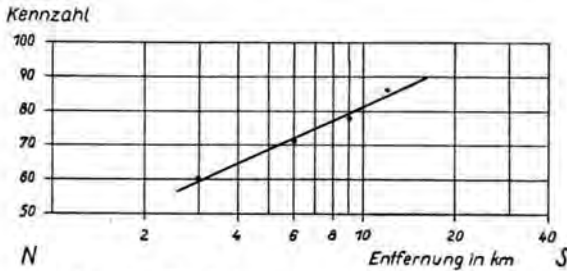


Abb. 8. Beziehung zwischen dem Feinheitsgrad und dem Logarithmus der Entfernung vom Auswehungsgebiet (Blatt Oschatz, Sachsen).

3. G. D. SMITH (1942) konnte an Hand einer Übersichtskarte der Lößmächtigkeit in Illinois zeigen<sup>1)</sup>, daß die Mächtigkeit vom Mississippi- und Illinoistal nach O abnimmt. Während beispielsweise am Illinois River im County Mason die Mächtigkeit über 7 m beträgt, werden etwa 90 Meilen weiter südöstlich nur noch 0,5—1,0 m erreicht. In der gleichen Richtung nimmt die Feinheit des Lösses zu, wie G. D. SMITH durch Korngrößenanalysen nachweisen konnte. Die Proben wurden aus dem Peorian-Löß entlang von zwei in NW-SO-Richtung verlaufenden Profillinien entnommen (vgl. P. WÖLDSTEDT 1954, S. 180). Auf die etwa 65 km lange Profillinie 1 entfallen 11 Proben, deren mechanischer Aufbau aus Tab. 8 zu ersehen ist. Man erkennt, daß die Gewichtsprozente der feinsten Fraktionen (bis 0,02 mm) im allgemeinen nach SO ansteigen, die beiden größeren Korngruppen (0,03—0,04 und 0,04—0,05) dagegen abnehmen. Die Fraktion 0,02—0,03 mm nimmt zuerst zu und dann ab. Der Löß wird also mit Zunahme der

Tabelle 8

Die Körnung des Lösses entlang eines NW-SO-Profiles von dem Sangamon River durch die Counties Menard, Sangamon, Christian und Shelby (nach G. D. SMITH 1942).

Lfd. Nr.	Entfernung vom Auswehungsgebiet in Meilen	Korngrößenzusammensetzung in mm						Kennzahlen
		< 0,001	0,001 - 0,01	0,01 - 0,02	0,02 - 0,03	0,03 - 0,04	0,04 - 0,05	
1	0,6	2,2	3,9	9,0	15,5	50,7	18,7	39,2
2	1,5	3,4	6,3	9,4	14,1	45,3	21,5	40,7
3	3,8	7,5	6,8	19,9	32,9	31,7	0,8	53,6
4	4,5	6,1	10,9	20,8	24,6	34,9	2,7	53,4
5	9,3	4,8	9,9	23,6	30,1	30,9	0,7	54,2
6	9,3	5,3	11,5	21,0	27,7	33,1	1,4	54,0
7	14,7	7,2	11,6	23,2	30,0	27,0	1,0	56,5
8	19,6	7,2	13,7	25,2	27,2	26,1	0,6	57,8
9	24,2	6,8	15,8	27,8	24,6	24,0	1,0	59,0
10	42,0	11,3	18,0	31,7	21,5	16,6	0,9	63,9
11	65,0	8,7	24,6	31,9	18,6	14,5	1,7	64,9

<sup>1)</sup> Die Karte befindet sich auch als Schwarz-Weiß-Darstellung bei P. WÖLDSTEDT 1954.



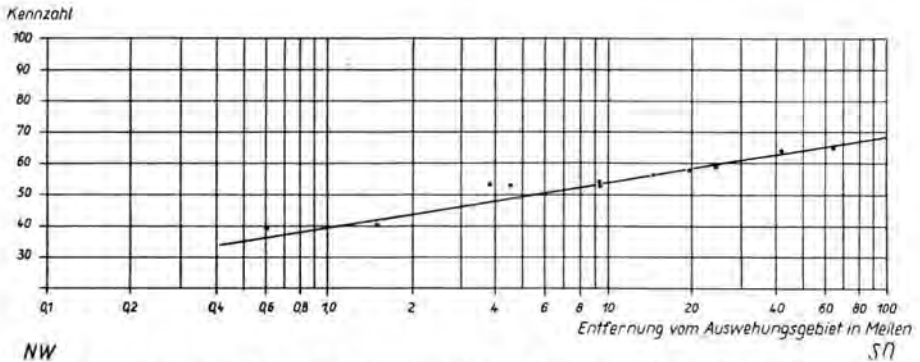


Abb. 9. Beziehung zwischen dem Feinheitsgrad und dem Logarithmus der Entfernung vom Auswehungsgebiet (Illinois).

Entfernung vom Auswehungsgebiet feiner. Die Zusammenhänge werden von G. D. SMITH durch ein Diagramm besonders gut veranschaulicht und zwar konnte er zeigen, daß zwischen der Fraktion 0,01—0,02 mm und 0,03—0,05 mm und dem Logarithmus der Entfernung lineare Beziehungen bestehen. Da G. D. SMITH jedoch nur die Beziehungen zwischen einzelnen Fraktionen und der Entfernung ermitteln konnte, ist aus seinen Tabellen und graphischen Darstellungen nicht zu entnehmen, in welchem Maße die Gesamtfinheit des Lösses von NW nach SO zunimmt. Dies ermöglichen erst die Kennzahlen des Feinheitsgrades, die in Tabelle 8 angegeben sind. Tragen wir die Kennzahlen zusammen mit dem Logarithmus der Entfernung in ein Koordinatenkreuz ein, so sehen wir, daß der Feinheitsgrad linear ansteigt (Abb. 9). In der Nähe des Auswehungsgebietes nimmt die Feinheit des Lösses wesentlich schneller zu als in größerer Entfernung, was aus Abb. 10 noch besser hervorgeht. Im Bereich der ersten 3 Meilen hat also bereits die Hauptseigerung des angewehten Materials stattgefunden. Von dieser Entfernung an nimmt die Feinheit zunächst noch etwas stärker, dann aber nur noch sehr wenig zu. So beträgt die Zunahme des Feinheitsgrades zwischen 3 und 20 Meilen etwa 5%, zwischen 20 und 40 Meilen 3%, die nächsten 40 Meilen 2% und von 80—100 Meilen nur noch 1%. Der Löß hat also in einer Entfernung von 80 Meilen praktisch seine größte Feinheit erreicht. Weiter östlich besitzt er eine fast gleichbleibende Körnung, sofern lokal keine Einwehungen von Fremdmaterial erfolgten. Der Zunahme des Feinheitsgrades entsprechend müßte daher in dem etwa 3 Meilen breiten Randgebiet auch die größte Mächtigkeit angetroffen werden, was auch aus den Messungen und Diagrammen von G. D. SMITH hervorgeht. So nimmt die Mächtigkeit des Lösses entlang der Profilinie 1 und im benachbar-

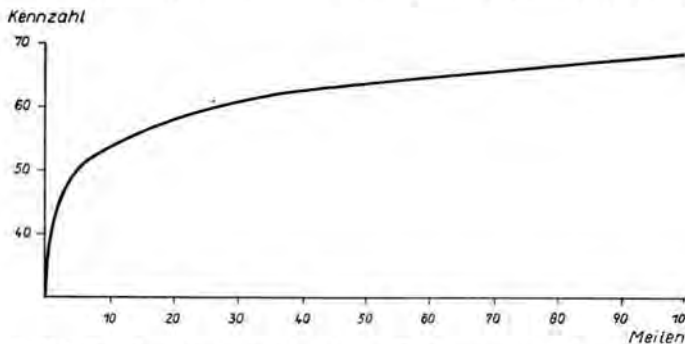


Abb. 10. Die Zunahme der Feinheit mit der Entfernung vom Auswehungsgebiet.

ten County Cass von 0,2 bis etwa 3 Meilen von 27,5 m auf etwa 6 m ab, während von 3 bis 50 Meilen die Abnahme nur etwas mehr als 4 m beträgt.

Auf weitere Beziehungen zwischen dem Feinheitsgrad, der Mächtigkeit, dem Kalkgehalt und der Entfernung vom Ursprungsgebiet kann an dieser Stelle nicht eingegangen werden. Der Zweck dieses Aufsatzes sollte auch nur sein, an einigen Beispielen den Wert der Kennzahlen für die Lößforschung aufzuzeigen.

#### Schriftenverzeichnis

- BEHR, J. & KÖHLER, R.: Beitrag zur praktischen Auswertung der Bodenanalyse. - Mitt. Labor. d. preuß. geol. L.-A., H. 11, S. 15-34, Berlin 1930.
- BLÜMEL, E.: Kennziffern für Siebanalysen und andere Zahlentafeln bei der Braunkohlenbrikettierung. - Braunkohle **32**, S. 901-904, Halle a. d. S. 1933. - - Kennziffern für Siebanalysen und Zahlentafeln ähnlicher Art. - Glückauf **69**, S. 533-537, Essen 1933. - - Kennziffern für Siebanalysen. Hausmitteilungen d. Fa. L. Herrmann, Dresden, 1. Jg. H. 2, S. 31-46, Dresden 1938.
- DAMMER, Br.: Über Flottsande in der östlichen Mark Brandenburg. - Jb. Reichsstelle f. Bodenforsch. **61**, S. 186-197, Berlin 1941
- FAULER, W.: Der Löß und Lößlehm des Schwarzwaldrandes zwischen Achern und Offenburg. - N. Jb. Min. etc. BB. **75**, Abt. B. S. 191-230, Stuttgart 1936.
- GRAHMANN, R.: Zum Vortrag von Herrn Dr. Breddin: Löß, Flugsand und Niederterrasse im Niederrheingebiet, ein Beitrag zur Frage der Entstehung des Löß. - Geol. Rdsch. **18**, S. 298-299, Berlin 1927. - - Der Löß in Europa. - Mitt. Ges. Erdkde. Leipzig **51**, S. 5-24, 3 Taf., Leipzig 1932.
- HOHENSTEIN, V.: Die Löß- und Schwarzerdeböden Rheinhessens. - Jb. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **9**, S. 74-97, Stuttgart 1920.
- SCHEIDIG, A.: Der Löß und seine geotechnischen Eigenschaften. - 233 S., Steinkopff, Dresden 1934.
- SCHNELL, A.: Chemische Untersuchungen über den Löß von Spremlingen (Rheinhessen). - Diss., Gießen 1928.
- SCHÖNHALS, E.: Gesetzmäßige Beziehungen zwischen Körnung und Kalkgehalt des Lösses und die Erkennung von Verwitterungszonen mit Hilfe der typischen Streubereiche. - Geol. Jahrb. **66**, S. 291-304, Hannover 1952. - - Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses. - Eiszeitalter und Gegenwart **3**, S. 19-36, Öhringen 1953.
- SMITH, G. D.: Illinois Loess, Variations in its Properties and Distribution. - Univ. Illinois, Agricultural Experiment Station, Bull. 490, S. 139-184, mit kolorierter Karte, Urbana, Illinois 1942.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. 1. Bd., 2. Aufl., 374 S., Stuttgart 1954.
- ZINK, Fr.: Zur diluvialen Geschichte des Hochrheines und zur Altersstellung der paläolithischen Station „Murg“. - Mitt. Reichsstelle f. Bodenforsch., Zweigstelle Freiburg i. Br. H. 1, 51 S., Freiburg 1940.

Manusk. eingeg. 28. 3. 1955,

Anschrift des Verf.: Privatdozent Dr. E. Schönhals, Bezirksgeologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Mainzer Straße 25.

## Über die Erforschung der Lössе in der Umgebung von Brunn (Brno) in Mähren

VON RUDOLF MUSIL UND KAREL VALOCH, Mährisches Museum in Brunn.

Mit 1 Abb.

Für die Erforschung des Eiszeitalters bildet Mähren eines der klassischen Länder. Die günstige Lage im gletscherfreien Gebiet zwischen der alpinen und der nordischen Vereisung sowie seine pfortenartige Gestaltung in den von Osten nach Westen verlaufenden Gebirgsmassen hatte zur Folge, daß dieses Land ein stetes Durchzugsgebiet und ein Bindeglied zwischen den nordöstlichen Ebenen und dem Donauraume nicht nur für den paläolithischen Menschen, sondern auch für die Tier- und Pflanzenwelt wurde. Die Zeugen dieser organischen Umwandlungen finden sich häufig in weitverbreiteten und mächtigen pleistozänen Ablagerungen, in Lössen, Flußterrassen und Höhlensedimenten.

Reiche Aufsammlungen paläolithischen und anthropologischen Materials, welche durch Ausgrabungen in vergangenen Jahrzehnten erworben wurden, bilden eine breite Basis für vergleichende Studien verschiedener Probleme des Quartärs, die an der Abteilung für Diluvium am Mährischen Museum bearbeitet werden. In vergangenen Jahren waren die Lössе und Terrassen in der Umgebung von Brunn und Wischau (Vyškov) das Ziel unserer Arbeit. Besonders im Gebiet Brunn sind die Lössе detailliert ausgebildet und bilden eine Reihe vorzüglicher Profile, in denen die gesamten Ablagerungen der vorletzten und letzten Eiszeit gut erhalten sind. Die jüngeren Lössе sind oft mit Flußterrassen verknüpft.

Bei unserer Arbeit haben wir eine möglichst große Zahl von Profilen aus einem verhältnismäßig kleinen Gebiete zwischen Brunn und Wischau (Entfernung der entlegendsten Aufschlüsse ca. 30 km) herangezogen und diese durch eine komplexe Forschungsmethode bearbeitet. Wir haben uns bemüht, für einzelne Schichten wiederkehrende und ihnen eigene Merkmale aufzufinden, die es erlauben würden, diese Schichten auch dann zu erkennen, wenn nicht alle im Profil erhalten sind. Dies ist uns tatsächlich beim Vergleichen der studierten Aufschlüsse gelungen, allerdings nur für Schichten der Würmeiszeit, die am häufigsten vertreten sind. Charakteristische Zeichen einzelner Schichten sind in ca. 50 Lehmgruben vermerkt worden.

Die im folgenden kurz zusammengefaßten Darstellungen bringen die wichtigsten Ergebnisse, welche in der Gesamtstudie über die Lössе der Umgebung von Brunn<sup>1)</sup> und in der in Vorbereitung stehenden Arbeit über die Lössе der Wischauer Senke ausführlich behandelt sind.

Der jüngste Löß (W<sub>3</sub> von Abb. 1) ist fast in allen Aufschlüssen des beschriebenen Gebietes in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2—3 m erhalten. Von den älteren Lössen unterscheidet sich dieser auffällig durch seine dunklere gelbbraune Farbe, welche schon beim ersten Anblick des Gesamtprofils hervortritt. Bedeutend ist auch der Inhalt von Lößpuppen, die gerade in dieser Schichte von charakteristischer immer gleich kleiner Form sind, und einer größeren Menge von CaCO<sub>3</sub>-Pseudomyzelien. Auch die bekannte, für Lössе typische senkrechte Trennbarkeit ist in dieser Schichte deutlicher und besser entwickelt. Niemals haben wir da Solifluktionserscheinungen beobachtet.

<sup>1)</sup> MUSIL-VALOCH-NEČESANÝ: Pleistocenní sedimenty okolí Brna (Pleistozäne Sedimente der Umgebung von Brunn). - Anthropozoikum 4, 1954, Prag 1955. Im Druck.

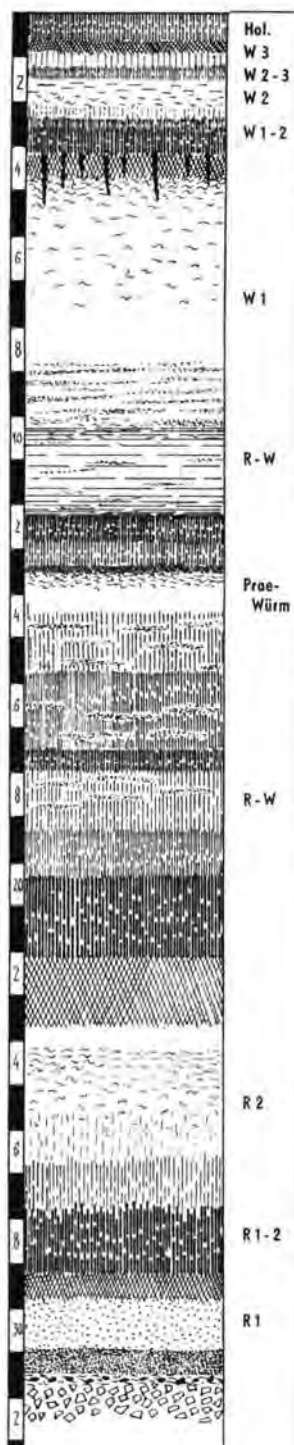
Die darunterliegende Verlehmung (Interstadial  $W_{2/3}$ ) ist durch ein braunes lößartiges Sediment gebildet (Braunerde), meist von nur geringer Mächtigkeit. Durch seine blättrige Struktur, bei der sich einzelne dünne Plättchen schräg zur waagrechten Ebene lösen, und durch dunkle Färbung ist dieses vom Hangenden und Liegenden gut zu unterscheiden. Die Zahl der betreffenden Schichten, wo Solifluktionwirkungen merkbar sind, ist gering und immer durch das unmittelbar darumliegende Relief hervorgerufen, so daß man sagen kann, daß sie in diesem Gebiete diesen Horizont fast gar nicht betreffen.

Der zweitjüngste Löß ( $W_2$ ) ist in durchschnittlicher Mächtigkeit von 2 m erhalten und am häufigsten von periglazialen Erscheinungen betroffen. In unmittelbarer Umgebung von Brünn kann man beobachten, daß durch Solifluktion gebildete Lagen nicht nur an der Basis, sondern in einigen Fällen auch an der Oberfläche der Lößschicht entwickelt sind. Die Solifluktion wirkte daher nicht nur vor und zu Beginn der Lößbildung, sondern auch zu ihrem Ende. Dieses ist natürlich nur bei mächtigeren und gut erhaltenen Schichten ausgebildet, wogegen dort, wo sie nur einige Dezimeter betragen, eine Verschmelzung beider Solifluktionslagen eintritt. Das ist besonders gut an einzelnen Profilen nordöstlich von Brünn in der Wischauer Senke, wo das landschaftliche Relief flacher ist, zu beobachten. Hier kommt es des öfteren vor, daß das gesamte Würmprofil nur durch zwei Lössen (den jüngsten und den drittjüngsten) vertreten ist, wobei der zweitjüngste Löß entweder gänzlich fehlt oder durch mehr oder weniger mächtige Solifluktionsschichten ersetzt ist. In diesen angeführten Fällen sind also bloß zwei Lössen erhalten geblieben, und dieser Umstand dürfte, wie wir vermuten, manchen Forschern den Anlaß gegeben haben, in Landschaften mit dazu günstigen Verhältnissen nur zwei Würmlössen (Jüngerer Löß I und jüngerer Löß II) zu unterscheiden.

Die Verlehmungszone ( $W_{1/2}$ ) zwischen dem zweitjüngsten und dem drittjüngsten Löß ist immer durch eine Schwarzerde (die manchmal auch verdoppelt ist) vertreten, die gewöhnlich einen rostbraunen B-Horizont entwickelt hat. Sehr oft ist diese Schwarzerde an ihrer Oberfläche von periglazialen Wirkungen (Eiskeile, Solifluktion etc.) betroffen worden. Manchmal durchziehen sehr lange, mit Schwarzerde ausgefüllte Eiskeile die unterliegenden Horizonte, und die Oberfläche der ganzen Schicht ist durch die Solifluktion gebändert. Die beschriebenen Erscheinungen sind vor der Anwehung des nächstfolgenden Lösses entstanden, von welcher wir vermuten, daß sie erst während der zweiten Hälfte eines jeden Stadials stattgefunden hat. Diese Schicht ist die letzte pleistozäne Schwarzerde und unterscheidet sich auffällig von der schwachen braungefärbten Verlehmung des letzten Interstadials ( $W_{2/3}$ ).

Der drittjüngste Löß ( $W_1$ ) erreicht unter den gesamten Würmlössen die relativ größte Mächtigkeit, ist hellgelber Farbe, gewöhnlich mit wenig  $CaCO_3$ -Pseudomyzelien, dagegen oft mit zahlreichen Röhren nach verwesenen Graswurzeln durchsetzt. Für die Umgebung Brünns ist dann typisch ein gegen die Basis wachsender Sandanteil, welcher in einzelne dünne Sandschichten übergeht.

Im Liegenden sind in der Brüner Umgebung, wo die Oberfläche genügend gegliedert ist, in mehreren Fällen mächtige Schwarzerden angetroffen worden (RW in Abb. 1). In einem Aufschlusse erreichen sie eine ungewöhnliche Mächtigkeit (13 m, siehe Abb. 1) und eine stark detaillierte Ausbildung der einzelnen fossilen Bodentypen. Dieser in warmen Zeitabschnitten gebildete Schichtenverband von Schwarzerden mit B-Horizonten ist ungefähr im ersten Drittel durch eine geringe Lößschicht, welche wahrscheinlich eine kalte Oszillation charakterisiert, unterbrochen. Diese stellen wir der Prae-Würm Schwankung im Sinne SOERGEL's gleich. Das Vorkommen dieses außerordentlich gut erhaltenen Profils wurde durch seine günstige Lage in der Schattenseite eines Felsens ermöglicht. Eine entsprechende Lößschicht inmitten der Schwarzerdehorizonte haben wir auch in der unweit liegenden Ziegelei Malá Klajdovka gefunden. Die Oberfläche



der interglazialen Sedimente ist oft durch Eiskeile zersprungen. Es ist interessant, daß ähnlich wie in den mährischen Karsthöhlen auch in der flacheren Gegend der Wischauer Senke diese interglazialen Sedimente selten erhalten sind.

Die älteren Löss sind gegenüber den jüngeren Lössen toniger und nur bei bestimmten günstigen Verhältnissen erhalten geblieben; manchmal sind sie noch durch eine einem Interstadial entsprechende Schwarzerde getrennt.

Aus den oben angeführten Erkenntnissen geht demnach hervor, daß in diesem Gebiet die Existenz von drei jüngeren Lössschichten, an deren Basis ein mächtiger Komplex von Schwarzerden entwickelt ist, als allgemeine Erscheinung gelten kann. Die einzelnen Lössschichten sind untereinander immer durch eine Braunerde und eine tiefer liegende Schwarzerde getrennt. Daraus könnte man schließen, daß hier alle während dieser Zeit gebildeten Sedimente vollzählig erhalten sind. Auf Grund seiner Feingliederung unterscheidet W. SOERGEL in der letzten Eiszeit drei Kältestadien mit zwei dazwischen liegenden Warmzeiten. Die einzelnen Kältestadien werden allgemein als Zeiten der Lößbildung betrachtet, die Bildung von fossilen Böden bedeutet dagegen ihre Unterbrechung. Der im Liegenden sich befindende mächtige Komplex von Schwarzerden charakterisiert eine länger dauernde Warmperiode; auch die im ersten Interstadial gebildete Schwarzerde weist auf ein wärmeres Klima, wie dies auch in anderen Gebieten konstatiert wurde. Demgegenüber wird das letzte Interstadial als viel kälter betrachtet. Diese festgestellten Erkenntnisse entsprechen vollkommen der Gliederung W. SOERGEL's, und deshalb benutzen wir seine Bezeichnungen (Würm 1, 2, 3 usw.) für die einzelnen Schichten.

Bei der Untersuchung der erwähnten Aufschlüsse wurde den paläontologischen Resten und paläolithischen Funden große Aufmerksamkeit geschenkt. Da jedoch diese Funde nicht genügend häufig und auswertbar waren, ist es in diesem Zusammenhange nicht nötig, näher auf sie einzugehen. Die bekannten und reichen Funde von Unter-Wisternitz zeigen uns aber, daß das dortige Gravettien in der Verlehmungszone unter dem jüngsten Löß liegt, welche übereinstimmend von Fachleuten als Würm 2/3-Interstadial datiert wird. Diese Verlehmungszone entspricht unserer Braunerde zwischen dem jüngsten und zweitjüngsten Löß.

Auf der beigegeführten Abbildung geben wir das besterhaltene Profil aus der Ziegelei unter dem Rosahof in Brünn wider. Die Zeichnung ist aus zwei Profilen zusammengestellt, die oberen 4 m entstammen der südlichen, gegenüber dem Hauptprofil liegenden Wand, wo diese Schichten besser entwickelt sind.



## Kurze Erläuterung zum Profil:

Holozän: Braunerde, unten B-Horizont

Würm 3: entkalkter verlehmtter Löß

Würm 2/3: schwache Braunerde

Würm 2: kalkhaltiger Löß, im oberen Teile geschichtet

Würm 1/2: typische Schwarzerde mit B-Horizont, viele Eiskeile

Würm 1: mächtige Lößschichte, oben mit einem Karbonathorizont der vorangehenden Schicht, nach unten zu mit Sandstreifen

R—W: mächtiger Schichtenverband durch Schwarzerden, Braunerden und B-Horizonten gebildet; der oberste Teil ist in dunklen sandigen Schichten entwickelt. Unterhalb der oberen Schwarzerde ist eine dünne, leicht kalkhaltige Lößschichte eingelagert, die in der Prae-Würm Schwankung entstanden ist.

R 2: kalkhaltiger Löß

R 1/2: degradierte Schwarzerde, die nach oben lichter wird und allmählich in Löß übergeht

R 1: feinsandiger toniger Löß

Im Liegenden scharfkantiger, stark verwitterter Schutt.

Aus den bisherigen Erfahrungen kann man ableiten, daß die Sedimentation der einzelnen Schichten stark durch die Morphologie des Terrains beeinflusst wurde, was nicht nur in der Mächtigkeit der einzelnen gleich alten Schichten, sondern auch in der ungleichen Anzahl der Horizonte zum Ausdruck kommt. Aus diesem Grunde sind in der Umgebung von Brünn des öfteren ältere Sedimente (R—W und auch R) angetroffen worden, wogegen in der flacheren Wischauer Senke nur ausnahmsweise letzt-interglaziale Schichten erhalten sind. Lösses des zweiten Würmstadials, welche schon bei Brünn relativ gering sind, fehlen dann in der Wischauer Gegend manchmal vollkommen. Man könnte also voraussetzen, daß ähnliche Einflüsse des Terrains auch in anderen Landschaften gewirkt haben.

Manusk. eingeg. 19. 2. 1955

Anschriř des Verf.: Dr. Rudolf Musil und Karel Valoch, Moravské Museum v Brně (Brünn), Tschechoslowakei.

## Das Mammut von Taimyr

(Neue Erkenntnisse zur Ökologie des sibirischen Mammut)

Von N. POLUTOFF, Tübingen

Mit 2 Abb. im Text

Im Herbst 1948 entdeckten zwei Mitglieder einer Polarstation Mammutreste auf der Halbinsel Taimyr in Nordsibirien. Etwas später traf ein Stoßzahn dieses Mammut im Paläontologischen Institut der Akademie der Wissenschaften ein. Das Mammut wurde an einem auf den geographischen Karten bisher unbekanntem Fluß gefunden, dem der Namen Mamontovaja-Fluß (=Mammut-Fluß) gegeben wurde (vgl. Abb. 1). Diese Entdeckung ist wohl keine große Überraschung, da das Mammut in Nordsibirien bekanntlich sehr stark, wie in keinem anderen Teil der Welt, verbreitet war. Trotzdem ist jeder neue Fund von großem Interesse für die Erweiterung unserer Kenntnisse über die Lebensweise dieser ausgestorbenen Riesen.

Den ersten direkten Hinweis (1704) auf den Fund einer Mammutleiche in Sibirien, nämlich am Fluß Jenissei bei Turuchansk, verdanken wir ISBRAND IDES, der als Gesandter Peters des Großen eine Reise durch Sibirien nach China unternahm. Auf Taimyr selbst wurden Mammutreste bereits 1843 von MIDDENDORF am Fluß Taimyra, annähernd auf 75° n. Br., und später (1889) ein ganzes Mammut am Fluß Kl. Balachna, nahe der Chatanga-Bucht, ungefähr 73° n. Br., gefunden.

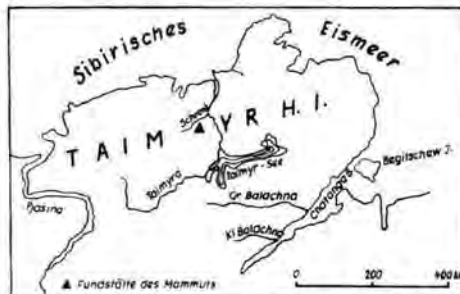


Abb. 1. Die Fundstätte des Taimyr-Mammut

Die Geschichte der Ausgrabung des 1948 gefundenen Mammut ist kurz folgende: Im Januar 1949 wurde bei der russischen Akademie der Wissenschaften unter dem Vorsitz des Akademiemitgliedes Prof. E. N. PAVLOVSKIJ eine Sonderkommission zur Ausgrabung des Taimyr-Mammut ins Leben gerufen. Die Kommission sandte zunächst einen Erkundungstrupp voraus, dem dann eine vollständige Expedition folgen sollte<sup>1)</sup>. Der Erkundungstrupp bestand aus Prof. L. A. PORTENKO (Zoologe und Leiter des Trupps), Prof. B. A. TICHOMIROFF (Botaniker), A. I. POPOV (Geologe) sowie vier wissenschaftlichen und technischen Assistenten und Arbeitern, im ganzen 15 Mann.

Ende Mai 1949 verließ der Erkundungstrupp Moskau und begab sich auf dem Luftwege zunächst nach Archangelsk. Von dort ging der Weg entlang der Eismeerküste weiter. Zwei Tage nach dem Verlassen Moskaus landete der Trupp in der Bucht Wostotschnaja auf Taimyr. Ausgerüstet mit allem Nötigen für das Leben in der Arktis, begab sich der Trupp am 10. 6. auf Lastwagen mit Raupenantrieb ins Innere der

<sup>1)</sup> Von der Entsendung der vollständigen Expedition wurde später abgesehen, da der Erkundungstrupp allein die Mammutreste bergen konnte.

Taimyr-Halbinsel. Nach Zurücklegung von etwa 180 bis 200 km erreichte die Expedition am 13. 6. den Fluß Mamontovaja, einen Zufluß des Flusses Schrenk. Erst nach großen Anstrengungen gelang es den Forschern, die Fundstätte des Mammut zu finden, da das 1948 hier hinterlassene Erkennungszeichen inzwischen durch Stürme und Schneeverwehungen vernichtet wurde. Am 15. Juni wurden die Ausgrabungen der Mammutleiche im vollen Umfange in Angriff genommen. Der erhärtete, dichte Schnee ließ sich nur mit großer Mühe wegräumen. Mit der Tiefe wurden die Ausgrabungen noch schwieriger, da man hier auf den ewigen Frostboden stieß. Jetzt war besondere Aufmerksamkeit geboten, denn bei einem unvorsichtigen Schlag mit der Hacke konnten die Skeletteile des Mammut beschädigt werden.

Zunächst wurde der Schädel mit einem Stoßzahn herausgenommen und zum Trocknen an das Ufer des Flusses gelegt (der zweite Zahn befand sich, wie erwähnt, schon im Museum). Doch mußten weitere Ausgrabungen bald eingestellt werden, da die Zeit des Hochwassers heranrückte, welches das Skelettgerüst beschädigen und fortschwemmen konnte. Deshalb wurde die Grube mit Flußgeröll aufgefüllt. Am 10. Juli stieg das Wasser im Fluß tatsächlich so stark, daß es die Grube ganz überdeckte. Die Ausgrabungen konnten erst am 5. August wiederaufgenommen werden. Die Arbeiten gestalteten sich jetzt noch schwieriger, da man bei der Vertiefung der Grube dauernd mit ständig einsickerndem Wasser aus dem Fluß Mamontovaja kämpfen mußte. Doch gelang es den Forschern Mitte August, alle Skeletteile ans Ufer zu ziehen. Sie wurden sorgfältig verpackt, zunächst mit Flugzeugen an die Küste des Eismeres und dann ebenfalls auf dem Luftwege nach Leningrad gebracht, wo sie mit den an der Fundstätte gesammelten Bodenproben und Pflanzenresten Mitte Oktober 1949 eingetroffen waren.

Das eingehende Studium der Einbettungsverhältnisse der Mammutreste und einige Begleiterscheinungen führten die Forscher zum einstimmigen Erkenntnis, daß sich das ausgegrabene Skelett auf sekundärer Lagerstätte befand. Ursprünglich war die Mammutleiche auf der Steilwand der ersten (oder zweiten?) Aueterasse des Flusses Mamontovaja, in unmittelbarer Nähe seiner jetzigen Lagerstätte, eingebettet. Im Laufe der Zeit wurde diese Steilwand vom Fluß unterhöhlt und stürzte zusammen mit der Mammutleiche auf das heutige Flußufer herunter. Der gute Erhaltungszustand der Knochen und die Anwesenheit einiger Weichteile dürften dafür sprechen, daß diese Umbettung der Leiche vor geologisch relativ kurzer Zeit stattgefunden hat.

Welche Tatsachen sprechen nun eigentlich für eine spätere Umbettung des Mammut? Auf den Knochen und den leider nur wenigen erhalten gebliebenen Weichteilen des Tieres sind zahlreiche Bruchstücke eines anhaftenden sandig-tonigen Torfgesteins, insgesamt etwa 30 bis 35 kg, gefunden worden. Dieses Gestein besteht aus einer Wechselagerung von feinsandigen und schlammigen Lagen mit solchen, in denen Pflanzenreste reichlich angesammelt sind. Die Dicke einzelner Lagen schwankt zwischen einigen Millimetern und 2 cm. Das genannte Gestein, welches den Geröllmassen, aus denen das Skelett geborgen wurde, völlig fremd ist, weist große Ähnlichkeit mit den Torfablagerungen der 1. Aueterasse des Flusses Mamontovaja nahe der sekundären Lagerstätte des Mammut auf. Auch die oben erwähnten Pflanzenreste sprechen zu Gunsten dieser Auffassung, da sie mit denen der Aueterasse identisch sind.

Die gesammelten Beobachtungen lassen als sicher annehmen, daß das Taimyr-Mammut zur Zeit der Bildung der ersten Aueterasse gelebt hat. Die primäre Einbettung des Mammutkadavers in Torfablagerungen der ersten Aueterasse, der Erhaltungszustand seiner Weichteile, die Bleichung der Haare, wie sie für Tierkadaver charakteristisch ist, die lange Zeit im Wasser gelegen haben, sprechen dafür, daß das Taimyr-Mammut in einem Sumpfbecken seinen Tod fand, vielleicht nach einem Kampf mit einem stärkeren Gegner, worauf Beschädigungen an der rechten Schulter und am Schulterblatt hinweisen.



Abb. 2. Das Skelett des Taimyr-Mammut im Zoologischen Institut der Akad. der Wiss.

Das Skelett des Taimyr-Mammut erwies sich hinsichtlich der Vollzähligkeit und des Erhaltungszustandes der Knochen wohl als das beste unter den in russischen Museen vorhandenen Exemplaren. Das Taimyr-Mammut ist 310 cm lang, 250 cm hoch (vom Boden bis zum Scheitel). Ausgezeichnet sind die Stoßzähne erhalten. Der rechte, 1948 ins Museum eingelieferte Stoßzahn war schon zu Lebzeiten des Tieres beschädigt. Er ist 185 cm lang und wiegt nur 32 kg, während der linke Stoßzahn 225 cm lang ist. Das Skelett gehört einem vollausgewachsenen Mammutmännchen an.

Nach osteologischen Merkmalen gehört das Taimyr-Mammut 1948 der spätsibirischen Form von *Elephas primigenius beresovkius* (HAY 1922 = *E. primigenius sibiricus* DEPÉRET & MAYET) an, die zum ersten Male 1900 am Fluß Beresovka, Nordostsibirien, gefunden war<sup>2)</sup>. Der Schädel des Taimyr-Mammut ist mit den Stoßzähnen in normaler Stellung gefunden worden. Die spiral gebogenen Stoßzähne verlaufen bei Austritt aus den Alveolen zunächst nach unten und außen und steigen dann nach oben, wobei ihre Endspitzen einwärts gebogen und gegeneinander gerichtet sind. Dieselbe Lage der Stoßzähne wurde bei dem uralischen Mammut aus der Umgebung des Dorfes Purtovo, beim Beresovka-Mammut und bei einem Mammut von der Insel Ljachowski beobachtet. Das Skelett des Taimyr-Mammut ist jetzt in der Halle für fossile Elephanten des Zoologischen Museums der Akademie der Wissenschaften ausgestellt, wo auch der Vertreter der älteren Form des sibirischen Mammut — *Elephas primigenius giganteus* BRANDT — zu finden ist (GARGUTT & DUBININ). (Vgl. Abb. 2).

Aus dem Torfgestein, welches an den Kadaverteilen haftete, sind von TICHOMIROFF (1950) folgende Pflanzenreste bestimmt worden:

#### Gefäßpflanzen

*Dryas punctata* Juz., *Carex hyperborea* Drej., *Eriophorum angustifolium* Roth., *Salix arctica* Pall., *S. polaris* Wahlb., *Cassiope tetragona* (L.), *Luzula* sp.

#### Laub- und Lebermoose

*Cirriphylum cirrosum* (SCHWAEGR.) GROUT., *Drepanocladus Sendtneri* (SCHIMP.) WARNST., *D. intermedius* (LINDB.) WARNST., *Camptothecium trichoides* BROTH., *Tortella*

<sup>2)</sup> Unter den physisch-geographischen Verhältnissen in Nordsibirien hat sich hier eine neue Mammutrasse entwickelt, die sich vom typischen europäischen *Elephas primigenius* BLUM. unterscheidet (TOLMACHOFF, DEPÉRET, HAY).

*tortuosa* (L.) LIMPR., *Distichium montanum* (LAM.) HAG., *Hylocomium splendens* (HEDW.) BR. & SCH., *Polytrichum juniperinum* WILLD., *P. alpinum* HEDW., *Campylium Zemliae* C. JENS., *Oncophorus Wahlenbergi* BRID., *Meesea trichoides* (L.) SPRUCE, *Encalypta rhabdocarpa* SCHWAEGR., *Paludella squarrosa* (L.) BRID., *Blepharostoma trichophyllum* (L.) DUM., *Cephaloziella divaricata* (FRANC.) SCHIFFN., *Sphenolobus minus* (CRANTZ) STEPH., *Scapania* sp., *Plagiochila* sp.

Diese Pflanzenarten sind auch in der rezenten Flora von Taimyr vertreten, wobei einige von ihnen als Edifikatoren oder Subedifikatoren der Pflanzenassoziationen im Bereich der Fundstätte auftreten, wie z. B. *Dryas punctata*, *Eriophorum angustifolium*, *Cassiope tetragona*, *Salix arctica* und *S. polaris* und *Carex hyperborea*. Bei den aufgezählten Pflanzen sind neben den oberirdischen Teilen auch ziemlich deutlich ausgebildete Wurzelreste erhalten geblieben, welche bis zu gewissem Grade auf ihr Wachstum an Ort und Stelle hindeuten. Auffallend ist, daß eine und dieselbe Torfprobe Pflanzenarten verschiedenen ökologischen Charakters enthält. Neben ausgesprochen wasserliebenden Pflanzen finden sich auch solche, die auf trockenen Stellen wachsen. Diese rätselhafte Vermischung der Pflanzenarten verschiedener Lebensweise findet nach TICHOMIROFF eine Erklärung, wenn man sich die Flora der sog. tetragonalen flach-hügeligen (Eriophorum-Riedgras-Moos-)Sümpfe genauer anschaut, die heute im Bereich der Mammutfundstätte verbreitet ist. Man findet auch in diesen Sümpfen eine ungewöhnliche Kombination verschiedener ökologischen Formen. Auf etwas gehobenen, flachen Hügeln wachsen hier mäßig wasserliebende Pflanzen; die tieferen Stellen liegen unter Wasser und sind von wasserliebenden Pflanzen eingenommen. Die Vegetation am Fluß Mamontovaja war nach TICHOMIROFF (1950) zur Zeit des Unterganges des Taimyr-Mammuts in ihren Grundzügen der Flora der rezenten tetragonalen, flach-hügeligen Sümpfe ähnlich. Die Torfbildung ging jedoch damals im Gebiet der Fundstätte intensiver vor sich als in der Gegenwart.

Über die Lebensweise und Ursachen des Aussterbens des sibirischen Mammuts liegen widersprechende Auffassungen vor. Von größter Bedeutung für das Leben des Mammuts als pflanzenfressenden Tieres war natürlich die Vegetation in seinem Lebensraum. Von entscheidender Bedeutung für die Beurteilung der Nahrung des Mammuts ist die Arbeit von SUKATSCHEW. In dieser, in der ganzen Weltliteratur über das Mammut einzigartigen Arbeit hat SUKATSCHEW mit außerordentlicher Sorgfalt die unverdauten Pflanzenreste aus dem Magen eines Mammutkadavers beschrieben, der 1900 am Fluß Beresovka, einem rechten Zufluß der Kolyma, etwa 320 km nordöstlich der Stadt Sredne-Kolymensk (Jakutien) gefunden worden war (nähere Einzelheiten darüber bei PFIZENMAYER und TOLMACHOFF). SUKATSCHEW kam bei seinen Untersuchungen zur wichtigen Erkenntnis, daß das sibirische Mammut sich nicht von Koniferen-Zweigen und -Zapfen ernährte, wie man seit der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts glaubte (K. E. v. BAER, J. F. BRANDT), sondern hauptsächlich von Wiesengräsern. Da im Mageninhalt auch gereifte Früchte von Gräsern anwesend waren, hat SUKATSCHEW den Schluß gezogen, daß das Beresovka-Mammut wahrscheinlich in der zweiten Hälfte des Sommers starb. Die im Norden weit verbreiteten Moose spielten in der Nahrung des Mammuts wegen ihres geringen Nährwertes wahrscheinlich nur eine untergeordnete Rolle, wie z. B. bei den rezenten Rentieren, welche die Moose nur in Zeiten des Futtermangels fressen (TOLMACHOFF). Auch im Magen einer Mammuteiche von der Insel Gr.-Lachowski wurden Gräser und Riedgräser festgestellt. Die Anpassung des Mammuts an die beschriebene Nahrung wurde später von ganz anderer Seite bestätigt. Die Untersuchung eines einzigen bis jetzt bekannt gewordenen Mammutrüssels (Unikum!) vom Fluß Gr.-Baranicha im Kolyma-Becken (Jakutien) zeigte nämlich, daß dieser Rüssel einen stark entwickelten unteren Lappen und einen oberen fingerartigen Fortsatz besaß. Auf diese Weise stellte das Ende des Rüssels ein ausgezeichnetes Greiforgan zum Abreißen von Gräsern und Moosen dar (FLEROV).



Die bisher gesammelten Erfahrungen lassen weiterhin eine gewisse, durch die Jahreszeiten bedingte Periodizität in der Nahrung des Mammuts feststellen. Man muß der Auffassung von TOLMACHOFF recht geben, daß die Nahrung des Mammuts im Winter aus Blättern, kleinen Zweigen und Baumrinde sowie aus Flechten bestand, dagegen im Sommer vorzugsweise ähnlich wie beim Rentier aus grünem Grasfutter. Ferner nimmt TOLMACHOFF an, daß das Mammut ein Nomadenleben führte. Im Frühling wanderte es aus der Waldzone in die südlichen oder sogar nördlichen Teile der Tundra und im Herbst in umgekehrter Richtung, ähnlich den Rentieren in der Gegenwart. Diese dringen im Frühjahr und Anfang Sommer aus Gebirgsbezirken und südlichen Teilen der Waldtundra bis an die Polarküste Sibiriens vor, wobei sie bis 1000 km in einer Richtung zurücklegen. Die Größe des Mammutkörpers verlangt eine entsprechend ausreichende Nahrung (der Magen des Beresovka-Mammut enthielt 12 kg Nahrung), was einen dauernden Aufenthalt des Mammuts in hocharktischen Regionen in der Umgebung von Gletscherdecken mit kärglicher Vegetation ausschließt. In diesen Regionen hielt es sich wahrscheinlich nur im Sommer auf, wo es Schutz vor blutsaugenden Insekten suchte (TICHOMIROFF 1951). Den ungewöhnlichen Reichtum der Insel Gr.-Ljachowski im Nordsibirischen Archipel an Elfenbein kann man ebenfalls durch diese Migrationen des Mammuts erklären. In der Mammutepoche erstreckte sich das sibirische Festland weiter nördlich als heutzutage, und die genannte Insel stellte einen Teil des Festlandes dar. Die Mammutherden konnten daher im Sommer bis zu den Weiden der heutigen Insel Gr.-Ljachowski wandern (OBRUSCHEW).

Das stratigraphische Profil der Ablagerung der ersten Terrasse des Flusses Mamontovaja, in die das Mammut von Taimyr ursprünglich eingebettet war, ist paläontologisch noch ungenügend untersucht. Jedoch weisen schon die bis jetzt gesammelten Beobachtungen darauf hin, daß auf der Taimyr-Halbinsel zu Lebzeiten des Mammuts eine stärker wärmeliebende Flora existierte als in der Gegenwart. In schlammigen Ablagerungen der Terrasse wurden zahlreiche Reste (Blätter, Hölzer) der Zwergbirke (*Betula exilis* SUK.), ebenso Reste von Weiden (*Salix arbuscula* L. oder *S. lanata* L.) von großen Ausmaßen (5-6 cm im Durchmesser, 2-2,5 m lang) sowie Wurzelstöcke von *Equisetum arvense* gefunden. Die Zwergbirke fehlt jetzt in der Umgebung der Fundstätte gänzlich. Die großstrauchigen Weiden finden sich gegenwärtig nur im Gebiet der Chatanga-Waldtundra, also viel weiter südlich der Fundstätte. Dieses Vordringen von Holzpflanzen in die nördlichen Breiten auf Taimyr in der Vergangenheit wird auch durch den Fund von *Larix*-Resten in den nacheiszeitlichen Ablagerungen bis zur Breite von 74° 40', d. h. fast um 2° nördlicher als in der Jetztzeit, bestätigt. Andererseits sind in der russischen Literatur viele Hinweise vorhanden, die zum Schluß drängen, daß das Aussterben der letzten sibirischen Mammute in der Nacheiszeit stattgefunden hat. Auf Grund dieser Tatsachen spricht TICHOMIROFF (1951) die Vermutung aus, daß in einem Zeitabschnitt des Postglazials im Gebiet, wo sich die Reste des sibirischen Mammuts finden, physisch-geographische Bedingungen herrschten, die den heutigen Verhältnissen nahe dem Nordrande der Waldtundra (Übergangszone zwischen der Wald- und Tundra-Zone) oder des Südrandes der Tundra ähnlich waren. Die Auen von Flüssen waren wahrscheinlich von großstrauchigen Weiden vom Typus *Salix arbuscula* und *S. lanata* und grasartigen Gewächsen bedeckt. Die ersten Aueterassen waren infolge Auftauens des Dauerfrostbodens von Sümpfen eingenommen, in denen die Torfbildung rascher vor sich ging, als es gegenwärtig in diesen Breiten der Fall ist. Auf Hügeln wuchsen Zwergbirken und auf südlichen Hängen vielleicht auch Lärchen. Die vorherrschenden Pflanzenarten waren jedoch verschiedene Gräser und Riedgräser.

In der Zusammensetzung der Flora seit dem Untergang des Taimyr-Mammuts und bis zur Gegenwart haben somit wesentliche Veränderungen stattgefunden. Diese bestehen im allmählichen Verschwinden der Wald- und Straucharten und in der Zunahme

der Tundra-Pflanzenassoziationen des rezenten Typus. Daraus zieht TICHOMIROFF (1951) den Schluß, daß das Taimyr-Mammut in einem wärmeren Klima lebte als dem Klima der Gegenwart. Man kann nach TICHOMIROFF die Existenz des Taimyr-Mammuts zeitlich mit der Waldphase in der nacheiszeitlichen Geschichte der nordsibirischen Vegetation parallelisieren, welche einer bedeutenden Erwärmung des Klimas (dem postglazialen Klimaoptimum) entsprach. Zu dieser Zeit drangen die Wälder bzw. einzelne Baumgruppen um  $2.5^{\circ}$  bis  $3.5^{\circ}$  nordwärts von der heutigen Grenze vor. Während dieses wärmeren Zeitabschnittes lebten die letzten Vertreter der sibirischen Mammute als die charakteristischsten Repräsentanten der Postglazialzeit. Man darf aber das sibirische Mammut in keinem Falle als wärmeliebendes Tier betrachten. Im Gegenteil sprechen die lange Haarkleidung (bis zu 50 cm an Brust und Schultern), eine dicke Schicht von über den ganzen Körper gleichmäßig verteiltem Fett und andere Merkmale für die Anpassung des Mammuts an die harten Lebensbedingungen in den nördlichen Teilen Sibiriens. Die stark entwickelten und spiral gebogenen Stoßzähne dienten, wie neuerdings von GARGUTT und DUBININ begründet wurde, als Werkzeuge zum Wegräumen von Schnee.

Die neuerdings von ZAKLINSKAJA durchgeführten sporen- und pollenanalytischen Untersuchungen der Sedimente der 1. und 2. Terrasse lassen erkennen, daß zur Zeit ihrer Entstehung auf Taimyr eine baumlose Vegetation mit auffallend vorherrschenden Wiesengräsern existierte. Diese Tatsache darf übrigens als eine weitere Bestätigung der Auffassung von SUKATSCHEW betrachtet werden, nach der die Wiesengräser die Hauptnahrung des sibirischen Mammuts darstellten. Ferner drängen diese Untersuchungen zur Annahme, daß das Taimyr-Mammut ursprünglich anscheinend in den Ablagerungen der 2. Aueterrasse begraben war, ehe seine Leiche auf das Ufer des Flusses Mamontovaja herabstürzte. Hinsichtlich des Alters des Taimyr-Mammuts kam ZAKLINSKAJA zum Erkenntnis, daß es lebte und starb nicht während des postglazialen Klimaoptimums, wie TICHOMIROFF glaubt, sondern kurz vor dem Eintreten dieses Optimums.

Die Annahme des postglazialen Alters für das Taimyr-Mammut steht an sich nicht im Widerspruch zu den in Sibirien gesammelten Erfahrungen. Die Vegetation zur Zeit des Beresovka-Mammuts war nach SUKATSCHEW der rezenten Flora von Nord-Jakutien ähnlich. Neuerdings unterschied P. A. NIKTIN (1939) drei verschiedenalterige Mammut-Floren, nämlich eine Präwürm-, eine Würm- und eine Postwürm-Flora<sup>3)</sup>. Nach STRACHOW hat es in Nordasien mindestens zwei Vereisungen gegeben, von denen die ältere, wahrscheinlich mit der Riß-Eiszeit synchron, am stärksten war. In der Inter-glazialzeit hat hier eine boreale marine Transgression stattgefunden, die augenscheinlich analog und synchron mit derjenigen im Norden der Russischen Tafel war. Hier lebte das Mammut noch in der Zeit des Yoldia-Meeres und starb in der Ancyclus-Zeit aus. In Nordasien existierte das Mammut nach STRACHOW in der Würmzeit und später, anscheinend bis in die geologisch jüngere Zeit hinein. Meinerseits möchte ich die Vermutung aussprechen, daß das Mammut vielleicht weit günstigere Lebensbedingungen in Nordasien fand als anderswo in der Welt, wofür zahlreiche Funde seiner Reste sprechen, so daß seine letzten Vertreter in Sibirien erst im Laufe der Postglazialzeit ausstarben.

Nun liegt eine neuere Bestimmung des Alters des Taimyr-Mammuts vor, die nicht unerwähnt bleiben darf<sup>4)</sup>. In seinem interessanten Artikel über die Verwendung mancher Isotopen für die Lösung verschiedener geologischer Probleme erwähnt WINORGADOW kurz, daß A. W. TROFIMOW in seinem Institut mit Hilfe des Isotops  $C^{14}$  das absolute

<sup>3)</sup> Die einschlägigen Literaturangaben hierzu s. bei TICHOMIROFF (1950).

<sup>4)</sup> Für den Hinweis auf die Untersuchungen von A. TROFIMOW bin ich Herrn Prof. Dr. H. GAMS, Innsbruck und Herrn Dr. H. GROSS, Bamberg, zu Dank verpflichtet.

Alter des Taimyr-Mammuts mit ca. 12 000 Jahren (= Beginn der Alleröd-Wärmeschwankung in Europa) bestimmt. Eine Stellungnahme von Geologen bzw. Paläobotanikern zu dieser Datierung liegt noch nicht vor.

#### Schriftenverzeichnis

- SUKATSCHEW, V. N.: Untersuchung der Pflanzenreste aus der Nahrung einer Mammulleiche, gefunden am Fluß Beresovka in Jakutien. - *Wiss. Erg. einer Expedition der Akad. d. Wissenschaften*, Bd. 3, Petrograd 1914.
- HAY, O. P.: Observations on some extinct Elephants. - Washington, D. C. 1922 (im Original mir nicht zugänglich).
- DEPÉRET, Ch., MAYET, L.: Monographie des éléphants pliocènes de l'Europe et de l'Afrique du Nord. - *Ann. Univ. Lyon*, N. S. **43**, S. 89-224, 1923.
- PFIZENMAYER, E. W.: Mammulleichen und Urwaldmenschen in Nord-Ost-Sibirien. - 341 S., Leipzig 1926.
- TOLMACHOFF, I. P.: The carcasses of the mammoth and rhinoceros in the frozen ground of Siberia. - *Trans. Amer. Phil. Soc. N. S.* **23**, S. 1-74. 1929.
- FLEROV, C. C.: Trunk of mammoth found in the Kolyma District, Siberia. - *C. r. URSS*, Serie 7, 6, 1931.
- TICHOMIROFF, B. A.: Zur Charakteristik der Pflanzendecke während der Mammut-Epoche auf Taimyr.-*Botanitscheskij Zhurnal* **35**, S. 482/97. 1950.
- TICHOMIROFF, B. A.: Über die Vegetation zur Mammut-Zeit in Nord-Sibirien. - *Priroda* **40**, S. 33-40. 1951.
- GARGUTT, B. E., DUBININ, V. B.: Über das Skelett des Taimyr-Mammuts. - *Zoologitscheskij Zhurnal* **30**, S. 17-22. 1951.
- PORTENKO, L. A., TICHOMIROFF, B. A., POPOV, A. I.: Die ersten Resultate der Ausgrabung des Taimyr-Mammuts und die Erforschung seiner Einbettungsbedingungen. - *Zoologitscheskij Zhurnal* **30**, S. 3-22. 1951.
- OBRUTSCHEW, V. A.: Notiz in: *Priroda* **41**, S. 120/22. 1952.
- PAVLOVSKIJ, E. N.: Taimyr-Expedition zur Ausgrabung der Mammulleiche. - *Vestnik der Akad. d. Wissenschaften* **20**, S. 126/28. 1950.
- ZAKLINSKAJA, E. D.: Zur Frage der Pflanzendecke zur Zeit des Taimyr-Mammuts. - *Doklady Akad. Nauk SSSR* **98**, S. 471-74. 1950.
- STRACHOW, N. M.: Grundlagen der historischen Geologie [russ.], Bd. 2, Moskau-Leningrad 1948, S. 306-309.
- WINOGRADOW, A. P.: Geochemie der Isotopen. - *Izv. Akad. Nauk SSSR ser. geol.* 1954, Nr. 3, S. 3-9; *Vestnik Akad. Nauk SSSR*, 1954, Nr. 5, S. 26-43.

Manusk. eingeg. 13. 9. 1954.

Anschrift d. Verf.: Dr. N. Polutoff, Gmelin-Institut Tübingen, Wilhelmstraße 26.

## Zur Auswertung steinzeitlicher Oberflächenfundplätze

Federmesser — Zivilisation und Mesolithikum

VON HERMANN SCHWABEDISSEN, Schleswig

Mit 3 Abb. im Text.

**Zusammenfassung.** Die Auswertung steinzeitlicher Oberflächenstationen muß mit Vorsicht erfolgen, weil günstige Siedlungsplätze oft mehrfach bewohnt gewesen sind. Es gibt aber Kriterien, deren Beachtung die Gefahr von Fehlschlüssen weitgehend ausschaltet. Folgende Hauptgrundsätze sind zu beachten:

1. Genaue Kenntnis der Originalfunde von genügend zahlreichen Stationen eines möglichst großen Gebietes.
2. Vergleich mit stratigraphisch gesicherten Horizonten und „geschlossenen Funden“.
3. Beurteilung der Fundplätze nicht nach Einzeltypen, sondern nach „Artefaktkomplexen“.

Unter „Artefaktkomplex“ wird die Vergesellschaftung von Funden verstanden, die nach Zahl, Form, Material und Bearbeitungstechnik so mannigfaltig wie möglich sind, wobei das Zahlenverhältnis eine wesentliche Rolle spielt. Von französischer Seite wurde ein Verfahren zur Veranschaulichung der Artefaktkomplexe mittels graphischer Darstellung vorgelegt (Abb. 1 u. 2), das auch für die Auswertung von Oberflächenstationen große Bedeutung hat.

Die Beachtung obiger Grundsätze macht es möglich, mit Hilfe von Oberflächenfundplätzen Fragen zu beleuchten, für deren Lösung sonst keine Voraussetzungen vorhanden sind. Das wird an Beispielen der spätpaläolithisch/mesolithischen Kulturentwicklung in Nordwesteuropa erläutert. Neuere Forschungsergebnisse brachten eine Bestätigung der auf Grund der Flinttypologie gewonnenen Resultate. So wird folgendes erhärtet:

1. Die Federmesser-Zivilisation beruht nicht auf der willkürlichen Auslese aus mesolithischen Stationen, sondern stellt eine selbständige Kulturgruppe vom Charakter eines ausklingenden Magdalénien dar.
2. Die Hamburger Kultur gliedert sich in eine ältere und eine jüngere Stufe.
3. Im Mesolithikum lassen sich kern- und scheibenbeilführende von rein mikrolithischen Fundgruppen scheiden. Auch innerhalb der Mikrolith-Zivilisation sind verschiedene Gruppen vorhanden.

**Summary.** One will have to act very cautiously when evaluating the open air stations of the stone age, because often advantageously situated dwelling-places were reinhabited at various periods. There are, however, criteria that will, if you follow them strictly, reduce the danger of drawing wrong conclusions to a minimum. The following chief points will have to be taken into consideration:

- 1) A thorough knowledge of the original finds of a great number of stations within as large an area as possible.
- 2) A comparison with stratigraphically secured cultural layers and with other „closed finds“.
- 3) The Flint-Places should not be evaluated according to individual types but to the so-called „Artefact Complex“.

„Artefact Complex“ means a system of an association of finds. Whenever possible these finds should be manifold and different in number, shape, material, and technique, whereby the numerical proportion is of considerable importance. From the French quarter a diagram has been supplied (Fig. 1 and 2) to demonstrate the „Artefact Complex“ which will be of great help for the evaluation of open air stations.

If you follow the a. m. points in connection with the open air stations you will be able to throw light on those questions which perhaps otherwise might not be answered at all. This is demonstrated by examples from the development of late palaeolithic and mesolithic cultures

in Northwestern Europe. Recent results in our field of research have confirmed the results that were achieved by the flint typology.

Thus the following conclusions are arrived at:

- 1) The „Federmesser“ Culture is not founded on an arbitrary selection of Mesolithic stations but forms a group of its own which is of the latest Magdalenian Culture in character.
- 2) The Hamburg Culture is divided into an older and a younger stage.
- 3) In the Mesolithic one can distinguish between the „axe-and-tranchet“ groups and the purely Microlithic ones. Also within the Microlithic Civilisations there are various groups to be found.

Wenn kürzlich an dieser Stelle (K. J. NARR 1953) u. a. kritische Bemerkungen zur Auswertung von Oberflächenstationen vorgebracht worden sind, so geschah dies prinzipiell durchaus zu recht. Die Bearbeitung von Freilandfundplätzen ist in der Tat mit Gefahren verbunden, und man sollte in jedem Falle sehr vorsichtig zu Werke gehen. Dessen ist sich gerade derjenige bewußt, der einmal vor die Aufgabe gestellt war, mit steinzeitlichem Oberflächenmaterial aus hunderten von Stationen wissenschaftlich zu arbeiten. Man kann schon die manchmal auftauchende Frage verstehen, ob aus Oberflächenfunden überhaupt Schlüsse gezogen werden dürfen. Daß dies jedoch gerechtfertigt ist, beweisen zahlreiche praktische Forschungsergebnisse. Wo würden wir beispielsweise mit unserem Wissen über die spätaltsteinzeitlich/mesolithische Besiedlung Nordwesteuropas oder über das Mesolithikum Europas in seiner Gesamtheit stehen, wenn wir uns nicht der glücklicherweise zahlreich vorhandenen Flintplätze hätten bedienen können! Sofern stratigraphisch gesicherte Fundschichten oder geschlossene Höhlen- bzw. Moorhorizonte mit Knochen- und Geweihmaterial und mit allen naturwissenschaftlichen Auswertungsmöglichkeiten vorhanden sind, bedeutet die Einordnung der Funde dem mit den Methoden unserer Forschung Vertrauten kein besonderes Problem. Wenn aber ausschließlich Oberflächenstationen mit nichts als spröden Steinartefakten zur Verfügung stehen, setzen die Schwierigkeiten ein. Dann gilt es — um nicht von vornherein vor den weißen Flecken auf unseren Besiedlungskarten zu kapitulieren — Wege zu beschreiten, die es gestatten, auch den Oberflächenfunden möglichst viel an Erkenntnissen abzugewinnen. Diesen Möglichkeiten, wie ferner den Grenzen der Auswertbarkeit von Oberflächenfundplätzen, gilt hier unser Hauptinteresse.

Günstige Siedlungsplätze sind erfahrungsgemäß oft mehr als einmal bewohnt gewesen, nicht nur zu verschiedenen Zeiten, unter Umständen auch von ganz verschiedenen Menschengruppen. Und das Problem besteht darin, die Hinterlassenschaften der einzelnen Besiedlungsphasen richtig voneinander zu trennen. Wie die Geschichte der Forschung lehrt, gehört zur Beurteilung der Einheitlichkeit oder zur Aussonderung verschiedenalteriger Fundkomplexe innerhalb des Silexmaterials — weit mehr als in anderen Bereichen unserer Wissenschaft — ein besonderes „Fingerspitzengefühl“, das nicht jedem eigen ist und das, soweit es nicht überhaupt angeboren sein muß, nur durch unmittelbaren Kontakt mit den Originalen und dem zugrundeliegenden Rohmaterial entwickelt werden kann (G. SCHWANTES 1942 und H. SCHWABEDISSEN 1944, 5 f.). Darüber hinaus gibt es aber Kriterien, die allgemeiner faßbar sind und sich bei der Auswertung von Oberflächenstationen anwenden lassen. Sie kommen in folgenden Grundsätzen zum Ausdruck:

1. Kenntnis des gesamten Fundstoffes des zu bearbeitenden Raumes aus der Anschauung.
2. Vorhandensein einer ausreichenden Zahl von Fundplätzen eines genügend großen Gebietes.
3. Engräumige Trennung der Artefakte auf den Siedlungsplätzen.



4. Vergleichendes Studium der Silexartefakte von verschiedenen Bodenarten (Sand, Lehm, Löß, Torf, Gytja usw.), sowohl von der Oberfläche als auch in den Boden eingebettet.
5. Berücksichtigung des besonderen Silexmaterials und der Patina<sup>1)</sup>.
6. Vergleich mit stratigraphisch gesicherten Horizonten oder mit sonstigen „geschlossenen Funden“.
7. Beurteilung der Fundplätze nicht nach Einzeltypen, sondern nach der Formenvergesellschaftung, und zwar nach genügend vollständigen „Artefaktkomplexen“.

Sehr wesentlich ist — um den letzten Punkt aufzugreifen — die Vermeidung eines Vergleichs von Einzeltypen. Wenn K. J. NARR in dem oben zitierten Aufsatz z. B. die Fundplätze Wehlen und Nettelhorst mit Oldendorf und Poppenburg auf Grund von einzelnen Stielschabern vergleicht, so erscheint uns das in methodischer Hinsicht gewagt. Die Stielschaber stellen in Poppenburg und Oldendorf nur Einzelscheinungen dar, während sie in Wehlen, Nettelhorst, Grande, Spreng und Borneck in Mengen vertreten sind. Der Gerätetyp kommt vereinzelt im Magdalénien vor (z. B. Keßlerloch b. Thayngen [Originalfunde im Museum Schaffhausen]), fehlt aber auch im Aurignacien und im Gravettien nicht (Vogelherd, „mittleres und oberes“ Aurignacien (G. RIEK 1934, Taf. XII, XIII, XIX und XX). Die normalen Klingenschaber mit unlaufender Randretusche sind in der Wehlener Gruppe völlig anders als diejenigen in Poppenburg und Oldendorf, was eine Betrachtung der Originale sofort erkennen läßt. Der gut ausgeprägte Schabertyp dieser südniedersächsischen Plätze hat in der Gruppe von Wehlen keine direkten Parallelen, sondern in seiner schlanken Form mit der feinen, sorgfältigen Randbearbeitung im Norden höchstens in der Hamburger Kultur.

Ebenso haben die Fußspitzen (Gravettespitzen mit spitzer Basis) von Poppenburg und Oldendorf keine unmittelbaren Vergleichsstücke in den Wehlener Stationen. Dieser Werkzeugtyp ist in seiner allgemeinen Ausprägung in verschiedenen steinzeitlichen Fundgruppen anzutreffen, für einen Vergleich eignen sich deshalb eher die spezieller ausgeführten Typen. Darüber hinaus aber — und das ist entscheidend — genügt nicht der Vergleich von Einzelformen, sondern nur derjenige von Artefaktkomplexen (H. SCHWABEDISSEN 1949, S. 48 f.).

Unter „Artefaktkomplex“ ist nicht einfach eine Geräteformenvergesellschaftung zu verstehen, sondern eine Akkumulation von Funden, die nach Form, Material und Bearbeitungstechnik so mannigfaltig wie möglich sind und die in einem bestimmten Zahlenverhältnis zueinander stehen. Wesen und Bedeutung der Artefaktkomplexe wird besonders augenfällig, wenn man die Funde der einzelnen Stationen nach Form, Zahl und technischen Merkmalen graphisch darstellt, etwa so, wie es neuerdings von französischer Seite geschehen ist (D. DE SONNEVILLE-BORDES & J. PERROT 1953 & G. LAPLACE-JAURETSCHKE 1954). Dieses Veranschaulichungsverfahren (Abb. 1 u. 2) bietet eine neue, wie es uns scheint, vielversprechende Möglichkeit des Vergleichs verschiedener Stationen und der Erfassung von Fundgruppen. Das gilt insbesondere für unsere Freilandflintplätze<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> Man muß sich hüten, die Farbe der Patina mit der des Gesteins zu verwechseln. Die Auswertung der Patina kann nur mit besonderer Vorsicht geschehen. Fundstücke derselben Zeit und derselben Siedlung können — je nachdem, ob sie auf der Oberfläche, im Sand, im Lehm, im Moor, ob sie in trockenem oder feuchtem Boden gelegen haben — ganz verschieden patiniert sein. In gleicher Gegend, bei gleichem Boden, bei annähernd gleichem Gehalt an Feuchtigkeit, unter gleichen chemischen Einwirkungen, bei gleicher Lagerung auf der Oberfläche oder in der gleichen Schicht, kann man bedingt mit der Patina arbeiten.

<sup>2)</sup> Das Verfahren soll demnächst an Hand von Beispielen eingehender dargelegt werden.

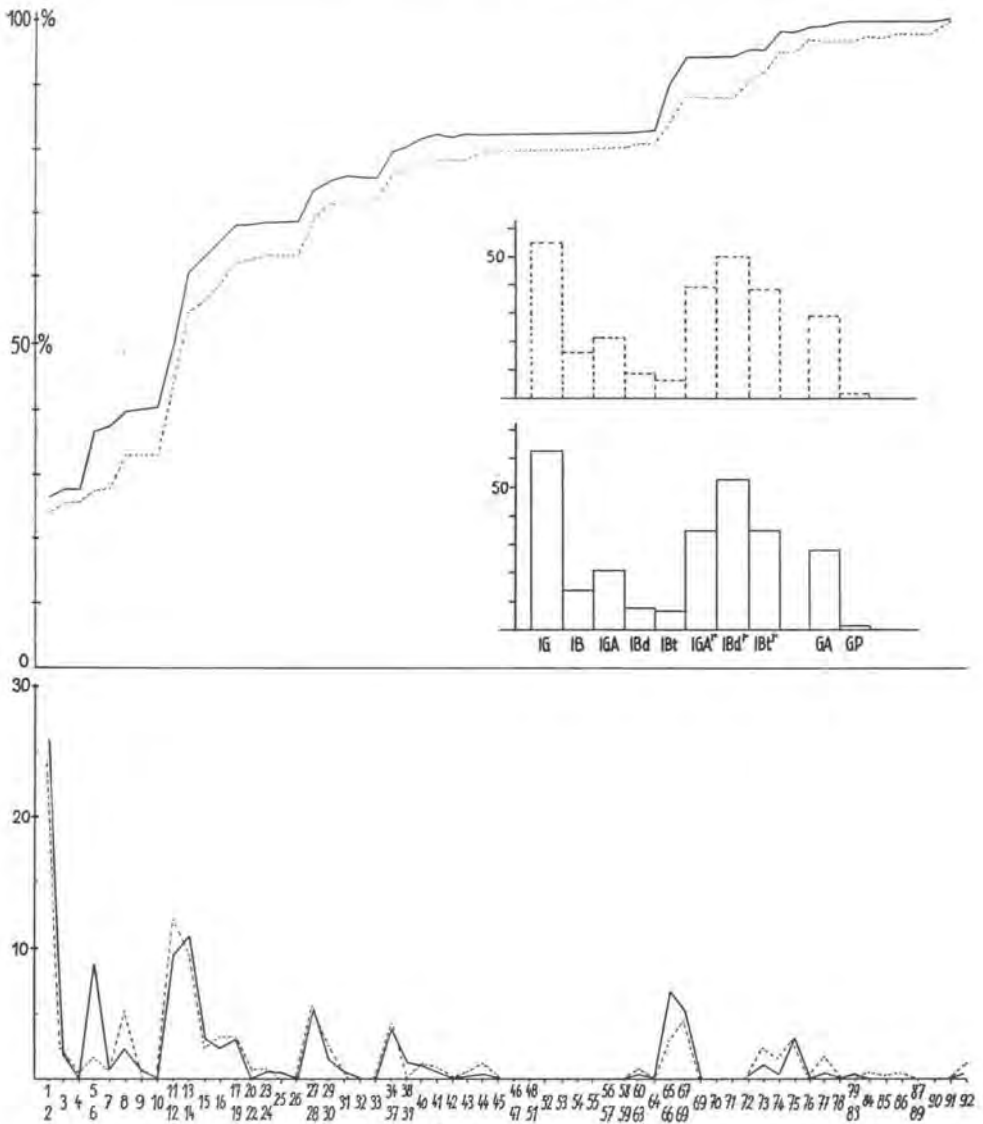


Abb. 1 Aurignacien I

————— Abri LARTET ——— Abri DU POISSON (Gorge d'Enfer, Dordogne)  
 Oben rechts: Säulendarstellung des Werkzeuggruppenanteils (Schaber, Stichel usw.) - Oben links:  
 Summenkurven der Werkzeugtypen. - Unten: Histogramm der Werkzeugtypen.  
 (Nach D. DE SONNEVILLE-BORDES und J. PERROT 1953)

Eine Beachtung der oben aufgeführten Grundsätze schalter die der Auswertung von Oberflächenstationen anhaftenden Gefahren weitgehend aus. Trotzdem haben die auf diesem Wege gewonnenen Ergebnisse immer nur unter Vorbehalt zu gelten, und zwar so lange, bis exaktere Beweise erbracht sind. Bis dahin sind sie jedoch als Arbeitshypothese zu respektieren. Ähnliches trifft ja auch für andere Bereiche der wissenschaftlichen Beweisführung zu.

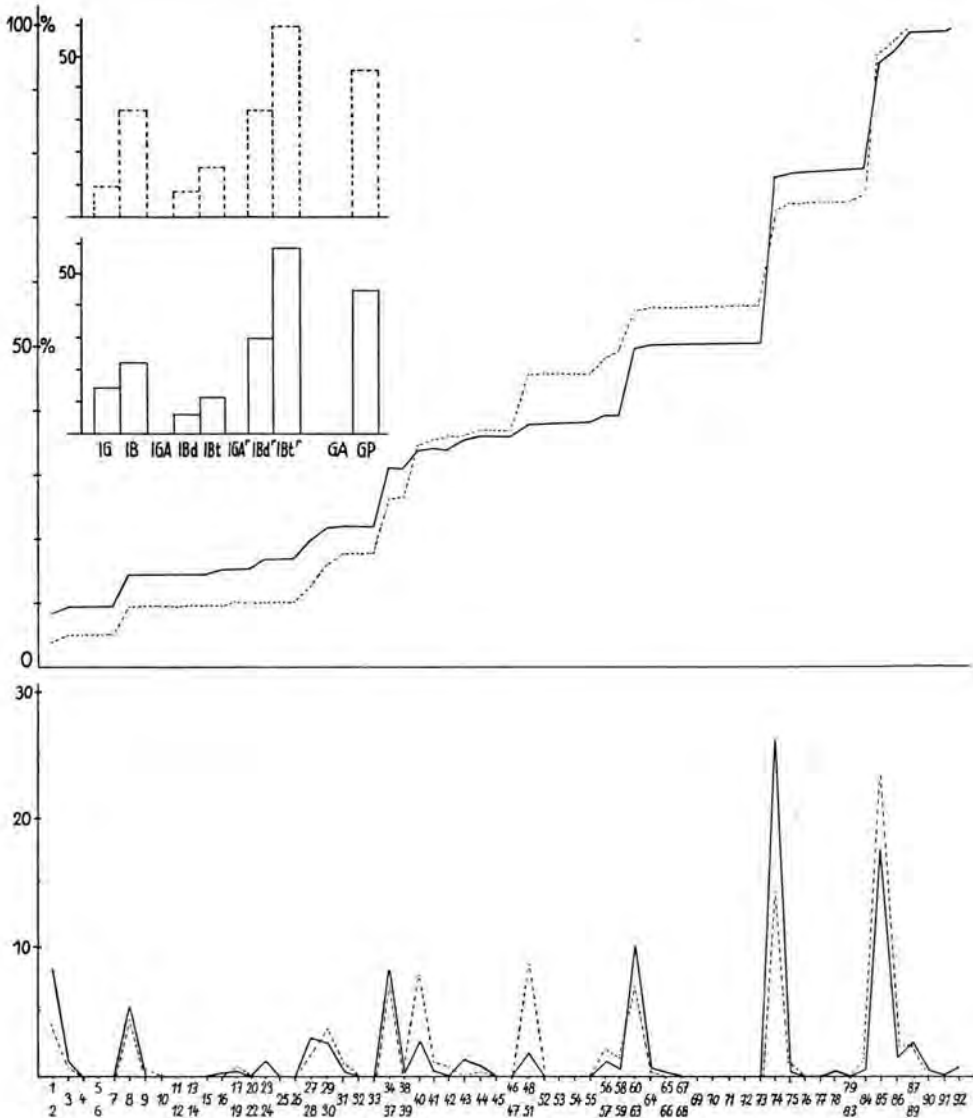


Abb. 2 Périgordien

- Schicht B von Laugerie-Haute Ost (Périgordien III<sup>1</sup>)
- - - - - Schicht B' von Laugerie-Haute Ost (Périgordien III<sup>2</sup>)

Oben links: Säulendarstellung des Werkzeuggruppenanteils (Schaber, Stichel usw. - Oben rechts: Summenkurven der Werkzeugtypen. - Unten: Histogramm der Werkzeugtypen.

(Nach D. DE SONNEVILLE-BORDES und J. PERROT 1953)

Die Brauchbarkeit der Flintgerättypologie — um eine solche handelt es sich im wesentlichen — wird durch praktische Ergebnisse bewiesen.

So beruht die Aufstellung des „Creswellien“ durch D. A. E. GARROD (1926) auf flint-typologischen Erwägungen. Heute ist die Existenz einer selbständigen Creswell-Gruppe des Magdalénien nicht mehr ernsthaft zu bezweifeln. Der erste Nachweis einer jung-

paläolithischen Besiedlung Norddeutschlands (Hamburger und Ahrensburger Kultur) durch G. SCHWANTES (1928, 1934), wie auch ihrer Ausdehnung (H. SCHWABEDISSEN 1937) fußten ausschließlich auf Oberflächenstationen. Hier lieferten die großen Ausgrabungen von A. RUST in Meiendorf und Stellmoor eine exakte Datierung und damit eine eindrucksvolle Bestätigung der flinttypologisch erarbeiteten Hypothesen. Nicht viel anders war es bei der Gliederung der mittleren Steinzeit in Schleswig-Holstein oder bei der Scheidung eines flintbeiführenden von einem feingerätigen Mesolithikum durch G. SCHWANTES, J. G. D. CLARK und durch uns selbst. Spätere Grabungen und theoretische Studien vermochten das Erkannte nur zu erhärten.

Genau so basiert die Erfassung unserer magdalénienartigen Federmesserzivilisation des nordwesteuropäischen Flachlandes nur auf der flinttypologischen Auswertung von Oberflächenstationen. Die mittlerweile gewonnenen stratigraphischen Anhaltspunkte haben die kulturelle und die zeitliche Stellung vollauf bestätigt. Ebenso tritt die Untergliederung der Federmesserzivilisation in mehreren Gruppen immer deutlicher hervor<sup>3)</sup>.

Im Anschluß an die räumliche Abgrenzung der Hamburger Kultur hatten wir früher versucht, eine zeitliche Untergliederung in ein älteres und ein jüngeres Hamburg wahrscheinlich zu machen (H. SCHWABEDISSEN 1937). Nachdem sich A. BOHMERS dieser Vermutung auf Grund von zusammenfassenden Betrachtungen über das Spätpaläolithikum und Mesolithikum der Niederlande angeschlossen hatte (A. BOHMERS 1947), dürfte sie nach den wichtigen Grabungen von A. RUST am Fundplatz Poggenwisch (A. RUST 1954, S. 101 und G. H. BRÜCKNER 1954, S. 191 f.) als gesichert gelten, zumal inzwischen auch entsprechende C<sup>14</sup>-Zahlen vorliegen, die A. RUST demnächst bekanntgeben wird.

Bessere Beweise für die Brauchbarkeit einer vorsichtig angewandten Flintgerätypologie konnten gar nicht erwartet werden.

Nach den oben gekennzeichneten Grundsätzen sind wir auch bei der Abgrenzung der Federmesserzivilisation gegenüber dem Mesolithikum und bei der Scheidung des Letzteren in einen flintbeiführenden und einen flintfreien Kreis verfahren. Unser Vorgehen ist offenbar nicht allenthalben verstanden worden (K. NARR 1953, S. 53 f.). Es sei uns daher erlaubt, auf einige der vorgebrachten Einwände und auf andere gelegentlich auftauchende Fragen kurz einzugehen.

Wenn an verschiedenen Fundplätzen ein magdalénienartiger von einem mesolithischen Komplex getrennt wurde, so geschah dies nicht willkürlich. Es lagen uns immerhin 60—70 mesolithische Fundplätze aus Nordwestdeutschland vor, unter denen sich z. T. sehr reiche und auch ausgegrabene Stationen befinden, die eine völlig andere Gerätschaftenszusammensetzung aufweisen. Dem standen ca. 10 Federmessersfundplätze ohne irgendwelche Mikrolithenbeimengung gegenüber. Wenn dann noch besondere Typen, wie Rechteckmesser, Federmesser mit Kerbe am oberen Ende, Kremser Spitzen, Stielschaber, Lyngby-Spitzen (Formen, die auf reinen Federmesserstationen nicht selten sind) oder kräftige Sticheltypen, die der Nordwestkreis des Mesolithikums fast gar nicht kennt, hinzukommen, so ergeben sich in der Tat gewichtige Gründe für eine Trennung. Ein-

<sup>3)</sup> Wenn die Frage gestellt wurde (K. J. NARR, briefl. Mitt.), ob der Magdalénien-Fundplatz Andernach auf Grund der Flintgeräte nicht besser der Tjonger-Gruppe zugeordnet würde, so scheint u. E. kein durchschlagender Grund dafür zu bestehen. Zwar umfassen die Gravette-Spitzen und Federmesser z. T. recht große Formen, doch kommen solche auch in der Wehlener Gruppe gelegentlich vor, wie beispielsweise in Grande und Nettelhorst (H. SCHWABEDISSEN 1954, Taf. 1 u. 39). Es fehlen in Andernach die klassischen Messer mit einfach geknicktem Rücken vom Typ Kent und die Trapezmesser. Auf der anderen Seite führt Andernach echte Halbmondmesser, die sowohl in der Tjonger-Gruppe als auch im Creswellien fehlen. Im übrigen ist die gesamte Formenzusammensetzung entscheidend, nicht ein einziges Merkmal allein, wie etwa das der besonderen Größe. Und die Formenkombination spricht am meisten für eine Eingliederung in die südwestdeutsche Probstfels-Gruppe. Auf der anderen Seite soll eine gewisse Besonderheit in dem Flintgerät von Andernach nicht verkannt werden.

z e l n e Federmesser wurden nirgends aussortiert. Es wurde sogar festgestellt, daß kleine „Gravettespitztypen“ (als „nadelförmige Spitzen“ benannt [H. SCHWABEDISSEN 1944, Taf. 7, 7]) für den Nordwestkreis geradezu kennzeichnend sind. Allerdings handelt es sich um Formen, die sich von den echten Federmessern und Gravettespitzen deutlich unterscheiden.

Das Fundmaterial von Wustrow a. d. Jeezel, das uns schon früher in seiner Gesamtheit bekannt war, wurde inzwischen vollständig vorgelegt (H. SCHWABEDISSEN 1954). Die Tafeln 42 und 43 (a. a. O.) zeigen Formen, für die es im europäischen Mesolithikum keine Parallelen gibt, wohl aber im Magdalénien. Ebenso findet sich für den Federmesserkomplex von Grande — durch A. RUST übrigens auch ins Spätpaläolithikum verwiesen<sup>4)</sup> — mit Stielschabern, klassischen Gravette-Spitzen, Kantensicheln usw. — kein Vergleich in der mittleren Steinzeit. Gerade die Wehler Gruppe, der der besagte Gerätkomplex von Grande angehört, ist durch den reichen Fundplatz von Wehlen selbst (H. SCHWABEDISSEN 1954, Taf. 52-61), durch die Station Sprengel (a. a. O., Taf. 3) und durch die Werkzeuge in dem von A. RUST ausgegrabenen Magdalénien-Zelt von Bornwisch typologisch einwandfrei umrissen.

In Calbe a. d. Milde finden sich u. a. sehr spezifische Formen, wie Federmesser mit Kerbe am oberen Ende, die auf reinen Federmesser-Stationen mehrfach wiederkehren. Auch auf einem der unsichersten Fundplätze, dem von Dovesee bei Braunschweig, findet sich wiederum ein kleines Federmesser mit Endkerbe. Auf mesolithischen Fundplätzen begegnet uns nichts Entsprechendes.

Falls wir aus den Hinterlassenschaften eines Oberflächenfundplatzes einen Komplex ausgesondert haben würden, der nicht auf mehreren anderen Stationen rein belegt ist, dann hätte das eine unbegründete Auslese bedeutet. Wir sind aber nach der oben dargelegten Methode verfahren, die entscheidende Fehlschlüsse vermeiden läßt. Einige wenige unsichere Fundplätze vermögen an der Gesamtsituation nichts zu ändern, wie auch K. J. NARR (1953) betont.

Im übrigen sei auf die Ausführungen in unserem Federmesser-Buch verwiesen (H. SCHWABEDISSEN 1954, S. 66 und Fußnote 5 b). Dort wurde u. a. auch unterstrichen, daß wir unsere Federmesser-Zivilisation als magdalénienartige Kultur von Anfang an dem Spätpaläolithikum zugewiesen haben.

Wie gegenüber den Federmesser-Gruppen, so nimmt der Nordwestkreis des Mesolithikums<sup>5)</sup> — einschließlich der Mikrolithik — auch gegenüber dem nordischen Kern- und Scheibenbeilkreis nach wie vor eine durchaus selbständige Stellung ein. Den fundamentalen Unterschied hat zuerst G. SCHWANTES (1928, S. 221 f.) erkannt. Man braucht nur einmal die Funde bei H. SCHWABEDISSEN 1944, Taf. 7, 16, 17, 35 oder 75 mit denen von Taf. 54, 66, 71 oder 124 a. a. O. zu vergleichen, um davon überzeugt zu werden. Natürlich gibt es nicht nur in der südlichen Duvensee-Gruppe, sondern auch in der nördlichen Maglemose-Gruppe des nordischen Kernbeilkreises echte Mikrolithik (d. h. geometrische Kleingeräte), aber dies ist nicht entscheidend, wie bekanntlich schon im Magdalénien II Dreiecksmikrolithen auftreten. Wesentlich ist, daß die Mikrolithen im Nordwestkreis besonders zahlreich, recht klein und sehr mannigfaltig sind wie in keiner

<sup>4)</sup> Von der Zuweisung des paläolithischen Komplexes von Grande zum Creswellien ist A. RUST inzwischen abgerückt.

<sup>5)</sup> Es erscheint auch nach dem gegenwärtigen Forschungsstand nicht angängig, alle mikrolithischen Stationen in einem großen Mikrolith-Kulturkreis zusammenzuschließen. Mikrolithik ist nicht ohne weiteres gleich Mikrolithik. Zweifellos sind verschiedene feingerätige Gruppen erkennbar, die nicht nur verschiedene Zeitstufen repräsentieren. Der „Nordwestkreis“ z. B. unterscheidet sich von südlicheren und östlicheren Gruppen. Vielleicht steht er mit westkontinentalen Mikrolithfundplätzen in Zusammenhang und schließt sich möglicherweise an das „Tardennoisien“ im engeren Sinne an. Vor endgültigen Schlüssen bedarf es jedoch sehr weiträumiger Untersuchungen.



Gruppe des Kern- und Scheibenbeilkreises und daß darüberhinaus in beiden Kreisen eine ganz verschiedene Vergesellschaftung der Mikrolithformen zu finden ist. Berücksichtigt man sodann das Fehlen von Kernbeilen, Scheibenbeilen, Dreikantgeräten, Handgriffschabern („Kielkratzern“) und die Vielfalt der Stichel — alles Werkzeugtypen, die dem Nordwestkreis nahezu unbekannt sind — so bedarf die Frage der Gegensätzlichkeit keiner weiteren Diskussionen.

Wenn es den zifrigen Bemühungen zahlreicher Sammler an über 100 Stationen im Nordwesten nicht gelungen ist, Kern- und Scheibenbeile<sup>6)</sup> und sonstige Großgeräte zu finden, so kann das kein Zufall sein. Auch die Boberger Stufe des Nordwestkreises darf als archäologisch sicher erfaßt gelten, selbst wenn in den Boberger Dünen eines Tages andere Fundgesellschaften festgestellt werden sollten. Die Kennzeichnung dieser Stufe, deren Benennung bekanntlich auf G. SCHWANTES zurückgeht, erfolgte auf Grund anderer, sehr einheitlicher Fundplätze<sup>7)</sup>.

Die Frage des Fortlebens der Boberger Gruppe im Neolithikum hingegen ist immer noch offen. Es bleibt zwar weiter zu vermuten, daß diese Gruppe z. T. in die Jungsteinzeit hineinreicht — dafür mag der Fund von zwei Feingeräten in einem Einzelgrab bei Wilsede (G. JACOB-FRIESEN 1953) ein neuer Fingerzeig sein — aber ein exakter Beweis erscheint uns noch nicht möglich. Die mehrfache Vergesellschaftung von Mikrolithen, besonders auf Sandboden, mit neolithischen Funden, vornehmlich der Becherkulturen, deutet wohl in diese Richtung, doch solange ein eindeutiger stratigraphischer Befund fehlt, kommen wir in diesem Falle mit den Oberflächenstationen methodisch nicht weiter.

Es bleibt uns noch die Frage des Verhältnisses von Maglemose- und Duvenseegruppe des nordischen Kern- und Scheibenbeilkreises zu erörtern.

Wie oben bereits zum Ausdruck kam, kennt auch die Klosterlund/Maglemose-Gruppe Dreiecksmikrolithen. Gelegentlich kommen darunter gleichschenklige und andere kleine Dreiecke vor. Wir selbst haben Zeichnungen solcher Geräte den Abbildungen von Th. MATHIASSEN hinzugefügt (H. SCHWABEDISSEN 1944, Taf. 121, 22 u. 26). Diese Stücke bilden aber nur einen geringen Teil des gesamten Formenbestandes, so wie es die Tafeln 121—124 a. a. O. zum Ausdruck bringen. Den Hauptanteil haben Federmesser und lange, große Dreiecke. Letztere sind im Grunde nichts anderes als die Messer mit einmal geknicktem Rücken vom Typ Kent des Creswellien und der Tjonger-Gruppe<sup>8)</sup>. Ähnliche Vergleiche erlauben uns die großen Federmesser und die Gravette-Spitzen. Bedenkt man dann die Verbreitung der Creswell/Tjonger-Gruppe im Südwesten und die der Klosterlund/Maglemose-Gruppe im Nordosten des Nordseeraumes sowie die Tatsache, daß es im Süden der Cimbrischen Halbinsel keine Fundplätze vom Creswell/Tjonger-Charakter gibt<sup>9)</sup>, so wird schon dadurch das besondere Gepräge der Nordgruppe des Kernbeilkreises verständlich.

<sup>6)</sup> Es gibt in Nordwestdeutschland nur wenige vereinzelte Stücke, wobei die Scheibenbeile nach neueren Forschungen auch neolithisch sein können.

<sup>7)</sup> Besonders typische Stationen sind u. a.: Elmer See (H. SCHWABEDISSEN 1944, Taf. 7), Retlager Quellen (a. a. O. Taf. 16), Schäferberg bei Celle (a. a. O. Taf. 33), Bienenrode, Eversen, Harxbüttel/Lagesbüttel (a. a. O. Taf. 34 u. 35).

<sup>8)</sup> H. SCHWABEDISSEN 1954, Taf. 93, 5, 6; Taf. 95, 2; Taf. 97, 11—17; Taf. 98, 3; Taf. 66, 13; Taf. 74, 3; Taf. 83, 21—23 und Taf. 99, 22, 23.

<sup>9)</sup> H. SCHWABEDISSEN 1954, Taf. 102a. — Die Frage ist, ob und wie weit Träger der Creswell/Tjonger-Gruppe auf dem einstigen Nordseefestland ansässig waren. In diese Frage vermag ein neuer Fundplatz im Norden der deutschen Nordseeküste bei Schobüll, Kr. Husum (H. HINZ 1954), etwas Licht zu bringen. Die großen Messer mit einmal geknicktem Rücken vom Typ Kent (Abb. 1-3) ähneln ganz und gar denen der englischen und westfriesischen Fundplätze (vgl. H. SCHWABEDISSEN 1954, Taf. 83, 21, 22; Taf. 93, 5; Taf. 97, 11—16). Ein den Messern mit zweifach geknicktem Rücken ähnliches Stück liegt von Oldersbek, Kr. Husum, vor (Abb. 9). Es hat tatsächlich den Anschein, als ob das Creswellien bzw. die Tjonger-Gruppe auf dem Nordseefestland in Richtung Jütland verbreitet gewesen sei.

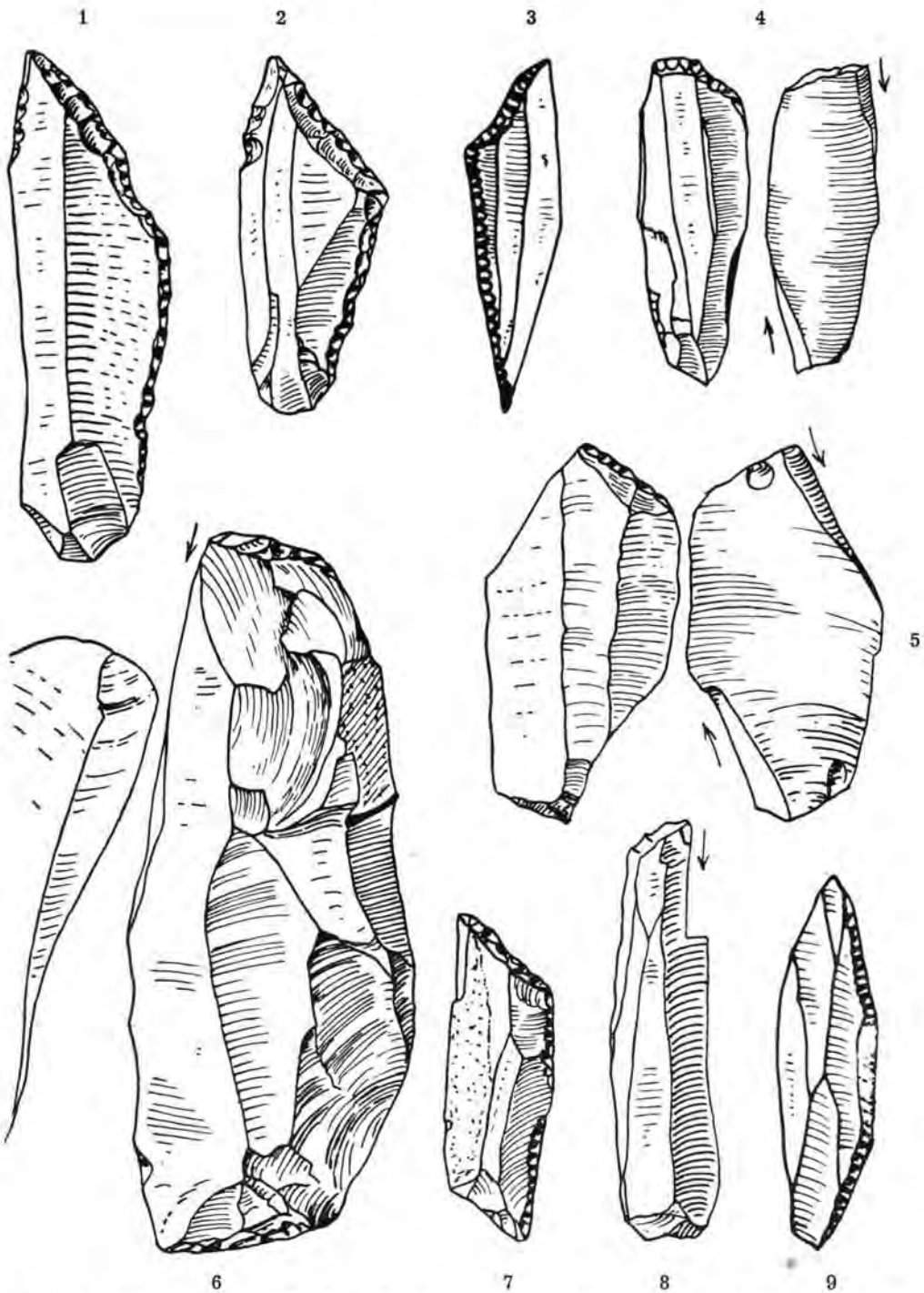


Abb. 3. Flintgeräte vom Charakter der Creswell/Tjonger-Gruppe aus der Nähe von Husum (Schleswig-Holstein): 1—8 Schobüll, 9 Oldersbek.  $\frac{1}{2}$  nat. Gr. (nach H. HINZ).

Daneben steht der andersartige Habitus der Südgruppe des Kernbeilkreises. Es ist keinesfalls so, daß die Duvensee-Gruppe das Ergebnis einer willkürlichen Auslese der Federmesser aus mittelsteinzeitlichen Fundkomplexen Nordwestdeutschlands wäre (K. J. NARR 1953, S. 53, Abs. 4). Für die Kennzeichnung der Duvensee-Gruppe bildete ja nicht etwa der Fundplatz Calbe a. d. Milde die Grundlage, sondern Ausgangspunkt war der von G. SCHWANTES und später von uns weiter ausgegrabene Moorwohnplatz DUVENSEE in Holstein. Das reiche Fundmaterial dieses Platzes zeigt hinsichtlich seiner Mikrolithik einen vollkommen anderen Charakter als die ebenfalls ausgegrabenen Stationen in Dänemark. Ein Vergleich der Abbildungen von H. SCHWABEDISSEN 1944, Taf. 103 und Taf. 121—124 macht das sehr deutlich. Eine Formenzusammensetzung wie in DUVENSEE gibt es bisher von keinem der dänischen Fundplätze, außer von Snarupmose auf Fünen, das schon geographisch Zusammenhänge mit dem Süden erkennen läßt und auch auf Taf. 135 (a. a. O.) von uns entsprechend kartiert wurde. In Schleswig-Holstein gesellen sich zu DUVENSEE gleichartige Lokalitäten, und die inzwischen neu hinzugetretenen Fundplätze der Duvenseezeit und der frühen Oldesloer Stufe bestätigen nur die Eigenart dieses Gebietes. Calbe a. d. Milde wurde vergleichsweise angehängt, ohne daß sich bei einem eventuellen Ausfall dieser Station Wesentliches ändern würde. Wir finden in Schleswig-Holstein bisher keinen Fundplatz, der hinsichtlich der Mikrolithik denjenigen der Maglemose-Gruppe an die Seite zu stellen wäre.

Im übrigen ergab eine Kartierung der Knochenspitzen vom Duvensee- und vom Maglemose-Typ nach J. G. D. CLARK (1936) ja die gleiche Unterteilung in zwei Zonen wie die Mikrolithik (H. SCHWABEDISSEN 1944, Taf. 136).

So zeigen die Verhältnisse bis heute kein wesentlich anderes Bild. Ob neue Forschungen eine Änderung bringen werden, muß die Zukunft lehren. Einstweilen bleibt der Eindruck bestehen, daß sich der nordische Kern- und Scheibenbeilkreis in eine nördliche und eine südliche Zone scheidet.

### Ergebnis:

Aus den vorstehenden Ausführungen wird deutlich geworden sein, daß wir auf die Auswertung der Oberflächenfundplätze in keiner Weise zu verzichten brauchen und nach den heutigen Gegebenheiten auch keineswegs verzichten können. Wir dürfen zwar von der Steingerättypologie nicht zu viel, aber auch nicht zu wenig erwarten. Bei richtiger Anwendung der oben erläuterten Methode versetzt sie uns in die Lage, Fragen zu beleuchten, für deren Lösung sonst keine Voraussetzungen vorhanden sind. An mehreren Beispielen wurde gezeigt, daß unser heutiges Wissen über die Besiedlung Nordwesteuropas am Ende des Eiszeitalters und in den Abschnitten danach ganz wesentlich auf der Auswertung von Flintplätzen beruht und daß die großen Linien der spätpaläolithisch/mesolithischen Kulturentwicklung durch neuere Forschungsergebnisse ihre Bestätigung gefunden haben.

### Literatur

- BOHMERS, A.: Jong-Palaeolithicum en Vroeg - Mesolithicum. - Festschrift für A. E. VAN GIFFEN. Meppel 1947.
- BRÜCKNER, G. H.: Artefakte der jüngeren Hamburger Stufe in einer Grundmoräne beim Ostseebad Grömitz. - *Meyniana* 2, S. 191 f., 1954.
- CLARK, J. G. D.: The Mesolithic Settlement of Northern Europe. Cambridge 1936.
- DE SONNEVILLE-BORDES, D. & PERROT, J.: Essai d'apartation des méthodes statistiques au Paléolithique Supérieur. - *Premiers résultats*. - *Bull. Soc. Préh. Fr.*, 5/6, 1953.
- GARROD, D. A. E.: The Upper Palaeolithic Age in Britain. - Cambridge 1926. - - The Upper Palaeolithic in the Light of Recent Discovery. - *Proc. of Preh. Soc.*, S. 1-26. - Cambridge 1938.
- HINZ, H.: Vorgeschichte des Nordfriesischen Festlandes. - Neumünster 1954.

- JACOB-FRIESEN, G.: Hügelgräberuntersuchungen im Wilseder Naturschutzpark. - Nachr. a. Nieders. Urgesch. **22**, 1953.
- LAPLACE-JAURETCHÉ, G.: Application des méthodes statistiques à l'étude du Mesolithique. - Bull. Soc. Préb. Fr., **3/4**, S. 127 ff., 1954.
- NARR, K. J.: „Löbmagdalénien“ und „Federmessergruppe“. - Eiszeitalter u. Gegenwart **3**, S. 50 ff., 1953.
- RIEK, G.: Die Eiszeitjägerstation am Vogelherd. - Leipzig 1934.
- RUST, A.: Altpleistozäne Artefakt-Funde im nordwestdeutschen Moränengebiet. - Mitt. a. d. Geol. Staatsinstitut Hamburg, H. **23**, S. 96-102, 1954.
- SCHWABEDISSEN, H.: Die Hamburger Stufe im nordwestlichen Deutschland. - Offa **2**, S. 1-30, 1937. - - Die mittlere Steinzeit im westlichen Norddeutschland. Neumünster 1944 a. - - Eine neue magdalénienartige Kulturgruppe im nordwesteuropäischen Flachland. Forsch. u. Fortschr. **20**, Aprilheft 1944 b. - - Die Bedeutung der Moorarchäologie für die Urgeschichtsforschung. Offa **8**, S. 46-74, 1949. - - Die Federmesser-Gruppen des nordwesteuropäischen Flachlandes - Zur Ausbreitung des Spätmagdalénien. Neumünster 1954.
- SCHWANTES, G.: Nordisches Paläolithikum und Mesolithikum - Festschr. d. Mus. f. Völkerkunde Hamburg, S. 159-252, 1928. - - Vorgeschichte von Schleswig-Holstein. Neumünster 1934. - - Die Krise der deutschen Altsteinzeitforschung. Nachr. Bl. f. dtsch. Vorz. **18**, H. 3/4, S. 49-56, 1942.

Manusk. eingeg. 17. 6. 1955.

Anschrift d. Verf.: Prof. Dr. Hermann Schwabedissen, Landesmuseum für Vor- und Frühgeschichte, (24b) Schleswig, Schloß Gottorp.

# Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydratationsvorgänge im Boden

VON ERWIN SCHENK, Gießen

Mit 7 Abb. im Text

**Zusammenfassung.** Die Strukturbildungen im Frostboden werden als Auswirkungen der Hydratationsvorgänge im gefrierenden Boden gedeutet. Die das Wasseraufnahmevermögen der Bodenteilchen übersteigende Wasserzufuhr beim Gefrieren ergibt sich aus den Energiedifferenzen der hydratisierenden Teilchen. Angetrieben wird die Wasserbewegung von dem elektrischen Potential der wachsenden Eiskristalle, das beträchtlich höher ist als das der übrigen Komponenten des gefrierenden polydispersen Systems Boden.

**Abstract.** The froststructures in soils are explained to be effects of the processes of hydration. The water supply and water movement is caused by the differences in osmotic pressure, which results from the dielectrical properties of the components of the polydisperse system soil.

## INHALT

1. Einführung
  2. Quellung und Konvektion
  3. Zustandsformen und Bewegungsvorgänge
  4. Der Frostboden als kolloidales System
  5. Hydratation
  6. Dehydratation und Eiskeilbildung
  7. Horizontale Eisschichten und vertikale Wasserbewegung
  8. Frosteindringung
  9. Frosthebung
  10. Lentokapillarer Punkt
  11. Rückblick
  12. Zusammenfassung
- Literaturverzeichnis.

## Einführung

Die große Zahl der Theorien, die zur Erklärung der Phänomene der Strukturbodenbildungen entwickelt worden sind, und die Tatsache, daß auch heute noch Erklärungen gegeben werden, die gesicherten Erkenntnissen der Strukturboodenforschung nicht entsprechen, zeigt eindringlich, daß bislang keine befriedigende Lösung gefunden worden ist. Wohl hat sich die Zahl der Theorien durch die fortschreitenden Erkenntnisse von selbst gemindert und auf 2 oder 3 im Grundsätzlichen auseinandergehende Erklärungen reduziert; doch bestehen im Detail noch beträchtliche Meinungsverschiedenheiten und dabei ein unklares Nebeneinander von verschiedenartigen Prinzipien der Mechanik und Dynamik.

Einerseits sind es die Kräfte kolloidchemischer Art, andererseits die Gesetze der reinen Mechanik, die antreibend und formend wirken sollen. Von den Faktoren Frostdruck, Frostschub und Frosthebung, Solifluktion im eigentlichen (R. SERNANDER 1905, J. G. ANDERSSON 1906, O. NORDENSKJÖLD 1909, B. HÖGBOM 1908/09) und erweiterten Sinn (C. TROLL 1944, 1948), Kontraktion, Quellung und Konvektion, Erosion und Windwirkung stehen bei den einzelnen Beobachtern und Forschern bald diese, bald jene im Vordergrund bei der Erklärung der Bildungsumstände und der Mechanik, ohne daß dabei auf die Grundgesetze der Frostwirkung im Boden als einem polydispersen System konsequent aufgebaut worden ist.

Eine allererste Voraussetzung für eine zutreffende Erklärung sind aber nun eindeutig klare und sichere Erkenntnisse in der Mechanik der Froststrukturböden, d. h. eine genaue Trennung, Gliederung und Folge der kinematischen Abläufe und der



dynamischen Antriebe. Sie wiederum kann nur aufgebaut werden, wenn die Statik des Bodens bzw. des Wassers im Boden bei Frosteinwirkung klar erkannt ist. Die Frostbodenforschung der Straßenbauer hat viele sichere Ergebnisse gebracht und nicht nur manche Beziehungen zwischen Korngröße und Frosthebung aufgedeckt, sondern auch zu ziemlich klaren zahlenmäßigen Formulierungen geführt. Die Frage aber, warum die Korngrößen von entscheidender Bedeutung sind, blieb bis heute unbefriedigend beantwortet, zumal die Kräfte der Kapillarität, auf der die bisherigen Erklärungen mehr oder weniger aufbauen, nicht mehr als maßgebend angesehen werden können, seit P. VAGELER (1932) ihre Problematik herausgestellt hat (s. a. ALTEN & KURMIES 1939). Ebensovienig konnte nach den bisherigen Theorien die Bildung der Eiskeilnetze und der Eiskeile überhaupt und die Frage nach der Dimensionierung der Strukturen geklärt werden. Verfasser hat versucht, eine solche Mechanik herauszuarbeiten, nach der grundsätzlich alle Strukturböden zwanglos verständlich werden (E. SCHENK 1955). Hierbei wurden bereits die Kräfte und Vorgänge der Hydratation soweit herangezogen, wie es für das Verständnis der Mechanik erforderlich war. Der Boden wurde dabei nach dem Gesichtspunkt der modernen Bodenkunde als polydisperses System von Wasser, Bodenteilchen und Luft berücksichtigt, d. h. also der kolloidchemische Zustand des Bodens. Aufgabe zukünftiger Forschung wird es sein, experimentell von hier aus weiterzuarbeiten.

### Quellung und Konvektion

Bisher sind nur 2 Versuche gemacht worden, die Phänomene und Probleme der Froststrukturböden unter Berücksichtigung des kolloidchemischen Charakters des Bodens zu lösen. Der eine Versuch wurde von H. STECHE unternommen, der andere von K. GRIPP und von ihm bis in alle Konsequenzen durchgeführt.

H. STECHE (1933) ging von dem Gedanken aus, daß die Kräfte der Quellung, Dispersion und Koagulation des kolloidal-dispersen Systems maßgeblich strukturbildend und formend wirken. Dem lag die Vorstellung zu Grunde, daß die Bildung der gewölbten Formen im Frühjahr vor sich gehe, eine Folge der Wasseraufnahme sei (H. STECHE S. 231) und daher durch Quellung der Bodenkolloide erklärt werden könne. Erst in der nachfolgenden Zeit mehrten sich die Berichte, aus denen hervorging, daß die Aufwölbungsformen mit dem Frost verbunden sind. Aber eine einheitliche Auffassung wurde in Anbetracht des höchst mannigfaltigen Nebeneinanders von gewölbten, flachen und eingesenkten Strukturformen doch nicht gewonnen. In Spitzbergen glaube ich erkannt zu haben, daß Formen mit flachen und gewölbten Oberflächen in der Auftauzeit bereits fossil oder halb fossil, jedenfalls äußerst träge sind. Vielfach sind es die eindrucksvollsten Strukturen. Meine darauf sich gründende Einteilung in aktive und inaktive Strukturen, lebendige einerseits und sehr träge und fossile andererseits (E. SCHENK 1955), dürfte Klarheit darüber schaffen, daß die Hügelbildungen allein ein Werk des Frostes sind und daß Hügelformen, die die Auftauzeit überdauern, Kennzeichen für inaktive Strukturen sind. Danach ist es m. E. nicht mehr möglich, der Quellung ein wesentliches Moment bei der Strukturbildung zuzubilligen. Wir sehen also, wie die Kenntnis des tatsächlichen Ablaufes der Mechanik der Strukturen eine unerläßliche Voraussetzung für alle weiteren Strukturbodenforschungen ist. Die Rolle der Quellung, d. h. die Wasseraufnahme durch die Bodenteilchen, darf aber nun keineswegs ausgeschaltet oder auch nur unterschätzt werden. Sie hat tatsächlich eine große Bedeutung, wenn auch in einem anderen Sinne als ihn H. STECHE hervorhebt.

Die Kräfte der Konvektion sind zuerst von O. NORDENSKJÖLD (1907), dann von A. LOW (1925), H. BRUNT (1925), K. GRIPP (1926, 1935 und 1952), Y. HUDINA (1933), S. FUJIWARA (1928) und V. ROMANOWSKI (1939) zur Erklärung der Strukturboden-

phänomene herangezogen worden. Man stellte sich dabei vor, daß in der sehr stark mit Wasser aufgeschwemmten Erde infolge der sicherlich vorhandenen Temperaturunterschiede zwischen Oberfläche und Unterfläche des Auftaubodens und dadurch hervorgerufener Dichteunterschiede eine instabile Schichtung des Bodens bestehe, die durch brodelnde, kreisende Bewegungen in den Strukturen, den „Brodelkesseln“, einem Ausgleich, d. h. einem Gleichgewichtszustand zustreben würde. Dabei sollen Steinchen und grobe Bodenteilchen mitbewegt, aussortiert und an den Rändern der Strukturen angereichert werden können. K. GRIPP (1926, 1935 und 1952), der experimentell solche Strukturen erzeugte, denkt dabei auch an Absorptionskräfte des Lehms, berücksichtigt also sehr wohl eine Hydratation der Bodenteilchen. Ausgangspunkt der ganzen Überlegungen und Versuche war also sehr richtig der Boden als polydisperses System von Wasser und Bodenteilchen und auch von Luft. Ebenso richtig erscheint die Berücksichtigung von Temperaturdifferenzen und Dichteunterschieden und schließlich die Vorstellung, daß sie im Strukturkessel einem Gleichgewicht zustreben müssen und daß dies nicht ohne Bewegungsvorgänge erfolgen kann. Diese Grundvorstellungen brauchen nicht aufgegeben zu werden, sie treffen auch heute noch zu. Doch kann ihnen nur eine Bedeutung als integrierende, zusätzliche, aber nicht entscheidende Faktoren zugemessen werden (E. SCHENK 1955). Nicht präzise genug aber scheinen oft noch die Vorstellungen um die Zustandsformen zu sein. Soweit nun Quellungs-, Konvektions- und all die anderen Theorien bei der Erklärung der Strukturphänomene von unzutreffenden Zu-

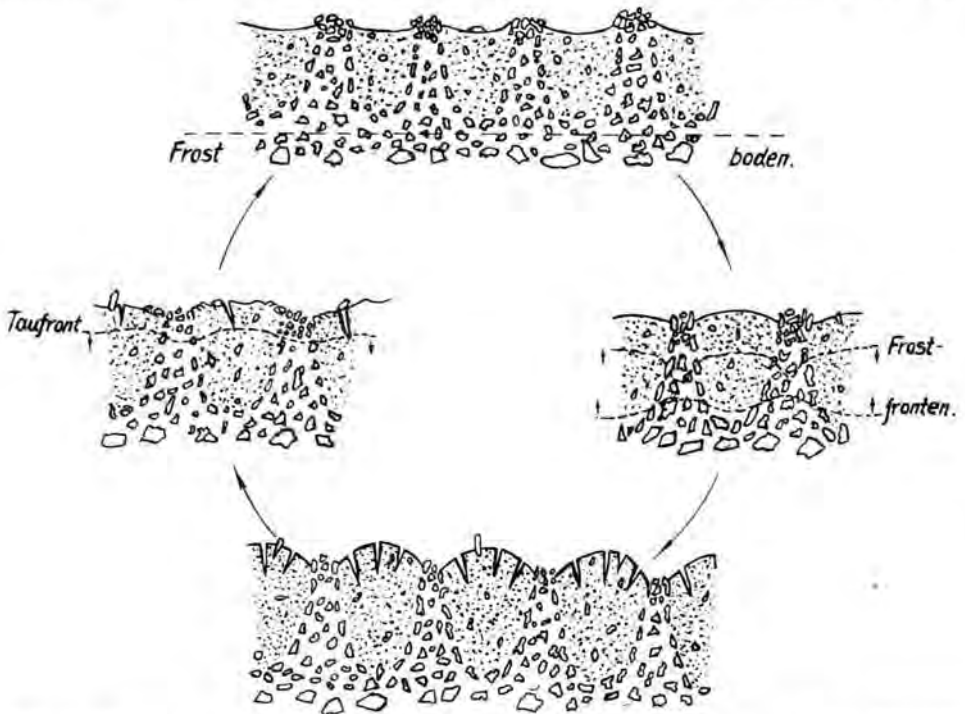


Abb. 1. Schematische Darstellung der Abläufe im Strukturboden (E. SCHENK 1955). Der sommerlich oder täglich aufgetaute Boden wölbt und hebt sich unter der Einwirkung des Frostes, sogar bis zur Bildung von Rissen. Durch das Auftauen sinkt die so geschaffene Form wieder zusammen. Ihre Oberfläche liegt dann eingesenkt in den Pflanzen- oder Steinringen, -wällen und -netzen. Die bei dem Aufwölben mitgehobenen Steine oder Pflanzenpolster frieren allmählich aus und gleiten auf der aufgetauten breiigen Oberfläche des im übrigen noch gefrorenen Erdkerns zu den Rändern ab und bilden hier die Ringe und Netze.

standsformen ausgehen, sind sie von vornherein gegenstandslos. Hätte jedoch damals schon völlige Klarheit bestanden über die Beziehung zwischen Frost- und Auftauperiode einerseits und den Zustandsformen der Strukturen andererseits, so wären konsequenter Weise diese Theorien auch in den richtigen Weg eingelenkt worden.

#### Zustandsformen und Bewegungsvorgänge

Wenn die Feststellung, daß der Hügel ein Werk und eine Form des Winters, d. h. des Frostes ist und daß die im Steinkranz oder Pflanzenring eingesenkte Struktur mit ihrer breiigen Füllung nur eine Erscheinungs- und Zustandsform des Sommers, bzw. der Auftauperiode ist (Abb. 1), als gesicherte Erkenntnis angesehen werden darf, so klären sich die Widersprüche mit der Konvektionstheorie von selbst. Wie bereits vermerkt, sind die im Sommer aufgewölbten oder flachen Formen (Abb. 2) als inaktiv, als fossil oder quasifossil anzusehen. Die Bewegungsvorgänge, die zur Materialsortierung führen, sind an die feste gefrorene Form mit auftauender Oberfläche gebunden und damit auf die kurze Zeit des Auftauens beschränkt. Sie lassen sich im Schema einfach und klar darstellen (Abb. 1) als Folge der Solifluktion im kleinen Bereich, als Mikrosolifluktion, wie sie H. POSER (1934) und Th. SÖRENSEN (1935) zuerst beschrieben haben.

Den Begriff der Solifluktion nun auf alle bewegenden Vorgänge der Frostwirkung zu erweitern, hieße aber, neue Unklarheiten und Schwierigkeiten schaffen, wie Verf. gezeigt hat (E. SCHENK 1954). Notwendigerweise müssen wir bei der ursprünglichen Vorstellung der Solifluktion bleiben (J. G. ANDERSSON 1906), die von der Beobachtung des fließenden und sich bewegenden Bodens ausging und dabei mehr oder weniger bewußt an die Wasserübersättigung infolge des Frostes dachte. Ob dies als eine Folge der Tjäle (d. h. des Permafrostbodens) oder als unmittelbare Folge des Gefrierens angesehen wurde, ist unwesentlich. In der vom Verfasser gegebenen Definition der Soli-



Abb. 2. Alte, fast fossile Polygone im lehmigen Feinschutt mit Moos- und Flechtenvegetation an der Liefdebay, Spitzbergen. Die Risse und Wölbungen bleiben auch im Sommer erhalten. Die geringe Aktivität dieser Strukturen ist auf die zentralen Teile beschränkt und hier kenntlich an der zerstörten Vegetationsdecke. Die einzelnen Strukturen sind jetzt der Gesamtgleitung der obersten Bodendecke (ca. 30 cm) eingeschaltet, wobei die einzelnen Zellen vielfach gekippt und gedreht werden. Aufn. v. Verf. 1936.

fluktion (E. SCHENK 1954) dürfte ihr Wesen vollkommen erfaßt sein. Sie ist nämlich definiert als die von der Gravitation bestimmte Fließbewegung des Bodens, der infolge der Wasseranreicherung durch den Gefriervorgang beim Auftauen mit Wasser übersättigt wird.

Der von A. HAMBERG (1915) so einfach und klar dargestellte Vorgang des Auf- und Ausfrierens der Steine ist nun im Zusammenhang mit der Solifluktion eine erste Vorbedingung für die Aussortierung von Steinen und ihre Anreicherung an den Strukturrändern. Indem die Steine und dgl. nicht durch Frostschiebung, sondern durch die Gravitation auf der aufgetauten, schmierigen Oberfläche der gewölbten Strukturen abgleiten und mit dem fließenden Boden zum Rande transportiert werden, erfolgt mit jedem Ausfrier- und Auftauvorgang eine allmähliche Anreicherung der Steine an den Strukturrändern. (Abb. 3). Dasselbe gilt auch für die Pflanzen, die in den Zentren aktiver Strukturen stets fehlen! (s. a. Abb. 2). M. HOPKINS (1951) hat jüngst dieses Verhalten der Pflanzenpolster schön beschrieben. Durch eigene Fotos kann ich diese Vorgänge belegen. An frischen aktiven Formen wird der aufmerksame Beobachter immer Gleitspuren oder Raffungen in den Pflanzenringen beobachten können, eben jene Erscheinungen, die zur Vorstellung des Brodelns führen. Aber in voll aufgetauten Formen stehen sie im Widerspruch sowohl zu einer vom Zentrum nach den Rändern hin kreisenden Bewegung als auch zur zentral eingesenkten Oberfläche des Strukturkessels.

Was die Quellungs- und Konvektionstheorie als richtig und entscheidend ansieht und worüber im übrigen noch keine einmütige Auffassung bestand, war die Bedeutung des Wassers in quantitativer und qualitativer Hinsicht (s. a. C. TROLL 1944), obwohl das Wasser von allen, die sich mit Froststrukturen befaßt haben, als wesentlich angesehen oder sein Vorhandensein im Untergrund als selbstverständlich angenommen wurde. Damit kommen wir nun zu den entscheidenden Problemen.

#### Der Frostboden als kolloidales System

An anderer Stelle habe ich zu zeigen versucht (E. SCHENK 1955), daß in den Periglazialgebieten nur das Wasser für die Strukturentwicklung von entscheidender Bedeutung ist, das zu Beginn der Frostperiode zur Verfügung



Abb. 3. Junge, sich noch entwickelnde Steinnetzpolygone mit Spalten, die durch Dehydratation entstanden und als solche sowohl beim Gefrieren als auch beim „normalen“ Austrocknen in Funktion treten. Liefdebay, Spitzbergen. Aufn. v. Verf. 1936.



steht. Grundlegend sind ferner die experimentell gewonnenen Ergebnisse seit JUNG (1931 u. 1933), G. GIVEN (1925), S. JOHANNSON (1914), St. M. TABER (1929 u. 1930), G. BESKOW (1930), A. DÜCKER (1939, 1940, 1942) und A. CASAGRANDE (1934), wodurch die funktionalen Beziehungen des Wassers zu den Korngrößen im Frostboden aufgedeckt worden sind.

Die in den Frostgefährlichkeitskurven zum Ausdruck gebrachte Gesetzmäßigkeit ist im Grunde nichts anderes als die Auswirkung der hydratisierenden Teilchen des Mineralbodens von der Größenordnung  $2 \cdot 10^{-3}$  mm, d. h. der tonigen bzw. kolloidalen Teilchen, sofern ausreichende Wassermengen für Eisbildung zur Verfügung stehen. Die Eigenschaften der tonigen Bestandteile in Verbindung mit dem Wasser, also die Kolloidnatur des Bodens, entscheidet über Grad und Maß der Auswirkung des Frostes, m. a. W. über die Strukturbildung. Erst von hier aus ist auch die Mannigfaltigkeit der Erscheinungsformen, und zwar sowohl die Variationsbreite der einzelnen Typen, als auch die Vielzahl der Typen genetisch erfaßbar und eine genetische Einteilung überhaupt sinnvoll und möglich.

Die moderne Bodenkunde betrachtet den Boden, wie bereits gesagt, als ein dreiphasiges kolloidal-disperses System von Mineralteilchen, Wasser und Gas (Luft und Wasserdampf), und P. VAGELER (1932) hat dargelegt, daß in diesen Systemen dieselben einfachen elektrischen Kraftgesetze gelten wie in chemischen Lösungen und in aller Materie überhaupt:

1. Entgegengesetzt geladene Massenteilchen oder Pole ziehen sich an, gleiche stoßen sich ab.
2. Die Kraft der Anziehung und Abstoßung ist umgekehrt proportional dem Quadrat der Entfernung (COULOMB).

Nach dem erstgenannten Gesetz vollzieht sich die Anlagerung von Gas- und Wasserpartikeln an die Teilchen der festen Phase, d. h. der ein elektrisches Potential besitzenden Mineralkörnchen des Bodens und des Eises, also die Hydratation. Das 2. Gesetz bietet uns die Möglichkeit, genau festzustellen, wie groß die Kräfte der Anziehung nach Zahl und Stärke sind und auch welche Widerstände den sich bewegenden Teilchen entgegentreten können und wann ein Ausgleich der Ladung zwischen den Ionen und Dipolen der Mineralteilchen nach Größe und Zahl erreicht ist. Indem das Ausmaß der Hydratation abhängig ist von der Ladungskonzentration der Ionen, d. h. ihrem Potential ( $P$ ), das durch das Verhältnis von Elektrizitätsmenge ( $e$ ) zur Kapazität ( $c$ ) bestimmt ist ( $\frac{e}{c}$ ), wird die Dielektrizitätskonstante ( $D$ ) der Medien zum bestimmenden Faktor; denn die Kapazität ist gleich dem Produkt von Dielektrizitätskonstante und Radius des Teilchens bzw. des Ions ( $P = \frac{e}{D \cdot r}$ ). Die Dielektrizitätskonstante des Wassers ist rund 81, die des Eises rund 2 (abhängig von der Temperatur; in der Nähe des Schmelzpunktes des Eises sind die Dipole nicht sämtlich fest in das Kristallgitter eingefügt (J. N. HUMMEL 1943).

Daraus ergibt sich nicht nur die Hydratationsreihe der Ionen ( $\text{Li} > \text{Na} > \text{K} > \text{Rb} > \text{Cs}; \text{Mg} > \text{Ca}$ ; Abnahme der Hydratation mit wachsendem Ionenradius), sondern auch, was entscheidend ist, das viel höhere Potential des Eises ( $\frac{e}{2r}$ ) gegenüber dem des Wassers ( $\frac{e}{81r}$ ). Hierin liegt die Erklärung für die Wasseranreicherung und Eisschichtenbildung im Frostboden. Dieses hohe Potential der Eiskristalle, ihre Hydratationsenergie, gibt den Impuls und ist der Antriebsmotor für alle Strukturbildung. Es ist die Kraftquelle aller Bewegungen in dem gefrie-



renden System der Suspension der Strukturkessel. Schließlich gibt sie auch den Impuls für die örtliche Entstehung und Entwicklung einer Struktur in einem inhomogenen Boden überhaupt.

Da nun die Dipolmomente der Wasserdampfteilchen um ein mehrfaches größer sind als die des flüssigen Wassers (P. VAGELER 1932, S. 30), so hat also auch der Wasserdampf eine bedeutsame Rolle in dem polydispersen System des Frostbodens. Die Verdichtung des Wasserdampfes zu Wasser bei der Anlagerung an feste Teilchen kennen wir als die Hygroskopizität und Benetzung der Stoffe. Man mag diesen Vorgang, der mit einer Wärmeentwicklung durch den Übergang von potentieller in kinetische Energie verbunden ist und daher die Gefrieretemperatur herabsetzt, als einen ersten ansehen bei der Bildung der Schwarzwasserhüllen um die Partikel des Bodens, denn die Anlagerung flüssigen Wassers folgt dann schnell nach. Jedenfalls müssen wir diesem Vorgang die entscheidende Bedeutung für die ungeheure Tiefenentwicklung des Dauerfrostbodens und speziell für die sogenannten Eiskeilbildungen, der Entwicklung mächtiger vertikaler Eisgänge, und bei der Eisschichtenbildung überhaupt zumessen. Sie entstehen bei genügender Frosteinwirkungszeit auch dort, wo der Wassernachschub aus einer Reserve nicht mehr möglich ist, sondern auf die Menisken und das Porenwinkelwasser und schließlich sogar auf die inneren Wasserhüllen der Mineralpartikel über die Bildung von Wasserdampf zurückgreifen muß. Dies kann nur erfolgen durch die bedeutenden Energiedifferenzen zwischen den hydratisierten Gesteins- und Bodenpartikelchen und den hydratisierenden Eiskristallen, die einem dynamischen Ausgleich, einem Gleichgewicht, zustreben. Im Frostboden haben wir beim Gefrieren und Auftauen also keine statischen Gleichgewichte, sondern immer nur vorübergehende dynamische Zustände vor uns.

#### Hydratation

Diese Energiedifferenzen sind osmotischer Natur, und ihr Wesen besteht in der Absättigung der elektrischen Feldkräfte der Korpuskeln durch Anlagerung von Wassermolekülen, also in der Hydratation (P. VAGELER 1939, S. 104). Die Wasserteilchen werden wie in einer Lösung umso energischer festgehalten, d. h. absorbiert, je weniger auf die einzelnen Korpuskeln kommen, d. h. je konzentrierter die Lösung ist. Dieser osmotische Druck ist meßbar und berechenbar aus der Korpuskularnormalität und dem Normaldruck. Die Rechnungen der Bodenkundler haben ergeben, daß mit Drucken von 50 at und viel mehr die Wasserhüllen von den Bodenteilchen festgehalten werden und die Dicke der Wasserhülle rund  $\frac{1}{4}$  des Teilchenradius ist. Wir verstehen damit, daß auch der Quellungsdruck osmotischer Art ist. Die Grenze ist diesem gesetzt, auch bei großem Wasserüberschuß, durch den Schichtlastdruck, der mit der Tiefe der Struktur schnell zunimmt, wie sich auch aus den Quellungsversuchen eindeutig ergibt (H. GREEN 1928). Wir können durch Quellung also überhaupt keine tiefen Strukturen erklären.

Bedeutsam aber sind die Vorgänge der Quellung in dem Froststrukturboden in anderer Hinsicht. Sobald eine stauende Schicht im Boden vorhanden ist, reichert sich über ihr Wasser an. Demzufolge bekommen die Bodenteilchen in diesem Wasserhorizont einen Auftriebseffekt. Je näher sie der Oberfläche liegen, desto besser kann er sich auswirken. Die Folge ist eine Verringerung der Widerstände, die einer Hydratation der Bodenteilchen durch Schichtlastdruck, Packung usw. entgegenstehen und damit einer vollen Hydratation der Korpuskeln (= maximale Wassermenge = minimale Wasserkapazität des Systems). Sie beträgt das 4–5fache des Wertes der Hygroskopizität (P. VAGELER 1932, S. 109). Dieser Umstand ist es, der dem lehmigen

Kessel der aktiven Strukturen den Charakter der Suspension verleiht. Nach der Tiefe hin ändert sich dieser Zustand schnell, der Kesselinhalt wird fester.

Der Auftriebseffekt kann andererseits nicht in Anspruch genommen werden für die Materialtransporte im Kessel und die Aussortierung grober Korngrößen, ihre Anreicherung an den Rändern der Strukturen<sup>1)</sup>. Er wirkt flächenhaft. Die groben Partikel werden infolge ihrer kleinen Oberflächen und ihres geringen Hydratationsvermögens und der stärkeren Gravitation eher sinken als steigen, geschweige denn eine kreisende Bewegung vollziehen, die für eine homogene Lösung bzw. eine Suspension mit ganz einheitlich großen Kolloidteilchen als Folge von Dichteunterschieden denkbar wäre. In solchen aktiven wasserreichen Strukturen aber liegen die wärmsten und dabei wegen ihrer größeren Hydratation spezifisch leichtesten Schichten stets oben, bzw. oberflächennahe. Sie bilden eine lockere Schlammschicht, die nach der Tiefe hin immer fester, d. h. dichter gepackt ist und damit auch ein größeres spezifisches Gewicht hat als die oberen Schichten. Überdies hat sie eine verhältnismäßig so geringe Mächtigkeit, daß Konvektionsbewegungen niemals in große Tiefe strukturbildend reichen können.

### Dehydratation und Eiskeilbildung

Für die Strukturbildung erheblich wichtiger als die Quellung selbst ist der ihr entgegengesetzte Vorgang: die Schrumpfung. Sie entspricht dem Wasserentzug bis zu dem Augenblick, wo die Hydrathüllen so verringert worden sind, daß die Korpuskeln sich gegenseitig berühren und damit das sogenannte Minimalvolumen (P. VAGELER 1932, S. 109) einnehmen. Aus dem verbleibenden Zwischenraum der Poren kann das Wasser nur als Dampf entzogen werden. Die dabei nunmehr auftretende Volumenverringerung, die sogenannte Restschrumpfung, ist kleiner als dem Wasserentzug entspricht. Experimentell haben St. M. TABER (1930) und A. DÜCKER (1940) diese Schrumpfung in Frostböden gezeigt. Da die Schrumpfung im natürlichen Böden die unvermeidliche Folge des Wasserentzuges ist, erscheint sie als die einzige Möglichkeit, die wabige Struktur des Frostbodens und sein Wachsen in die Tiefe zu erklären. Darüber hinaus macht sie auch die Eiskeilbildung verständlich, denn Kontraktionsrisse infolge tiefer Temperaturen können, wie St. M. TABER (1949) schon dargelegt hat, dafür nicht in Frage kommen. Diese Art Kontraktion ist rückgängig gemacht, ehe ein Tropfen Wasser zur Auffüllung der Spalten zur Verfügung steht. Anders ist das bei Schrumpfungsrissen. Hier können die Eiskristalle von den horizontalen Eislagen aus in die Spalten hineinwachsen und Wasserteilchen auch noch in Dampfform aus dem Boden anziehen, anlagern und in ihr Gitter einbauen. Sobald die Eisbildungen tiefer reichen als der sommerliche Auftauboden, bleiben sie erhalten, und stets wirkt dann ihre Hydratationsenergie. Bei dem Wiedergefrieren des Auftaubodens wirkt sie auch von unten herauf, wie aus der Temperaturkurve im Dauerfrostboden klar hervorgeht (Abb. 4). In dem einmal geschaffenen Schrumpfungsriss wird Wasser als feinsten Film festgehalten, und es ist eine seit S. JOHANNSON bekannte Tatsache, daß die Eisblätter und -gänge immer wieder an derselben Stelle entstehen, auch im Experiment (A. DÜCKER). Ebenso ließen sich polygonale Risse und Spaltenmuster experimentell erzeugen (A. DÜCKER, St. M. TABER). In der Natur beobachten wir sie an offenbar ganz jungen, entstehenden Strukturen (Abb. 3) als randliche Begrenzung mit und ohne Steinnetzmuster. Sie sind Folgen

<sup>1)</sup> Die von K. GRIPP (1952) geschilderten Experimente sprechen nicht dagegen. Eine physikalische Beschreibung ist dabei leider nicht gegeben worden. Soweit die mitgeteilten Versuchsbedingungen überhaupt eine Beurteilung zulassen, waren die beobachteten Bewegungen durch die Luft, die den Bodenteilchen bei Beginn der Versuche angelagert war, verursacht. Sie wirkte als Benetzungswiderstand, der in einem physikalisch definierbaren kritischen Punkt von der Hydratationsenergie überwunden wurde und die Lufthüllen der Teilchen damit freigab.

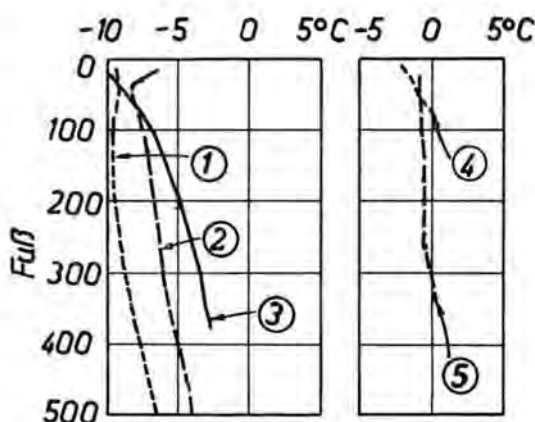


Abb. 4. Temperaturverhältnisse im Dauerfrostboden a) im zusammenhängenden Permafrostgebiet, b) in Permafrostrestgebieten (Dauerfrostinseln). (1) in einer Bohrung 25 Meilen südwestlich von Barrow, Nord-Alaska, (2) in einer Bohrung in Barrow, Nord-Alaska, (3) in einer Bohrung bei Yakutsk, UdSSR, (4) in einer Bohrung bei Nome, Alaska, (5) in einer Bohrung bei Bukachacha, UdSSR. Aus ROBERT F. BLACK: Permafrost, in TRASK's Applied Sedimentation, 1950.

des Wasserentzuges, der Dehydratation der Bodenteilchen. In ihnen kann sich das Wasser wieder ansammeln vor Beginn des Gefrierprozesses, und zwar schneller als die Quellung folgen kann. Aber auch der Gefriervorgang kann von hier aus angreifen und noch Wasser für die Eisbildung aus dem Boden herausziehen. Jedenfalls zeichnet der Schrumpfriss den vertikalen Eisbildungen immer wieder Ausdehnung und Wachstum vor. Dort, wo diese dann die Auftauperiode überdauern und mehr oder weniger nur der Kessel der Struktur ganz auftaut, wachsen sie bei jeder neuen Frostperiode in die Breite. Ihre Erhaltung während der Auftauperiode wird begünstigt oder vielleicht sogar erst möglich durch die Überdeckung mit dem Schutt, der von der auftauenden Frostform zu den Rändern abfließt, oder durch Pflanzenpolster. Die Schuttanreicherung auf den Eisgängen zwischen den Strukturen gibt später wiederum Anlaß zu neuen Strukturbildungen. Während der Auftauperiode erscheinen sie als schlammgefüllte Gräben und Rinnen in den Eiswällen, die die Strukturen umgrenzen.

Bei der Deutung und Erklärung dieser Großformen ist die Zeitdauer zu berücksichtigen. Ihr Breiten- und Tiefenwachstum erfolgt mit dem Vorrücken der Dauerfrostböden in den Periglazialgebieten, also seit Beginn der Eiszeit. Nach diesen Überlegungen haben wir in ihnen also sicherlich schon sehr alte Formen vor uns, ebenso wie im Dauerfrostboden überhaupt. (St. TABER 1949, J. BÜDEL 1954)

#### Horizontale Eisschichten und vertikale Wasserbewegung

So wie die vertikalen Eisblätter als Folge der Hydratation der Eiskristalle anzusehen sind, so sind auch die horizontalen Eislagen ein klarer Ausdruck und ein Abbild der osmotischen Druckdifferenzen im gefrierenden Boden. Der Dauerfrostboden erscheint gneisartig gebändert (St. M. TABER 1930; Abb. 5). Auch im Experiment (St. M. TABER 1930, A. DÜCKER 1940) entsteht diese Struktur. Dabei fällt die Rhythmik im Wechsel und in der Mächtigkeit der Boden- und Eisschichten auf. Sie ist umso ausgeprägter, je gleichmäßiger und je gleichkörniger der Boden ist.

Die Erklärung für diese Erscheinungen geben uns die Gesetze der Wasserbewegung im Boden, die Kinetik des Wassers in einem polydispersen System. In fast

allen bisherigen Erklärungen der Mechanik und Dynamik der Frostbodenstrukturen steht die Kapillarität des Bodens im Vordergrund. Sie wird als Hauptmittel der Wasserbewegung und kapillarer Unterdruck als ihr treibendes Moment angesehen. Auf ihre Beziehungen zu den Korngrößen gründet man schließlich auch die Kriterien der Frostgefährlichkeit. Nach den Untersuchungen der modernen Bodenkunde kann der Kapillarität aber nur eine sehr untergeordnete, unwesentliche Bedeutung zugemessen werden, sofern ihr überhaupt eine zukommt.



Abb. 5. Rhythmische Eisschichtung und Eiskeilbildung im Dauerfrostboden von Nord Alaska.  
Aus St. M. TABER 1930.

Was als kapillare Steighöhe bezeichnet wird, ist die Länge der getragenen, an den Enden einen Meniskus bildenden Wassersäule in Kapillarröhrchen über dem Grundwasserspiegel. In vollkommen benetzten Haarröhrchen ergibt sich die bekannte Beziehung von Oberflächenspannung des Wassers zum Durchmesser der Röhrchen ( $H = \frac{14,82}{r}$  mm; bei  $20^{\circ}\text{C}$ ). Danach ist also die kapillare Steighöhe leicht zu berechnen, und es ergibt sich dann, daß Tone, wie auch fast noch immer angegeben wird, eine sehr hohe kapillare Steighöhe hätten. Diese theoretischen Ergebnisse stehen aber im Widerspruch zu den tatsächlichen Verhältnissen, denn in Tonen beobachten wir praktisch keine Kapillarität oder höchstens eine sehr kleine. P. VAGELER (1933, S. 115) hat auch bereits vor mehr als zwanzig Jahren im einzelnen gezeigt, daß von kapillarer Hebung oder kapillarer Bewegung des Wassers im Boden fast gar keine Rede sein kann und daß die Kapillaren des Physikers nichts mit den Porenräumen der Bodenkundler zu tun haben. Er hat ferner gezeigt, daß ein kapillarer Hub nur dann auftritt, wenn die Schwarmionen der Bodenkörperskeln sich hydratisieren, d. h. wenn die Moleküle der Flüssigkeit von den Phasengrenzflächen (der Bodensubstanz mit ihrer



Kationenbelegung) sorbiert werden, also wenn elektrische Kraftfelder zwischen fester Substanz und Flüssigkeit sich ausgleichen. Eine kapillare Depression tritt dann auf, wenn gleichsinnige Kraftfelder sich abstoßen. Nach P. VAGELER sind also die positiven und negativen elektrischen Feldkräfte das bewegende primäre Moment, das auf die Flüssigkeit wirkt. Die Menisken, ihr Auftreten und ihre Form, sind nur sekundärer Art und bestimmt von den elektrischen Kräften, die auch die Benetzbarkeit und Unbenetzbarkeit bedingen. Sogenannte Verunreinigungen sättigen z. B. die elektrischen Feldkräfte ab und heben damit den Widerstand gegen die Benetzung auf. An trockene Mineralpartikel angelagerte Luft — die übrigens immer leicht im auftauenden Frostboden eingeschlossen wird<sup>2)</sup> — übt ebenfalls einen für flüssiges Wasser schwer überwindbaren Benetzungswiderstand aus. Leicht überwindbar dagegen ist er für Wasserdampf, da dessen Dipolmoment dreimal so groß ist als das des flüssigen Wassers (P. VAGELER S. 119). Ein Meniskus bildet sich erst bei Berührung der Wasserhüllen der einzelnen Bodenpartikelchen und des Wasserfilmes, der als kontinuierliche Hülle flüssigen Wassers von Teilchen zu Teilchen reicht, solange eine Dampfspannung vorhanden ist (funikulares Wasser im Gegensatz zu pendiculärem, wo das Wasser nesterweise in den Porengängen auftritt und eine Wasserbewegung in flüssiger Form nicht mehr möglich ist). Hängt nun die Steighöhe des sogenannten kapillaren Wassers ganz ab von der Reibung, wie P. VAGELER darlegt, so gilt das erst recht für den Wassernachschub, den Wasserzufluß zur Gefrierfront. Dieses aufsteigende Wasser kann sich nicht gemeinhin durch die Porenräume bewegen, sondern es stehen ihm zunächst nur die Zwischenräume zwischen den Bodenpartikeln mit ihren absorbierten, festgehaltenen Wasserhüllen zur Verfügung: das sogenannte spannungsfreie Porenvolumen. Das sich hierin bewegende Wasser ist das wirkliche Kapillarwasser, dessen „Steighöhe“ normalerweise (bei der Sickerung) abhängig ist von der Tragkraft des Meniskus. Je feiner die Bodenteilchen, desto bedeutungsloser wird es. Maßgebend sind bei dieser Wasserbewegung natürlich die engsten Porenquerschnitte.

Der durch die Saugkraft der Eiskristalle erzeugte Unterdruck im wassergesättigten Boden bewirkt schließlich eine auf das Hüllwasser beschränkte Wasserbewegung. Sie greift die minimale Wasserkapazität des Systems an, und zwar bis zu dem Punkt, wo sie durch die Widerstände, die Reibung und Hydratationsenergie der Teilchen kompensiert ist. Je feiner die Bodenpartikel — wie in Tonen — desto größer sind diese Widerstände, und der Wassernachschub muß schließlich abreißen. Hier hört die Eisschichtenbildung auf, und es gefriert der Boden „kompakt“, d. h. mit an Ort und Stelle verbliebenem Hüll- und Porenwinkelwasser. Der Augenblick merklicher Verringerung der Wassernachlieferung kennzeichnet den sogenannten lentokapillaren Punkt. Hier ungefähr beginnt die Wasserbewegung mittels der Dampfphase, soweit die hygrokopischen Kräfte dazu Spielraum lassen. Im Frostboden scheint somit der lentokapillare Punkt durch die Grenzen der Eisschichten gekennzeichnet und sichtbar festgehalten zu sein.

Wir sehen daraus, daß die von P. VAGELER im Nichtfrostboden erkannten Vorgänge auch für die Mechanik und Dynamik der Strukturbildung im Frostboden entscheidend sind. Die Eisbildung und Bewegung des Wassers ist nur ein ganz anfänglich von vorhandenem Kapillarwasser, im übrigen aber ganz vom Hydratwasser genährter Vorgang, der von den Hydratationsenergien der beteiligten Komponenten, d. h. dem osmotischen Druckgefälle, gesteuert wird. Die von St. M. TABER und A. DÜCKER vorgelegten Diagramme über die Frosteindringung, den Wassernachschub und die Frosthebung belegen dies überzeugend.

<sup>2)</sup> Ihre Existenz in den aufgetauten aktiven Strukturen ist ebenfalls ein Beweis gegen die Brodeltheorie.



## Frosteindringung

Die Frosteindringungsgeschwindigkeit nimmt merklich ab mit der Zunahme der feinen Korngrößen, d. h. mit der Zunahme des Hydratwassers und der Hydratationsenergie entsprechend der Entwicklung der Oberflächen, bzw. der Phasengrenzflächen der festen zur flüssigen Substanz (Abb. 6). Die Verringerung oder Bremsung, wie wir sagen können, ist umso auffälliger, je größer das Temperaturgefälle und damit die osmotische Saugkraft ist, die auf das von den Bodenteilchen freizumachende Hydratwasser wirkt. In den Sanden mit ihrer geringen Komplexbelegung und daher geringen

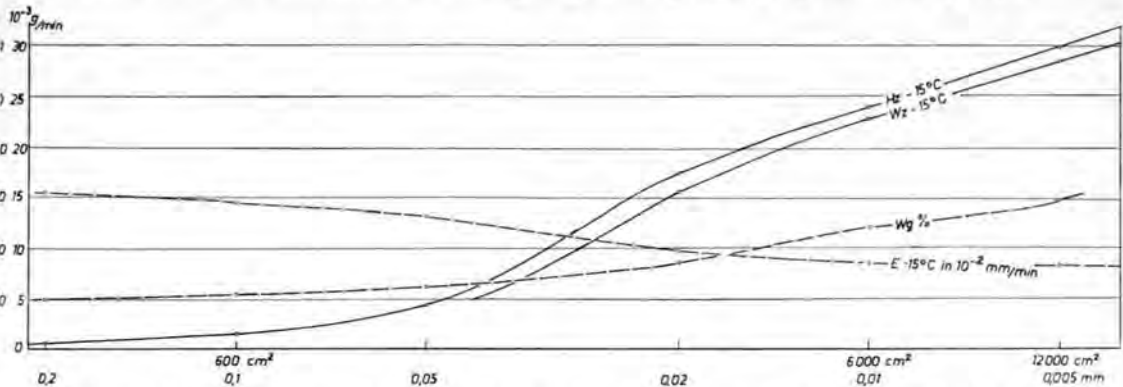


Abb. 6. Die Beziehung der Korngrößen (in mm) und Kornoberflächen (in  $\text{cm}^2$  pro  $\text{cm}^3$  Boden) zur maximalen Wasseraufnahmefähigkeit ( $W_g$  in % des Trockengewichtes, Enslinbestimmung) und zur tatsächlichen Wasseraufnahme ( $W_z$  in  $10^{-3}$  g/min und %), Frosthebung ( $H_z$  in  $10^{-3}$  mm/min) und Frosteindringungsgeschwindigkeit ( $E$  in  $10^{-2}$  mm/min) bei einer Frosteinwirkung von  $-15^\circ\text{C}$ ; dargestellt nach experimentellen Untersuchungen von A. DÜCKER (1939) im einfach logarithmischen Maßstab. — Die Fähigkeit des Bodens, Wasser aufzunehmen, wächst mit der Vermehrung der Teilchenoberflächen und ist begrenzt. Der Erhöhung des Gehaltes an angelagertem Wasser entspricht die Verringerung der Frosteindringungsgeschwindigkeit, so daß sich beide Kurven überschneiden, und zwar im Bereich der Teilchengrößen um  $0,02$  mm, dem Bereich gefährlichster Frosthebung (s. Abb. 7). In diesem Bereich liegt auch der Wendepunkt der Kurve der Frosteindringungsgeschwindigkeit. Ihm zugeordnet ist der Wendepunkt in der Kurve der durch den Frost bedingten Wasseraufnahme. Diese nimmt von hier an ab und korrespondiert genau mit der Frosthebung.

Hydratationsenergie dringt der Frost am schnellsten vor, da hier keine großen osmotischen Druckgefälle entstehen können. Wir verstehen auch, daß bei Absättigung der Feldkräfte dieser größeren Partikel durch die höheren Dipolmomente der Eiskristalle das Hydratwasser gewissermaßen abfällt und das Wasser von der Gefrierfront scheinbar fortgedrückt wird.

## Frosthebung

Die Frosthebung ist nach den bekannten Diagrammen (St. M. TABER, A. DÜCKER) im wesentlichen proportional dem Wasserzufluß plus der Hebung durch das primär vorhandene Wasser. Wir erkennen jetzt, daß der Wasserzufluß aber wiederum proportional zu sein scheint der Zunahme der Oberflächen mit der Zunahme der Feinkörnigkeit, sobald diese eine Größe von  $6000 \text{ cm}^2/\text{cm}^3$  (Schluff und Ton) erreicht haben, also bei einer Korngröße von  $0,01$  mm (Abb. 7). Dieses Bild ergibt sich, wenn man die Beziehungen zwischen Wasserzufluß und Korngröße nach den Untersuchungsergebnissen von A. DÜCKER (1939 und 1940) umrechnet. Vermutlich läßt sich die Grenze der Frostgefährlichkeit nach diesen Gesichtspunkten experimentell schärfer fassen als bisher. Die Kurve zeigt einen steilen Anstieg im Bereich der Korngrößen, die größer sind als  $0,01$  mm und kleiner als  $0,1$  mm, also bei den Oberflächen von  $600$ — $6000 \text{ cm}^2/$

$\text{cm}^3$  (Feinsand). Die Zuflußmenge, d. h. auch die Nachlieferungsgeschwindigkeit, steigert sich ebenfalls in einem offenbar konstanten Verhältnis zum Temperaturgefälle, wie die Diagramme von A. DÜCKER und St. M. TABER zeigen, also wie wir jetzt sagen können, mit der osmotischen Druckdifferenz zwischen Frostfront (Eisfläche) und Hüllwasser.

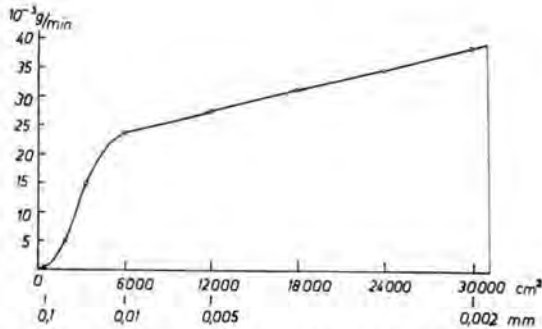


Abb. 7. Die Hydratation der Bodenpartikel in Abhängigkeit von der Teilchengröße und der Teilchenoberfläche bei Frosteinwirkung von  $-15^\circ$  Celsius; dargestellt nach experimentellen Ergebnissen von A. DÜCKER (1939 c). Die Wasseraufnahme im gefrierenden Boden und damit die Hydratation erfolgt bei den größeren Teilchen mit einer Oberfläche von weniger als  $6000 \text{ cm}^2/\text{cm}^3$  außerordentlich schnell. Nach Überschreitung dieses Wertes verringert sich der Wasserzufluß allmählich mit der Zunahme der Durchflußwiderstände infolge der Vergrößerung der Oberflächen. Der Verlauf dieser Kurve entspricht nicht der theoretisch aus der Korngröße und dem zugehörigen Porenquerschnitt berechneten Kapillarität mit den außerordentlichen Steighöhen bei zunehmender Kornfeinheit, sondern der Wasseraufnahme infolge osmotischer Druckdifferenzen nach P. VAGELER.

Erklärbar erscheint dies durch das in diesem Korngrößenbereich noch mögliche Kapillarwasser. Bei der Einwirkung des osmotischen Unterdruckes kann sich hier noch das spannungsfreie Porenvolumen auswirken, das mit zunehmender Kornfeinheit immer geringer, während die Reibung dagegen immer größer wird. Im feinen Sand bzw. Schutt aber genügt bereits ein geringes osmotisches Gefälle zur Gefrierzone, um verhältnismäßig große Wassermengen in Bewegung zu bringen. Hier erfolgt also auch eine dementsprechende schnelle Frosthebung. Im groben Sand dagegen mit seinen kleinen Oberflächen und seiner geringen Komplexbelegung erfolgt keine Hebung und Bewegung trotz seines großen Porenvolumens und seiner guten Durchlässigkeit. Dieses merkwürdige und bisher unerklärliche Verhalten ist durch die chemisch-physikalischen Eigenschaften der Bodenpartikel verständlich.

### Lentokapillarer Punkt

Mit der Aufzehrung der Wasserreserve für die Nachlieferung zur Gefrierfront wird das Hydratwasser, wie bereits vermerkt, bei genügend starker Frosteinwirkung angegriffen. Damit wird die Dicke der Hydrathüllen verringert und das spannungsfreie Porenvolumen vermehrt, die Reibung also vermindert. Die Kurven des Wasserzuflusses in der Zeiteinheit müssen dementsprechend einen steilen Endabschnitt zeigen, der mehr oder weniger plötzlich in eine sehr flache Lage umbiegt, sobald der lentokapillare Punkt erreicht ist und die Dampfphase beginnt. Solche Steilanstiege sind offenbar auch vorhanden, wenn man sich die bekannten Diagramme daraufhin ansieht. Der abgerissene Wasserfaden kann erst wieder aufgenommen werden, wenn die Gefrierfront tiefer eingedrungen ist und damit das Hydratwasser wieder in den Wirkungsbereich der Absorption der Eiskristalle fällt. Damit beginnt eine neue Eisschichtenbildung. P. VAGELER (1932, S. 130) spricht von osmotischem Radius und kritischer Schichtdicke. Diese Größen dürften kaum besser erfassbar sein als durch das Gefrierexperi-

ment, das sie im rhythmischen Wechsel von Eis- und Bodenschicht unmittelbar zum Ausdruck bringt. Dieser osmotische Radius dürfte auch das Geheimnis der Dimensionierung der Strukturen sein.

### Rückblick

Rückschauend müssen wir festhalten, daß die moderne Bodenkunde die Probleme des Frostbodens in neuem Licht zu betrachten und zu untersuchen ermöglicht. Die bisher durchgeführten Experimente von Straßenbauern und Bodenmechanikern erscheinen dabei noch nicht erschöpfend und es gilt, sie unter diesen neuen Gesichtspunkten durchzuführen und die bisherigen Ergebnisse zu verbessern und zu präzisieren. Umgekehrt dürfte das Gefrierexperiment die Möglichkeiten der kolloidchemischen Untersuchung des Bodens erweitern und die Fragen der Kapillarität und Hydratation, die Untersuchung der Oberflächen und Grenzflächen, der verschiedenartigen Beiwerte, der Durchlässigkeit usw. und anderer spezifischen Eigenschaften des Bodens klären und erforschen helfen.

### Zusammenfassung

Zusammenfassend ist zu sagen, daß die Erscheinung des Dauerfrostbodens, die Bildung der Eiskristalle und Eisschichten in horizontaler und vertikaler Lage, die polygonalen Netze und Strukturen, die Hebung und Solifluktion und ihre Folgen durch nichts besser erklärt werden können, als durch die Vorgänge und Gesetze der Hydratation und Dehydratation. Diese Abläufe im Froststrukturboden werden bestimmt und gesteuert von dem osmotischen Druckgefälle, das durch die hohen Dipolmomente der Eiskristalle erzeugt wird. Möglich aber war eine solche Erklärung erst, wie die Geschichte der Strukturbodenforschung lehrt, nachdem Klarheit geschaffen war über die tatsächliche Mechanik der Strukturen, wozu wiederum die Erkenntnis von aktiven und inaktiven Formen im rezenten Formenschatz die erste Voraussetzung war.

### Literaturverzeichnis

- ALTEN, F. & KURMIES, B.: Die physikalische Beschaffenheit des Bodens. - Handb. d. Bodenlehre; Ergänzungsbd. Berlin 1939.
- ANDERSSON, J. G.: Solifluktion, a component of subaerial denudation - *Journal of Geol.* **14**, 1906.
- BESKOW, G.: Erdfließen und Strukturböden der Hochgebirge im Lichte der Frosthebung. - *Geol. Fören. i Stockholm Förhandlg.* **52**, 1925.
- BRUNT, H.: Structure earth. - *Nature* **140**, 1925.
- BÜDEL, J.: Die „periglazialen“ morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. - *Erdkunde* **7**, 1953.
- CASAGRANDE, A.: Bodenuntersuchungen im Dienst des neuzeitlichen Straßenbaues. - *Der Straßenbau* **25**, 1934.
- DÜCKER, A.: Neue Erkenntnis auf dem Gebiet der Frostforschung. - *Die Straße* **17**, Berlin 1939 (a). - - Der Einfluß von Salzlösungen auf das Gefrieren von Böden. - *Ebendort* 1939 (b). - - Untersuchungen über die frostgefährlichen Eigenschaften nichtbindiger Böden. - *Forschungsarbeiten aus dem Straßenwesen* Bd. 17, Berlin 1939 (c). - - Frosteinwirkung auf bindige Böden. - *Straßenbau-Jhrb.* 1939/40, Berlin 1940. - - Über „Bodenkolloide“ und ihr Verhalten bei Frost. - *Der Bauingenieur, Zeitschr. f. d. ges. Bauwesen* **23**, 1942.
- FUJIIWHARA, S.: Notiz über Strukturboden am Mt. Norikura (Zentraljapan.) - *Tirigakuhyōron* **4**, 1928.
- GIVEN, G.: Kolloidale Eigenschaften des Tones und ihre Beeinflussung durch Kalksalze. - *Diss. Göttingen* 1915.
- GREEN, H.: Soil permeability in the Eastern Gezira. - *J. agricult. Sci.* **18** III, 1928.
- GRIPP, K.: Über Frost- und Strukturböden in Spitzbergen. - *Ztschr. d. Ges. f. Erdk.*, Berlin 1926. - - Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. - *Abh. naturw. Ver. Hamburg* **21**, 1927. - - Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. - *Ebendort* **22**, 1929. - - Gletscher und Bodenfrost, rezent u. diluvial. - *Geol. Rundsch.* **21**, 1930. - - Zwei Beiträge zur Frage der periglazialen Vorgänge. - *Meyniana, Veröff. geol. Inst. d. Univ. Kiel* **2**, 1952.

- GRIPP, K. & W. SIMON: Experimente zum Brodelbodenproblem. - Cbl. f. Min. usw. Jg. 1933, Abt. B. - - Die experimentelle Darstellung des Brodelbodens. - Die Naturwiss. **22**, 1934. - - Nochmals zum Problem des Brodelbodens. - Cbl. f. Min. usw. 1934.
- HAMBERG, A.: Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen. - Geol. Fören. Förhandlg. **35**, 1915.
- HÖGBOM, B.: Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. - Bull. Geol. Inst. Upsala **9**, 1908/09.
- HOPKINS, M. & SIGAFOOS, R. R.: Frost Action and Vegetation Pattern on Seward Peninsula Alaska. - Geol. Survey Bull. 974 - C., Washington 1951.
- HUDINO, Y.: Thermal Convection of Liquids laden with some Powder. - Report of the Aeronautical Research Institute Tōkyō Imperial University **7**, 15 Tōkyō 1933.
- HUMMEL, J. N.: Die Dielektrizitätskonstante der Gesteine. - In REICH, H. & ZWINGER, R. v. Taschenb. d. angew. Geophysik. S. 99-112, Leipzig 1943.
- JOHANSSON, S.: Neue Experimentaluntersuchungen über die aggregierende Wirkung des Frostes auf dem Erdboden. - Kolloidchem. Beihefte **24**, 1932.
- JUNG, Erhard: Neue Experimental Untersuchungen über die aggregierende Wirkung des Frostes auf den Boden. Kolloidchem. Beihefte **32**, 1931. - - Weitere Beiträge zur aggregierenden Einwirkung des Frostes auf den Erdboden. Zeitschr. für Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenkunde. A. **24**, 1932.
- KOKKONEN, P.: Beobachtungen über die Struktur des Bodenfrosts. - Acta Forestalia Fennica **30**, Nr. 3. Helsingfors 1926. - - Beobachtungen über die durch den Bodenfrost verursachte Hebung der Erdoberfläche und in der Frostschiebt befindliche Gegenstände. - Maataloustieteellinen Aikakauskirja Nr. 3 Helsinki 1930.
- LOW, A.: Instability of viscosus fluid motion - Nature **65**, London 1925.
- NORDENSKJÖLD, O.: Über die Natur der Polarländer. - Geogr. Ztschr. **13**, 1907. - - Die Polarwelt und ihre Nachbarländer. - Leipzig u. Berlin 1909.
- POSER, H.: Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. - Geol. Rundschau **22**, 1921. - - Das Problem des Strukturbodens. - Ebendort **24**, 1933. - - Bemerkungen zum Strukturbodenproblem. - Cbl. f. Min. usw. 1934, Abt. B.
- ROMANOWSKY, V.: Application de la théorie convective aux terrains polygonaux. - Revue d. Geogr. phys. et de Geol. dynam. **12**, 1939.
- ROMANOWSKY, V. & CAILLEUX, A.: Sols polygonaux et fantes de dessiccation - Bull. Soc. Géol. France (5) **12**, 1942.
- SCHENK, E.: Solifluktion. - Z. deutsch. geol. Ges. **105**, 1954. - - Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. - Erscheint als Abhandl. des Hess. Landesamtes f. Bodenforsch. 1955.
- SERNANDER, R.: Flytjord i svenska fjälltrakter. - Geol. Fören. Förhandl. **27**, 1905.
- SÖRENSEN, Th.: Bodenformen und Pflanzendecke in Nordostgrönland. - Medd. om Grönland **93**, Kopenhagen 1935.
- STECHE, H.: Beiträge zur Frage der Strukturböden. - Ber. ü. d. Verhdl. d. Sächs. Akad. d. Wissensch. Leipzig **85**, 1933.
- TABER, St. M.: Frost Heaving. - Journal of Geol. **37**, 1929. - - The Mechanics of Frost Heaving. - Ebenda **38**, 1930. - - Intensive Frost Action along Lake Shores. - Amer. Journ. of Science **248**, 1950.
- TROLL, C.: Sturkturböden, Solifluktion u. Frostklimate der Erde. - Geol. Rdsch. **34**, 1944. - - Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. - Erdkunde **1**, 1947.
- VAGELER, P.: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens. - Berlin 1932.
- ZUNKER, F.: Das Verhalten des Bodens zum Wasser. - Hdb. der Bodenlehre VI. Berlin 1930.

Manusk. eingeg. 7. 6. 1955.

Anschrift des Verf.: Dr. E. Schenk, Gießen, Professorenweg 6.

## B. Buchbesprechungen

JOHS. IVERSEN (Herausgeber): **Studies in Vegetational History** in honour of KNUD JESSEN 29th November 1954. - Danmarks Geologiske Undersøgelse II. Række Nr. 80, 308 S. u. 21 Tafeln. Preis: 16 kr. Kopenhagen 1954.

Die Lebensarbeit von Prof. Dr. KNUD JESSEN, Ordinarius für Botanik an der Universität Kopenhagen, war der moorgeologischen Erforschung der Floren- und Vegetationsgeschichte Nordwesteuropas gewidmet. Bereits 1920, also 4 Jahre nach der Begründung der modernen Pollenanalyse durch L. VON POST, begann er sie für seine Arbeit erfolgreich anzuwenden und zu vervollkommen. Seine grundlegenden Untersuchungen, die nicht nur Dänemark, sondern auch Norwegen, Nordwestdeutschland und vor allem Irland berücksichtigten, sicherten ihm früh eine führende Stellung auf diesem Arbeitsgebiet und gewannen ihm eine große Zahl begeisterter Schüler und Mitarbeiter. Seine hervorragenden Arbeiten sind für die Quartärgeologie und Vorgeschichte von ebenso großer Bedeutung.

Zu der sehr wertvollen von seinem prominentesten Schüler herausgegebenen Festschrift zu seinem 70. Geburtstag haben dänische und ausländische Schüler und Mitarbeiter von ihm sowie befreundete Fachkollegen Beiträge aus dem Interessengebiet von K. JESSEN beigegeben.

B. BRORSON CHRISTENSEN (New Mounting Media for Pollen Grains, S. 7—11) empfiehlt als bessere Einbettungsmedien für Pollen an Stelle von Glyzerinelatine *Aesculus*-Balsam und die Kunstharze Pleurax und Lurifax. - F. FIRBAS (Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme, S. 12—21) gibt eine kurze Übersicht über die Grundlagen für die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme: die Stratigraphie (im spätglazialen Teil die Zonen I—III 1935 von K. JESSEN für Dänemark und unabhängig von ihm für Ostpreußen vom Referenten veröffentlicht), die Diagrammlage im Sinne von K. RUDOLPH, die großen von L. VON POST unterschiedenen Klimaperioden, die Verknüpfung der Diagramme mit den eustatischen Meeresspiegelschwankungen, der Warven- und Dendrochronologie, der Vorgeschichte und den Ergebnissen der  $C^{14}$ -Bestimmung. - Das Problem der Entstehung der Rekurrenzflächen in den Hochmooren ist nach H. GODWIN (Recurrence-Surfaces, S. 22—30) immer noch nicht gelöst; weder ist die Art des Pflanzenvereins, der den älteren Hochmoortorf gebildet hat, bekannt, noch die Sukzession des Vorlaufortors geklärt, noch die Frage beantwortet, welchen Einfluß die Emporwölbung und die Klimaeinflüsse auf das vertikale Wachstum und auf die Anlage von Bohlenwegen auf ombrogenen Hochmooren gehabt und wie die zunehmende Humidität auf den Ackerbau gewirkt hat. Auch fehlt noch ein Versuch, die Rekurrenzflächen in ihrem ganzen Verbreitungsgebiet miteinander zu konnektieren. In W-England erzeugte ein schroffer Übergang von trocken zu sehr feucht die RY III (WEBER's G. H.) um 500 v. Chr. und eine neue RY um Chr. Geburt.

PETER INGWERSEN (Some Microfossils from Danish Late-Tertiary Lignites, S. 31—64) berichtet ausführlich (mit Mikrophotos) über die mikro- und makrofossilanalytische Untersuchung miozäner Braunkohlen aus Jütland. Von 16 Mikrofossilformen sind 10 Gattungen neu für die dänische Braunkohlenflora (*Carya*, cf. *Engelhardtia*, *Ilex*, *Liquidambar*, *Planera*, *Platycarya*, *Pterocarya*, *Sciadopitys*, *Vitis* und *Sphagnum*). MARGARET S. BRYAN (Interglacial Pollen Spectra from Greenland, S. 65—72) hat pollenanalytisch festgestellt, daß kalkige Konkretionen von 2 Stellen in W-Grönland weit außerhalb der postglazialen Eisgrenze interglazial sind; sie enthalten reichlich Pollen von *Picea mariana* aus Amerika und Pollen von *Filipendula* cf. *ulmaria* aus Europa, beide in Grönland ausgestorben.

Nach den sehr umfassenden Untersuchungen von K. JESSEN und G. F. MITCHELL sind, wie letzterer berichtet (The Late-Glacial Flora of Ireland, S. 73—86), aus späteiszeitlichen Ablagerungen in Irland etwa 120 Gefäßpflanzenformen bekannt. Von 4 Fundstellen werden Pflanzenlisten (*Artemisia* selten; *Hippophaë*, *Betula pendula* und *Pinus silvestris* fehlend; 8 sind Kulturbegleiter; ozeanische und südliche Formen auffallend zahlreich) veröffentlicht und mit denen von 3 Orten in Schwedisch-Lappland bei 68° N in pflanzengeographischer Hinsicht verglichen. - Aus dem Spätglazial von Dänemark führt JOHS. IVERSEN (The Late-Glacial Flora of Denmark and its Relation to Climate and Soil, S. 87—119) 124 Arten aus 100 Gattungen von Gefäßpflanzen (davon 59 nur durch Pollen nachgewiesen) auf. Zu dem südlichen Element, dessen Artenzahl durch neuere Untersuchungen stark vermehrt wurde, kommt eine Reihe südöstlicher und östlicher Arten hinzu (*Ephedra distachya*, *Hippophaë*, *Gypsophila fastigiata*, *Pleurospermum austriacum*, *Centaurea cyanus*, *Helianthemum* cf. *oelandicum* u. a.). Die Alleröd-Flora hatte im Optimum (mit *Solanum dulcamara*, *Typha latifolia*, *Oenanthe aquatica* u. a.) ein temperiertes Gepräge. In der vorausgehenden Bölling-Schwankung war die Pflanzendecke eine subarktische Parktundra wie in der jüngeren Dryaszeit. Nur in einem kurzen Zeitraum zwi-



schen beiden Interstadialen war das Klima rein arktisch. Der ältere Dryaston der dänischen Inseln enthält eine reine Pionierflora, aber mit relativ wärmeliebenden Arten im oberen Teil. In dem schwach ozeanisch getönten Klima der Dryaszeiten waren die Winter kälter als heute und mäßig niederschlagsreich. Die Steppenelemente deuten auf trockene sonnige Sommer, beweisen aber kein eigentliches Steppenklima. Da im älteren Spätglazial die Böden noch nicht ausgewaschen waren, wuchsen sogar auf den jütländischen Heideflächen kalkliebende Arten wie *Dryas*, *Hippophaë*, *Helianthemum oelandicum* u. a.; diese Heide wurde erst am Schluß der Alleröd-Zeit von der Empetrum-Heide abgelöst. Am Ende des Spätglazials erreichte der *Juniperus*-Pollen auf Bornholm 54% des gesamten Pollenniederschlags. Relikte der sonnenliebenden spätglazialen Flora sind in der heutigen Waldzeit noch besonders auf den Inseln Gotland und Öland (wo Sv. Th. ANDERSEN für die erste Hälfte der Postglazialzeit *Ephedra* pollenanalytisch nachgewiesen hat) sowie Bornholm, aber auch in den Kalkgebieten von Møen, Seeland und Nord-Jütland zu finden. Mit W. SZAFER ist JOHS. IVERSEN im Gegensatz zu WESENBERG-LUND zu der Schlußfolgerung gelangt, daß Wasserpflanzen ebenso gute, in mancher Hinsicht sogar bessere Wärmezeiger als Landpflanzen sind; er gibt für Dänemark folgende spätezeitliche Klimate an: Älteste (daniglaziale) Dryaszeit subarktisch, Bölling-Schwankung subarktisch, Juli-Temperatur etwas über 10° C, Ältere Dryaszeit: kurze Zeit arktisch, sonst subarktisch, Juli-Temperatur unter 10° C, Alleröd-Interstadial: Klima im Optimum temperiert, Juli-Temperatur zuletzt ca. 13—14° C, Jüngere Dryaszeit: Klima subarktisch, Juli-Temperatur annähernd 10° C. — HARALD KROG (Pollen Analytical Investigation of a C<sup>14</sup> dated Alleröd Section from Ruds Vedby, S. 120—139) veröffentlicht ein Pollendiagramm von einem Spätglazialaufschluß mit Alleröd (aus dem Proben mit der C<sup>14</sup>-Methode in Kopenhagen datiert worden sind, vergl. Science Vol. 118, 1953) in einer Ziegeleigrube in Ruds Vedby auf Seeland mit Berücksichtigung des umgelagerten (älteren) Pollens in den Tonen. Im Gegensatz zur *Artemisia*-Kurve, die unter 6% liegt, erreicht die *Salix*-Kurve 40% in I und 20% im Endabschnitt von II, die *Juniperus*-Kurve 15% in II b. Bemerkenswerte Pollenfunde sind: *Astragalus alpinus* und *Dryas* in I, *Ephedra* in I und II b und *Solanum dulcamara* in II. — Nachdem in Nordamerika erstmals E. S. DEEVEY, JR., 1951 im nördlichen Maine Pollendiagramme mit den drei europäischen Spätglazialzonen erhalten hatte, konnte Sv. Th. ANDERSEN (A late-glacial pollen diagram from southern Michigan, U.S.A., S. 140—155) auch im südlichen Michigan in einem Pollendiagramm toniger Sedimente unter postglazialer Gytta nach Abzug des umgelagerten Pollens südlicher wärmeliebender Laubbäume eine spätglaziale Waldtundrazzeit (entsprechend der Jüngeren Dryaszeit Europas) und eine Spur der Two Creeks-Alleröd-Schwankung nachweisen und damit eine pflanzengeographische Theorie stützen, die die ostamerikanischen Reliktorkommen von Pflanzen der Rocky Mts. mit dem Vorhandensein eines letzteiszeitlichen waldlosen bzw. waldarmen Tundregürtels am Eisrand in Zusammenhang bringt. Besonders überraschend ist der pollenanalytische Nachweis von mindestens 2 *Ephedra*-Arten aus den südlichen Rocky Mts. im spätglazialen Michigan. — Die Untersuchung der pflanzlichen Großreste der späteiszeitlichen Sedimente des ehemaligen Bölling-Sees in Mittel-Jütland durch INGER BRANDT (Late-glacial Macroscopic Plant Remains from Böllingsö, S. 156—158) ergab 16 Formen, darunter 3 *Potamogeton*-Arten (mit *P. praelongus* in der Übergangszeit als Beweis gegen arktische Klimaverhältnisse) in der Bölling-Schwankung und *Dryas* sowie *Salix* cf. *polaris* in I und III.

SVEND JÖRGENSEN (A. Pollen Analytical Dating of Maglemose Finds from the Bog Aamosen, Zealand, S. 159—187) hält eine geringfügige Rückverlegung der Pollendiagramm-Grenze VII/VI von K. JESSEN für zweckmäßig, berichtet über seine pollenanalytische Datierung einer großen Flintschuppe und eines neuen Wohnplatzes der Maglemose-Kultur im Moor Aamosen auf Seeland und gibt ein sehr verdienstvolles Diagramm aller bisherigen pollenanalytisch datierten Einzelfunde (8) und Wohnplätze (16) der Maglemose-Kultur in Dänemark (Fig. 3 auf S. 183). ALFRED ANDERSEN (Two Standard Pollen Diagrams from South Jutland, S. 188—209) vergleicht je ein mit ausgiebiger Berücksichtigung des NBP (ca. 60 Sporen- und Pollenformen!) ausgearbeitetes Standard-Pollendiagramm aus dem unfruchtbaren Heidegebiet des mittleren S-Jütland und der fruchtbaren Moränenlandschaft auf der Insel Als. Besonderes Gewicht wird auf den Ackerbau anzeigenden Pollen gelegt. Obwohl Hopfen- und Hanf-Pollen nicht unterscheidbar ist, spricht das Maximum dieser Pollenform im allerobersten Diagrammteil für Hanf-Kultur etwa bald nach 1600 n. Chr. Die Massenausbreitung der Buche konnte anscheinend vom normalen Beginn am Anfang der Nachwärmezeit durch Kultureinflüsse jahrhundertlang verzögert werden. Bald nach der Zonengrenze VII/VIII beginnen sich die Kultureinflüsse in den Diagrammen bemerkbar zu machen (z. B. Auftreten von Pollen von *Plantago lanceolata* und Getreide), die im Heidegebiet sehr schwach bleiben, auf Alsens außerordentlich stark sind. — Durch 2 Pollendiagramme von Bornholm hat VALDEMAR M. MIKKELSEN (Studies on the subatlantic history of Bornholm's vegetation, S. 210—229) ermittelt, daß *Fagus* hier seit dem Beginn der Nachwärmezeit spärlich vorkommt, also urwüchsig ist, daß aber für die dortigen wenigen Wälder *Carpinus* (bis 25% Pollen, *Quercus* maximal fast 80%!) bezeichnend ist, aber anscheinend durch die Waldweide besonders leidet, die seit dem 13.—14. Jahrhundert die Ausdehnung der Heideflächen im mittleren Teil der Insel bewirkt haben dürfte. Die Stratigraphie

(mit merkwürdigen lehmigen Zwischenschichten sogar in Bruchwaldtorf als Zeichen erhöhter Niederschlagsmengen) spricht für Niederschlagszunahme zur Zeit der Rekurrenzflächen RY I, II und III. Im NBP sind ca. 40 Sporen- und Pollenformen berücksichtigt worden (z. B. *Jasione montana*, *Lonicera periclymenum*, *Rhamnus cathartica*, *Viburnum opulus*, *Centaurea jacea*, *Convolvulus arvensis*, *Melampyrum* cf. *pratense* *Hydrocotyle*, *Litorea*). Die Kornblume ist dort seit 1300 n. Chr. verbreitet, *Fagopyrum* wurde seit dem Ende der Eisenzeit angebaut. — Auch mit 4 sehr sorgfältigen Pollendiagrammen konnte KNUT FÆGRØ (On age and origin of the beech forest (*Fagus silvatica* L.) at Lygrefjorden, near Bergen (Norway), S. 230—249) für den Buchenwald in Alversund (60° 30'—40') kein genaueres als nachwärmezeitliches Alter nach dem Beginn der Besiedlung (älteste vorgeschichtliche Funde dort von 500 n. Chr.) feststellen. Da der Wald von der Küste ziemlich weit entfernt in der Nähe eines königlichen Wohnsitzes um 900 n. Chr. liegt, ist er wahrscheinlich zwischen 500 und 1000 n. Chr. angepflanzt worden.

Als Ergänzung zu der großen grundlegenden archäobotanischen Arbeit von K. JESSEN & J. LIND (Det Danske Markkruddts Historie. Kgl. Dan. Vid. Selsk. Skr., Nat. Mat. 8, VIII. Kopenhagen 1922—23) hat HANS HELBAEK (Prehistoric Food Plants and Weeds in Denmark. A Survey of Archaeobotanical Research 1934—1954, S. 250—261) vom Kopenhagener Nationalmuseum eine lange Liste (119 Nummern ohne die nur im Text genannten Getreidearten) prähistorischer Kulturpflanzen und Unkräuter aus Dänemark zusammengestellt. Bemerkenswert ist, daß das Material dafür außer 1 Abdruck einer Frucht von *Allium ursinum* auf einer früh-neolithischen Tonscherbe und verkohlten Samen und Körnern auch der Mageninhalt dreier Moorleichen lieferte, wovon der eine auch pollenanalytisch untersucht worden ist (der Referent hat das schon 1939 bei der ersten ostpreussischen Moorleiche aus dem 6. Jahrhundert v. Chr. gemacht). — Die tieferschürfende ethnobotanische Arbeit von ROLF NORDHAGEN (Om barke-brød og treslager alm i kulturhistorisk belysning, S. 262—308) über Rindenbrot und Ulme in kulturgeschichtlicher Hinsicht ist für den Pollenanalytiker insofern von Bedeutung, als das plötzliche Absinken der *Ulmus*-Pollenkurve in den Pollendiagrammen vom Verf. und dann von dänischen Mooreologen vermutungsweise auf das ausgedehnte Sammeln von Laubzweigen als Viehfutter und von Ulmenrinde zum Brotbacken in Notzeiten zurückgeführt wird. H. Gross.

WLADYSŁAW SZAFER: **Pliocenska flora okolic Czorsztyna i jeg stosunek do Plejstocenu.** Engl. summary: Pliocene Flora from the Vicinity of Czorsztyn (West Carpathians) and its Relationship to the Pleistocene, S. 183—230. — Inst. Geolog. Prace T. XI, 238 S. mit 10 Textabb. und 20 Tafeln. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa 1954.

Im Nowy Targ-Becken (N von der Tatra) wurden 1942—1953 bei Mizerna und Huba (ca. 520—540 m über dem Meere) am Dunajec und einem Nebenfluß die an Pflanzenfossilien (überwiegend Früchte und Samen) außerordentlich reichen bis 28 m mächtigen Süßwasserbildungen (Mergel, Kiese und Sande auf Flyschsandstein) in Aufschlüssen und Bohrprofilen mit zahlreichen geologischen und botanischen Mitarbeitern paläobotanisch (makro- und mikrofossilanalytisch) untersucht (20 Tafeln photograph. Abb. vorwiegend von Früchten und Samen, zahlreiche Tabellen und graphische Darstellungen und 1 Pollendiagramm mit Zähltablette von Mizerna) und mit der fossilen Flora von Kroskienko und Grywald zusammen pflanzengeographisch (8 Florenelemente) und paläoklimatologisch analysiert.

Die untersuchte Florengeschichte beginnt mit dem unteren Pliozän (Kroskienko und Huba) und endet mit dem Interglazial Günz-Mindel (von SZAFER mit dem Tegelen identifiziert); das Hangende (Ablagerungen der Mindel-Eiszeit bzw. des Holozäns) enthielt keine Pflanzenreste. Von 325 wenigstens der Gattung nach bestimmten Pflanzenformen sind 289 für das Pliozän (190 für Kroskienko und 175 für Mizerna II) und 121 für Mizerna III (Interglazial G-M) festgestellt worden. 5 neue pliozäne Arten werden beschrieben (*Actinidia spinosa*, *Prunus persicoides*, *Cicer plioaenicum*, *Tilia tuberculata*, *Menyanthes carpatica*) und 2 neue Formen (*Proserpinaca reticulata* f. *tetramera* und *Eucommia europaea* f. *monstrosa*); ferner sind erstmalig 10 weitere ausgestorbene Arten früher (von Kroskienko) beschrieben worden (*Tetraclinis carpatica*, *Larix ligulata*, *Carpinus minima*, *Fothergilla europaea*, *Podostemonites corollatus*, *Sinomenium Dielsi*, *Ranunculus Reidi*, *Euryale carpatica*, *Agrimonia plioaenica*, *Circaea lutetianoides*, *Rhus obliquoides*, *Alangium Kirchheimeri*, *A. sp.*, *Physalis plioaenica*, *Olea Zablockii*, *Scirpus plioaenicus*). Für das europäische Pliozän wurden erstmalig nachgewiesen: *Dichelyma capillaceum*, *Anomodon viticulosus*, *Thuidium delicatulum*, *Taxus* cf. *chinensis*, *Quercus* cf. *bovealis*, *Q. cf. pubescens*, *Salsola* cf. *Kali*, *Siler* cf. *trilobum*, *Najas tenuissima* und *Rhododendron flavum*.

Während in Kroskienko und Huba (unteres Pliozän) neben dem europäischen das ostasiatische und nordamerikanische Florenelement vorherrschen, überwiegen in den jüngeren Schichten von Mizerna neben dem europäischen das eurasiatische und holarktische Florenelement. In den ca. 4 m mächtigen Sedimenten (grobe Quarzit- und Granit-Kiese von der Tatra und teilweise tonige Grobsande) des Komplexes Mizerna I/II zeigt ein vorübergehender Florenwechsel eine mittelpliozäne kühle Klimaschwankung (Prä-Günz-Vereisung) an. Von der Schicht Mizerna II/III an nahm infolge einer durchgreifenden Abkühlung die Flora erstmals pleistozänen Cha-

rakter an, indem die heute in Mitteleuropa fehlenden Arten plötzlich an Zahl abnahmen, um schließlich allmählich ganz auszusterben (51 Arten, davon 20 neue), und die Vorherrschaft der Holzarten gebrochen wurde. An der Basis der Schicht Mizerna II/III muß also die Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän nach SZAFER (in Abweichung von den Beschlüssen des XVIII. Internat. Geolog. Kongresses in London 1948) gezogen werden. Mizerna III ist nach dem paläobotanischen und stratigraphischen Befund das erste Interglazial (Günz-Mindel = Tegelien nach SZAFER), Mizerna III/IV und IV der Ausklang dieses Interglazials. Von den typisch pliozänen Arten Europas erschienen letztmalig: *Pseudolarix amabilis*, *Carpinus minima*, *Corylopsis urse-lensis*, *Liriodendron tulipifera*, *Actinidia faveolata*, *A. polygama*, *Vitis Ludwigi*, *Aralia cordata*, *Proserpinaca reticulata*, *Carex flagellata* und *Najas lanceolata*. Das Waldbild war beherrscht von Nadelhölzern, hauptsächlich *Pinus Peuce*, *P. Typus haploxyton* und Typus *silvestris*, *Picea excelsa*, *Tsuga europaea*, *Abies cf. Fraseri*, *Sciadopitys sp.*, *Larix europaea*; von Laubbäumen hatten nur *Alnus glutinosa* und *A. incana* eine gewisse Bedeutung neben Holzpflanzen wie *Vitis silvestris*, *Pirus communis*, *Prunus spinosa*. Unter den krautigen Pflanzen sind bemerkenswert *Cornus cf. suecica*, *Najas lanceolata*, *N. tenuissima*, *Elisma natans*, *Caldesia parnassifolia* und *Stratiotes intermedius*. Auffallend ist, daß bis dahin vom unteren Pliozän an der Anteil des europäischen Florenelements die relativ kleinsten quantitativen Schwankungen zeigt.

Für die Ermittlung thermischer Klimadaten hat der Verf. im Gegensatz zu WESENBERG-LUND auch die Wasser- und Sumpfpflanzen benutzt, da im Binnenland eutrophe Wasserbecken vom Potamogeton-Typ weniger als die Luft Wärmeschwankungen unterworfen sind und ein anderes ausgeglichenes thermisches Klima haben als das umgebende Land. Der Anteil der Wasser- und Sumpfpflanzenarten in der Flora ist im älteren Pleistozän (seit dem Beginn der Günz-Eiszeit) erheblich größer als im Unter- und Ober-Pliozän. W. SZAFER faßt die Ergebnisse seiner Untersuchungen in folgender Tabelle (Nr. 23, S. 122) zusammen:

Perioden	Stufen		Örtlichkeiten und Schichten-Komplexe	Allgemeiner Klimacharakter	Annäherndes Jahresmittel	
					der Temperatur im Optimum	der Niederschlagsmenge in mm
Alt-Pleistozän	II. Glazial Mindel	Cracovien	Ludwinow bei Krakau	Klima waldfreundlich, arktisch-alpine Tundra	-5° C	400
	I. Interglazial Günz-Mindel	Tegelien	Mizerna IV	Waldklima, im Optimum warm und ziemlich feucht, später kühler und in subarktisches Waldklima übergehend.	0° C	500
			Mizerna III/IV		+8° C	700
Mizerna III						
	I. Glazial Günz	Jaroslaviën	Mizerna II/III	Waldklima, kühl, ziemlich feucht	+5° C	700
Pliozän	Ober-Pliozän	Mizerna-Stufe	Mizerna II	Waldklima, warm, im Optimum kontinental und ziemlich trocken	+12° C	600
	Mittel-Pliozän Prä-Günz	Czorstyn-Stufe	Mizerna I/II	Waldklima, kühler, mäßig feucht; die ersten Moore erscheinen	+7° C	800
			Mizerna I			
	Unter-Pliozän	Kroskienko-Stufe = Reuver	Huba	Waldklima, etwas kühler und feuchter	+13° C	2000
Kroskienko			Waldklima, warm und feucht, im Optimum fast subtropisch	+18° C	1800	

Die Gliederung des Alt-Pleistozäns weicht hier von der heute fast allgemein üblichen ab, die das Tegelen-Interglazial in die Vorgünzzeit und zwischen Günz und Mindel das Cromer-Interglazial stellt.

Das ausgezeichnet ausgestattete Buch ist eine sehr wertvolle Bereicherung der florensgeschichtlichen Literatur und für die Gliederung des späten Känozoikums von großer Bedeutung. Was W. SZAFER und seine Mitarbeiter auf diesem Arbeitsgebiet bisher geleistet haben, ist bewunderungswürdig.

H. Gross.

**EMIL WERTH: Die eustatischen Bewegungen des Meeresspiegels während der Eiszeit und die Bildung der Korallenriffe.** - Akademie der Wissenschaften und der Literatur Mainz, Abh. d. math. nat. Klasse, Jahrg. 1952, Nr. 8. 142 S. Mainz 1953.

Der Hauptwert der Arbeit besteht in einer eingehenden Beschreibung und auch Abbildung der wichtigsten Korallenriffe, von denen der Verf. einen großen Teil aus eigener Anschauung kennt. Die eustatischen Bewegungen des Meeresspiegels werden erst in zweiter Linie behandelt. Hier befriedigen die Folgerungen, zu denen der Verf. kommt, den Quartärforscher wenig. So wird die Ansicht verfochten, die Günzzeitliche Absenkung des Meeresspiegels sei (mit etwa 275 m!) die stärkste, die würmeiszeitliche (mit nur etwa 50 m) die geringste gewesen. Man vermißt hier eine ins einzelne gehende Auseinandersetzung mit den bisherigen Anschauungen. Wir wissen heute, daß die Günzvereisung auf der ganzen Welt höchstens den Umfang der Würmvereisung hatte; weiter mehren sich die Ansichten dafür, daß die würmeiszeitliche Absenkung des Meeresspiegels 90—100 m betrug. So bestehen hier weitgehende Diskrepanzen, die man wenigstens gern näher erörtert gesehen hätte.

Bedenken erheben sich auch gegen den Gebrauch der Bezeichnungen „Niederterrasse“, „Mittelterrasse“ und „Hochterrasse“ für die gehobenen Strandflächen. Die genannten Ausdrücke haben sich dermaßen eingebürgert für die fluviatilen Terrassen — wo wir ganz bestimmte Vorstellungen mit ihnen verknüpfen —, daß sie hierauf beschränkt bleiben sollten.

Wenn wir in dieser Besprechung im wesentlichen auf die den Quartärforscher interessierenden Fragen eingegangen sind, so soll damit der Wert der sonstigen Ausführungen des Verfassers nicht herabgemindert werden.

P. Woldstedt.

**F. GULLENTOPS: Contribution à la chronologie du Pleistocène et des formes du relief en Belgique.** — Mém. Inst. Géol. de l'Université de Louvain 18, S. 125-248. 6 Taf. Louvain 1954.

Die Arbeit setzt sich aus drei Teiluntersuchungen zusammen. Im ersten Teil werden wichtige Lösaufschlüsse zwischen Löwen und Maastricht sorgfältig beschrieben und diskutiert. Die Untersuchungen im Gelände werden durch Körnungs- und Schwermineralanalysen unterbaut. Es ergibt sich eine klare Gliederung in einen älteren Rißloß („Hennuyen“), auf dem ein warmzeitlicher Bodenhorizont („sol de Rocourt“) liegt, und die Bildungen der Letzten Eiszeit. Diese gliedern sich in einen jüngeren Löß I („Hesbayen“), den interstadialen „Boden von Kessel“ und einem jüngeren Löß II („Brabantien“).

Der zweite Teil der Arbeit befaßt sich mit den Terrassen der Vesdre. Hier kommt der Verf. zu einem interglazialen Alter dieser Aufschüttungen, die nach ihm als „terrasses de stabilité“ aufzufassen sind. Eine „Hochterrasse“ wird in die Günz-Mindel-Interglazialzeit, die „Hauptterrasse“ in die Mindel-Riß-, die „Niederterrasse“ in die Letzte Interglazialzeit gestellt.

Schließlich behandelt der dritte Teil die Entstehung der höheren, älteren Verebnungsflächen in den Ardennen. Es sind zu unterscheiden: eine oligozäne Fastebene („Plateau de Tailles“), die Verebnungsfläche des Beckens von Laroche, die in der Zeit bis zum Mittleren Pliozän gebildet wurde, schließlich das oberpliozäne Erosionsniveau von Celle.

Aus der Zusammenfassung der Einzeluntersuchungen ergibt sich die Geschichte des Gebietes seit dem Älteren Tertiär, wobei der Gliederung des jüngeren Pleistozäns besondere Bedeutung zukommt.

P. Woldstedt.

**DIETRICH HAFEMANN: Zur Frage der jungen Niveauveränderungen an den Küsten der Britischen Inseln.** — Akad. d. Wiss. u. d. Lit. (Mainz), Abh. d. Math.-nat. Kl. 1954, Nr. 7, 62 S. Wiesbaden 1955.

Auf Grund sorgfältiger siedelungsarchäologischer Untersuchungen in den verschiedenen Küstengebieten der Britischen Inseln kommt der Verfasser zu dem Ergebnis, daß seit der römischen Kaiserzeit im ganzen Bereich ein Ansteigen des Meeresspiegels um etwa 2—3 m stattgefunden hat. Dieser Anstieg ist wahrscheinlich eustatischer Natur, d. h. geht auf ein allgemeines Ansteigen des Ozeanspiegels zurück (wahrscheinlich infolge weiteren Abschmelzens der großen Inlandeisgebiete). Lokale etwas höhere Beträge des Anstieges haben vermutlich tektonische Ursachen. Das isostatische Aufsteigen des nordwestlichen Teiles der Britischen Inseln, das mit der Eisentlastung zusammenhängt, war wahrscheinlich schon in den ersten Jahrhunderten nach Christus beendet und wurde auch dort durch eine relative Senkung abgelöst. Der Verf. kommt so zu einem anderen Ergebnis als H. VALENTIN, der auf Grund von Pegelmessungen — die aber nach HAFEMANN ungenügend sind — eine Fortsetzung des isostatischen Aufstieges im nördlichen und westlichen Bereich bis zur Gegenwart feststellen zu können glaubte.

P. Woldstedt.



VON KOENIGSWALD, G. H. R.: **Begegnungen mit den Vormenschen.** — 235 S., 41 Textabbildungen und 20 Bildtafeln, 8°, Eugen Diederichs Verlag, Düsseldorf/Köln 1955.

Die Frage nach Ursprung und frühester Entwicklung des Menschen vermag nicht nur von der Anthropologie im engeren Sinne beantwortet zu werden, sondern man kann ihr von verschiedenen Fachgebieten aus nachgehen, sei es vom Medizinisch-Anatomischen, vom Geologisch-Paläontologischen, von der reinen Zoologie, von der Religionsgeschichte, von der Philosophie oder von der Urgeschichte her. Dementsprechend ist nicht nur die Schau verschieden, sondern auch die Resultate weichen voneinander ab. VON KOENIGSWALD, seit seiner Jugend Freund von F. BERCKHEMER, langjähriger Mitarbeiter F. WEIDENREICHS und heute Professor für Paläontologie an der Universität Utrecht, geht als Paläontologe an das Problem der Menschwerdung heran. Die konsequente paläontologische Sicht ist überaus wertvoll und bedeutet mit zahlreichen neuen Gesichtspunkten eine wesentliche Bereicherung für alle an der Erforschung des Problems beteiligten Disziplinen. Das Ideal ist eine Zusammenschau der Resultate der verschiedenen Fachrichtungen. Hierfür liefert v. KOENIGSWALD einen wichtigen Beitrag, zumal er über das rein Paläontologische hinaus auch philosophische, ethnologische, urgeschichtliche, anatomische und andere Aspekte ins Feld führt. Dabei wirkt sich die auf einen breiten Kreis interessierter Leser zugeschnittene Art der Darstellung besonders günstig aus; ist es heute doch vielfach so, daß eine Spezialdisziplin die Sprache der anderen nicht mehr versteht. Wie sollen wir dann zu einem Gesamtbild kommen! Da ist das Buch von KOENIGSWALD ein Brückenschlag von Fach zu Fach, von der Wissenschaft zur breiten Öffentlichkeit, der die Wissenschaft im Interesse einer allseitigen Formung des Weltbildes verpflichtet ist. So ist die vorliegende Darstellung ein Modell, das Schule machen sollte.

Der Titel „Begegnungen mit den Vormenschen“ mag auf den ersten Blick dazu verleiten, das Buch mit vielen anderen Erscheinungen auf dem Büchermarkt unserer Tage gleichzustellen. Einem Teil der „Bestseller“ der letzten Zeit fehlt die exakte wissenschaftliche Grundlage oder das wissenschaftliche Einfühlungsvermögen. Alle aber beweisen sie das vorhandene Bedürfnis nach Anteilnahme an der wissenschaftlichen Forschung und ihren Ergebnissen. In dieser Beziehung bietet v. KOENIGSWALD beides: allgemeinverständliche Anschaulichkeit bei lebendiger Handhabung der Sprache und streng wissenschaftliche Grundeinstellung. Ersteres wird erreicht durch die Form von Reiseberichten, die uns den Forscher auf seinen Fahrten zu den bekanntesten Fundstellen der Welt begleiten und ihn an seinen eigenen Untersuchungen — besonders auf Java — teilnehmen lassen. Aber auch dem Wissenschaftler als Lehrer und Forscher bieten diese Kapitel viel Interessantes, wie auch die Abschnitte über den Pildown-Irrtum, über Oldoway, über die Prokonsul-Funde usw. Das ganze Buch durchzieht der kritische Ernst des Forschers, als den wir v. KOENIGSWALD kennen und schätzen.

Sowohl in den einleitenden Bemerkungen über den „Schädelbaum“, als auch im Schlußkapitel über die „Familie Mensch“ wird manche Mahnung zur Vorsicht ausgesprochen. Wenn v. KOENIGSWALD z. B. die Australopithecinen nicht unmittelbar in den Stammbaum der heutigen Menschheit einreicht, sondern als einen überspezialisierten ausgestorbenen Ast betrachtet, so steht das im Widerspruch zu anderen Meinungen, vermag unter Umständen aber vor hemmenden voreiligen Schlüssen zu bewahren.

Das, was der Autor in verschiedenen wissenschaftlichen Abhandlungen publiziert hat, liegt hier in einer zusammenfassenden, allgemein verständlichen Form vor. Wir können dankbar sein, dieses neue Buch des in Deutschland geborenen, heute in Holland wirkenden Gelehrten in deutscher Sprache zu besitzen.  
H. Schwabedissen.

## C. Bericht über die Tätigkeit der Deutschen Quartärvereinigung

### Hauptversammlung in Bad Segeberg vom 20.—25. 9. 1954

Auf der von etwa 120 Teilnehmern besuchten Versammlung wurden folgende Hauptthemen behandelt:

1. Pollenanalytische Gliederung des norddeutschen Quartärs.
2. Ur- und Frühgeschichte; C<sup>14</sup>-Datierungen.
3. Periglazialer Formenschatz in Schleswig-Holstein.
4. Gliederung und Morphologie des Jungpleistozäns.



## I. Vorträge

- K. GRIPP: Die Entwicklung der Landschaft um Bad Segeberg.
- U. REIN: Die Pollenstratigraphie im älteren Pleistozän (vgl. S. 16).
- G. v. D. BRELIE: Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän (vgl. S. 25).
- E. KOLUMBE: Über interglaziale und interstadiale Bildungen von Loopstedt bei Schleswig (vgl. S. 39).
- R. SCHÜTRUMPF: Das Spätglazial (vgl. S. 41).
- H. SCHMITZ: Die pollenanalytische Gliederung des Postglazials im nordwestdeutschen Flachland (vgl. S. 52).
- R. HALLIK: Über eine Verlandungsfolge wechsel-interstadialen Alters in Harksheide bei Hamburg (vgl. S. 116).
- D. DAHM: Die Diatomeenfolge in den Absätzen der westlichen Ostsee.  
Die pollenanalytisch datierten Diatomeenfloren vom Transgressionskontakt der Ostsee (Bohrungen im Raum Heiligenhafen und der Lübecker Bucht) erlauben Schlüsse auf den Salzgehalt in der westlichen Ostsee. Das Maximum mit etwa 1% über dem heutigen Wert ist um 4000 v. Chr. erreicht worden. Seit 3000 v. Chr. ist der heutige Wert zu beobachten.
- H. DE VRIES: Altersbestimmung mittels  $C^{14}$ .  
Die Methoden werden weiter verfeinert, sodaß in abschbarer Zeit Datierungen bis etwa 40 000 Jahre möglich erscheinen. Außer pflanzlichen Stoffen eignen sich auch Kalkschalen zur Untersuchung, jedoch nur, wenn nicht im Grundwasser die primären Karbonate durch Ionenaustausch verändert wurden.
- A. RUST: Der Einfluß der Kaltzeiten auf Entwicklung und Verbreitung des Paläolithikums in Europa.  
Nach Artefaktfindungen aus norddeutschen Moränen ist eine Besiedlung Schleswig-Holsteins während aller dort vorhandenen Interglaziale wahrscheinlich. Noch im Riß-Würm waren Neandertaloide die Träger der Kulturen. Im Würm erfolgte dann der Einbruch des *Homo sapiens* in den europäischen Raum. Eine biologische Gesamtumwandlung bei gleichzeitigem vollem Wechsel der industriellen Produkte ist bei der schnellen zeitlichen Aufeinanderfolge beider Rassen unwahrscheinlich.
- H. SCHWABEDISSEN: Von den Kulturen der Spät-Altsteinzeit bis zu den Ackerbaukulturen des Neolithikums.  
Überblick über die Entwicklung in Schleswig-Holstein. Durch neuere Moorgrabungen wurden die an der Pfahlbautheorie geäußerten Zweifel bestätigt.
- E. GUENTHER: Diluviale Säugetierfunde in Schleswig-Holstein und ihre zeitliche Einordnung.  
Die Funde von Resten eiszeitlicher Groß-Säuger von Schleswig-Holstein ergeben, daß die ältesten Mammutfunde aus der Rißeiszeit stammen. Ins letzte Interglazial gehören Zähne von *Dicerorhinus hemitoechus* und vom Waldelefanten, ebenso Rothirsch (Wirbel). In Sanden der letzten Eiszeit wurden neben kälteliebenden Formen (Ren, Moschusochse, Mammut, wollhaariges Nashorn) auch Molluskenfaunen aus Stillwassern und Reste von Elch und Riesenhirsch gefunden. Letztere sprechen für eine Unterbrechung des hocheiszeitlichen Klimas durch eine wärmere Phase zwischen M-Moräne und den letzten Eisvorstößen.
- A. DÜCKER: Die Periglazialerscheinungen im Holsteinischen Diluvium.  
Der periglaziale Formenschatz in Holstein ist im wesentlichen durch Wind und Frost bestimmt. Korrosionserscheinungen sind in der Altmoräne und der A-Moräne (Würm) zu finden, Deflationsformen (Steinsohlen) dagegen nur in der Altmoräne. Kolische Akkumulationen, wahrscheinlich durch Ostwinde (Korngrößenuntersuchungen), beschränkten sich auf geringmächtige Übersandung der Deflationspflaster. Im Jungdiluvium fehlen Flugsanddecken vollständig.
- H. ILLIES: Neues über die Vereisungsgrenzen in der Umgebung Hamburgs (inzwischen erschienen in: Mitt. geogr. Ges. Hamburg 51, 1955).
- K. GRIPP: Neue Anschauungen über den Ablauf der Würmvereisung in Schleswig-Holstein.  
Im Jungmoränengebiet sind überwiegend Endmoränen entwickelt, nur am Rande des Ostseesgebietes finden sich ausgedehntere Grundmoränenebenen. Beim Rückzug zerteilt sich die Inlandeisdecke in einzelne z. T. sehr schmale Eisungen, die nicht zu gleicher Zeit aktiv sind. Man kann „Stirnstauchmoränen“ und „Kerbstauchmoränen“ (in der Gabel zwischen zwei Zungen) unterscheiden. Die Zungen entwässerten vom Eis weg auswärts. Von den Schmelzwasser-Überläufen aus stieg die Oberfläche der an Toteis reichen Niedertallandschaft eiswärts an. Das Niveau der Niedertalandschaft ist in Hügeln mit ebener Oberfläche („plateau-hills“) erhalten. Mit dem Freiwerden des Ostseesgebietes setzt umgekehrte, zentripetale Entwässerung ein, und die Erosionsbasis sinkt schnell. Das Toteis schmilzt mehr oder weniger schnell unter dem Einfluß des verbesserten Klimas ab.
- K. BRANDT: Im Paradies der Vorzeitmenschen.

## II. Exkursionen

23. 9. 54 **Südholstein-Exkursion**. Gleich westlich Segeberg wurde die äußerste Grenze der Würmvereisung überschritten. Der anschließende Sander (Segeberger Forst) ist durch junge äolische Ablagerungen überdeckt. Die rißeiszeitliche Auftragung bei Hasenmoor-Klausberg und die spätrißeiszeitlichen Endmoränen von Lentförhden zeigen kongeliturbate Störungen, Steinsohlenbildungen und Korrosionserscheinungen. Im rißeiszeitlichen Sander von Kaltenkirchen-Bokel ist eine vermoorte Senke, die durch Deflationswirkung nach Ablagerung der Flugsanddeckschicht gebildet wurde. Die weitere Fahrt verlief durch die rißeiszeitlichen Moränen der Kisdorf-Bahrenfelder Staffel und den morphologisch besonders hervortretenden Kisdorfer Wohld zu den Randmoränen der altwürmzeitlichen Alstergletscherzunge (A-Moränen). Nahe der Vereisungsgrenze sind kongeliturbat gestörte Sande des spätrißeiszeitlichen Harksheider Sanders durch altwürmzeitliche Moränen überlagert.

Der Klingberg bei Sülfeld ist ein Rißmoränenrest, der als Nunatak von etwa 25 m mächtigem Würmeis umfahren wurde. Der äußerste Eisrand lag 11 km weiter im Westen. Zwischen den Nunatakkern stoßen schmale Eiszungen (bei Harkost 5—600 m breit und 2,2 km lang) in vorhandene Täler vor. Im südholsteinischen Eisrandgebiet ist der äußerste Moränenwall nur wenige Meter hoch (Stapelfeld 1,5 m!). Die Jungmoränen und Vorschüttande liegen z. T. auf verwitterten rißeiszeitlichen Ablagerungen. Der ältere Untergrund ist auffallend wenig gestaudt. Die Zahl der Windkanter nimmt mit Überschreitung der Grenze zum Altmoränengebiet stark zu.

24. 9. 54 **Ostholstein-Exkursion**. Sie führte in die Stirn- und Seitenmoränen der nach Süden vorgestoßenen Plön-Bosauer Eiszunge. Südlich davon Oldesloe-Segeberger Eiszunge mit umgekehrter Stoßrichtung. Bis Schwartau Überquerung zahlreicher Eisrandlagen (M-Moränen, 8 km breit), dann durch die die Lübecker Bucht umrandenden J-Moränen bis Neustadt (Eutiner-Zungenbecken und Lübecker Bucht).

Kliff von Grömitz: Fundplatz der Magdalénienartefakte in der Grundmoräne. Auf der Fahrt zu den Heiligenhafener Stauchmoränen wurde der Oldenburger Graben überquert, in dem eine schmale Eiszunge von Osten und eine von Westen vorgestoßen ist. Oldenburg steht auf den beiden Stirn- und Seitenmoränen. Am Kliff westlich der Stadt waren an der Grenze zweier Stauchmoränen durch Pressung verschuppte und überschobene Grundmoräne, Schmelzwassersande und Unter-Eozän (Heiligenhafener Gestein) aufgeschlossen. Die Eisbewegungen wurden durch gefügender analytische Untersuchungen an Geschiebemergeln (Seifert) geklärt. Weitere eindrucksvolle Einblicke in den Eismechanismus auf der Weiterfahrt nach Lütjenburg und Plön: Futterkamper und Lütjenburger Zungenbecken, Hessensteinmoräne (entstanden durch einseitige Pressung), Os bei Engellau, Eutiner und Diekseezungenbecken mit Moränenumrandungen, Großer und Kleiner Plöner-See (2 Zungenbecken). Dort auch 37-m-Terrasse in der Niedertaulandschaft und 27-m-Terrasse der jüngeren Dryaszeit.

25. 9. 54 **Schleswig-Exkursion**. Die Fahrt ging durch das würmeiszeitliche Randgebiet über die Sanderflächen, am äußersten Rand der Weichselvereisung entlang (Westenseezungenbecken, Rendsburg—Eckernförder Zunge) zu den Stauchmoränen der Hüttener Berge.

Im Haddebyer Noor bei Loopstedt gegenüber der Wikinger-Handelsstadt Haithabu war durch zwei Hangschlitze das zwischen zwei Geschiebemergeln liegende, auffallend mächtige R-W-interglaziale Torf- und Gytjalager und darüber ein würmzeitliches Interstadial aufgeschlossen. Zum Abschluß Museumsbesuch in Schleswig (Renjägerstation Meiendorf, Wikinger Schiffe, Waffen, Geräte und Schmuck, Moorleichen mit erhaltenen Kleidungsstücken).

26. 9. 54 **Sylt-Exkursion**. Das Morsumkliff und das Rote Kliff standen im Mittelpunkt des Interesses. Dort ist eine durch Eis gestörte mio-pliozäne Schichtenfolge (Glimmerton, Basiskonglomerat, Limonitsandstein, Kaolinsand) aufgeschlossen. Am Roten Kliff: Saalegrundmoräne und elsterzeitliche (?) Kiese. Kliff und Dünen gaben Gelegenheit zu aktualgeologischen Beobachtungen. Technische Maßnahmen zum Uferschutz und zur Landgewinnung wurden besichtigt.





**Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau (14a) Thüringen**

**Dr. BERNHARD HAUFF: Das Holzmadenbuch**

Die schönsten Versteinerungen im Schiefer des Schwarzen Juras.  
56 Seiten Text mit 6 Abb., 1 Fossiltafel sowie 80 **Kunstdrucktafeln**.  
Ganzleinen **DM 8.75**.

Aus der Fülle der Fossilien sind die wertvollsten ausgewählt und vorzüglich wiedergegeben. — Dieses Werk ist eine wesentliche Bereicherung der palaeontologischen Literatur.

**GEORG HOFFMANN: Der See der Adler**

84 Seiten m. 48 ganzseitigen Bildtafeln auf Kunstdruckpapier, Ganzleinen **DM 8.50**

Der Verfasser zählt in weiten Kreisen zu den hervorragendsten Schilderern der Vogelwelt. Seine Aufnahmen sind zum Teil einzigartige Naturdokumente. Die früher erschienenen Bände „Rund um den Kranich“ und „Ein See im Walde“ sind z. Zt. vergriffen.

**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.

Eine wichtige Neuerscheinung für den Naturwissenschaftler, besonders Botaniker und Geologen.

**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 Allgäu ganz erschließen wollen, sich dem Studium dieses Buches widmen.

Naturwissenschaftliche Rundschau Heft 1/52.

**Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte**

mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands

Von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner

2. vermehrte Auflage 1950. Gesamtumfang: 664 S. Text mit 565 Bildern und 23 Fossiltaf. sowie üb. 400 Fotos auf 200 Kunstdrucktafeln. Ganzleinen **DM 36.—** Ausgabe in 2 Bänden **DM 39.—** (die 200 Kunstdrucktafeln sind lose in schöner Rohleinenmappe).

Dieses Werk wird von allen Seiten als das gegenwärtig beste Einführungsbuch in die Erd- und Landschaftsgeschichte bezeichnet.

**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“

**AUS DER HEIMAT**

Naturwissenschaftliche Monatsschrift des deutschen Naturkundevereins

steht im 63. Jahrgang und kostet vierteljährlich nur **DM 3.—**

Aus der Heimat ist die Zeitschrift des ersten Naturfreundes

Probehefte auf Wunsch!

Sonderheft: **Der Karst**, von Prof. Dr. G. Wagner, **DM 2.—**  
(9/10/1954) als Musterbeispiel der Verkarstung, mit 16 Tafeln.