

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Unter ständiger Mitwirkung von

F. FIRBAS - Göttingen

A. RUST - Ahrensburg

R. GRAHMANN - Koblenz

H. SCHWABEDISSEN - Schleswig

M. PFANNENSTIEL - Freiburg i. Br.

C. TROLL - Bonn

herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT

VIERTER UND FÜNFTER BAND

MIT 70 ABBILDUNGEN IM TEXT

1954

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

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 4/5	Seite 1-236	Ohringen/Württ. 15. Sept. 1954
----------------------------	----------	-------------	--------------------------------

Deutsche Quartärvereinigung

Hannover, Wiesenstraße 72—74

Postscheckkonto: Hannover 45303

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 gesperrt.

Die Bildvorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig sein.

Zitierung im Text nur mit Autornamen und Jahr (z. B. L. Siegert 1921), gegebenenfalls unter Hinzufügung der Seite. Fußnoten — wenn solche wirklich nötig sind — fortlaufend numerieren. Alphabetisches Schriften-Verzeichnis am Ende der Abhandlung mit folgender Anordnung: Autorname, Vorname: Titel der Arbeit — Stelle, Bandzahl (arabische Zahl) doppelt unterstrichen (z. B. 33, im Druck halbfett). Erscheinungsort und Jahreszahl (es gilt das Erscheinungsjahr!) am Schluß.

Korrekturen auf das unbedingt Notwendige beschränken. Bei Änderungen des Textes muß bedacht werden, daß es sich um maschinellen Zeilensatz handelt. Wenn Worte geändert werden, muß die Buchstabenzahl annähernd dieselbe sein (es muß sonst unter Umständen ein ganzer Absatz neu gesetzt werden). Änderungen des Textes nach erfolgtem Satz sind vom Autor zu bezahlen.

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Unter ständiger Mitwirkung von

F. FIRBAS - Göttingen

A. RUST - Ahrensburg

R. GRAHMANN - Koblenz

H. SCHWABEDISSEN - Schleswig

M. PFANNENSTIEL - Freiburg i. Br.

C. TROLL - Bonn

herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT

VIERTER UND FÜNFTER BAND

MIT 70 ABBILDUNGEN IM TEXT

1954

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

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 4/5	Seite 1-236	Ohringen/Württ. 15. Sept. 1954
----------------------------	----------	-------------	--------------------------------

Review

57/28.1. d. 16. -

*Gedruckt mit Unterstützung
der Deutschen Forschungsgemeinschaft*

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

Für den Inhalt ihrer Arbeiten sind allein die Verfasser verantwortlich.

Satz, Druck und Einband: Buchdruckerel H. Wolf, Öhringen

INHALT

A. Aufsätze	Seite
ADAM, K. D.: Die zeitliche Stellung der Urmenschen-Fund- schicht von Steinheim an der Murr innerhalb des Pleistozäns	18— 21
BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich	49— 82
BRUNNACKER, K.: Löß und diluviale Bodenbildungen in Süd- bayern	83— 86
DITTMER, E.: Interstadiale Torfe in würmeiszeitlichen Schmelzwassersanden Nordfrieslands	172—175
DITTMER, E.: Der Mensch als geologischer Faktor an der Nordseeküste	210—215
FREISING, H.: Steingeräte der mittleren Altsteinzeit aus Kleinheppach (Landkreis Waiblingen)	87— 97
GROSS, H.: Das Alleröd-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Amerika	189—209
GUENTHER, E. W.: Feinstratigraphische Untersuchung eines Löß- profils von Murr	147—157
KELLER, G.: Drucktexturen in eiszeitlichen Sedimenten	158—171
LEHMANN, U.: Vogelherd und Bocksteinschmiede im Lonetal	142—146

	Seite
<i>LUETTIG, G.:</i>	
Klima und Tektonik des Pleistozäns von Northeim	22— 33
<i>MAARLEVELD, C. G.:</i>	
Über fluviatile Kiese in Nordwestdeutschland	10— 17
<i>RATHJENS, C.:</i>	
Das Schlernstadium und der Klimaablauf der Späteiszeit im nördlichen Alpenraum	181—188
<i>RICHTER, K.:</i>	
Gerölmorphometrische Studien in den Mittelterrassenschottern bei Gronau an der Leine	216—220
<i>SELLE, W.:</i>	
Das Vechelder Interstadial	176—180
<i>WETZEL, R.:</i>	
Quartärforschung im Lonetal	106—141
<i>WOLDSTEDT, P.:</i>	
Die Klimakurve des Tertiärs und Quartärs in Mitteleuropa	5— 9
<i>WOLDSTEDT, P.:</i>	
Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseliszeit in Norddeutschland	34— 48
<i>ZEUNER, F. E.:</i>	
Riss or Würm?	98—105
B. Buchbesprechungen	221—223
C. Mitteilungen der Deutschen Quartärvereinigung	224—235

Die Klimakurve des Tertiärs und Quartärs in Mitteleuropa

Von Paul Woldstedt, Bonn. Mit 1 Abb. im Text

Zusammenfassung. Die Temperaturen Mitteleuropas, die im älteren Tertiär um etwa 20° C liegen, sinken im Laufe des Tertiärs ganz allmählich, um mit Beginn des Eiszeitalters denen der Gegenwart nahezu kommen. Das Quartär ist durch kurze starke Schwankungen gekennzeichnet. Als Ursache kommen wohl zwei Hauptfaktoren in Frage: Zunahme des Reliefs der Erde und Schwankungen der Sonnenenergie (im ultravioletten Spektralbereich). Für die extremen Temperaturschwankungen des Quartärs in den mittleren Breiten spielen die polaren Eiskappen eine wichtige Rolle.

Abstract. The mean temperature of Middle Europe — about 20° C in Lower Tertiary times — decreases slowly during the Tertiary to about 10° C. The Quaternary Ice Age is marked by extreme fluctuations, in Middle Europe of more than 12° C. It seems that two main factors are responsible: the increase in the average height of the continents during the Cenozoic era and fluctuations of solar energy. For the extreme Quaternary fluctuations of the higher latitudes a dominating rôle is played by the polar ice-caps.

Die Untersuchungen über die Pflanzenwelt Mitteleuropas im Tertiär geben uns die Möglichkeit, die Mitteltemperaturen der einzelnen erdgeschichtlichen Abschnitte wenigstens angenähert zu bestimmen. Untersuchungen dieser Art sind von O. HEER und anderen ausgeführt worden. Etwa folgende Mittelwerte werden für die einzelnen Tertiärabschnitte angegeben (vgl. hierzu H. L. F. MEYER 1917):

	Dauer	Mitteltemp.
Eozän	20 Mill. Jahre	22—20°
Oligozän	14 „ „	20°
Miozän	16 „ „	19—17°
Pliozän	12 „ „	14—10°

Am Ende des Pliozäns und in den Interglazialzeiten dürften die Mitteltemperaturen nur unwesentlich über denen der Nacheiszeit gelegen haben. In den Eiszeiten hatten wir in Mitteleuropa Temperaturabsenkungen von mindestens 12° C. Wenn wir für die Klimaoptima der Interglazialzeiten (und der Nacheiszeit) ein um etwa

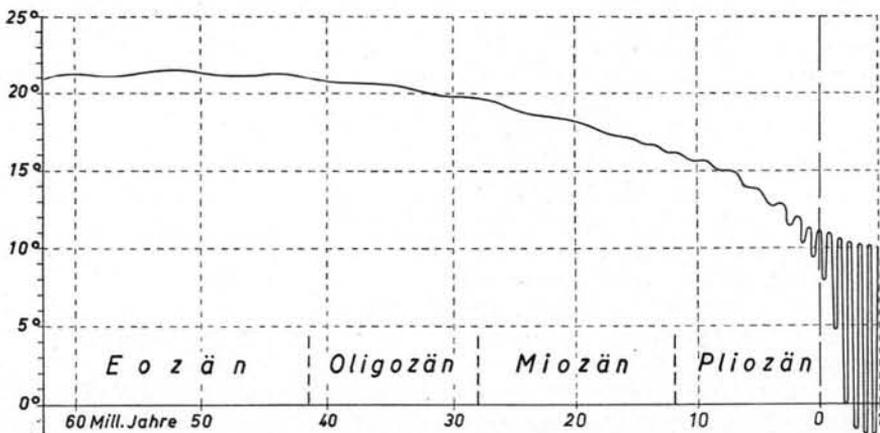


Abb. 1. Temperaturkurve (Mitteltemperaturen) für Mitteleuropa im Tertiär und Quartär, stark schematisiert. Man beachte, daß der Zeitmaßstab für das Quartär fünfmal so groß ist wie für das Tertiär.

2° höheres Jahresmittel als gegenwärtig annehmen, so kämen wir für diese Zeiten auf eine Mitteltemperatur von etwa 10° C. Während der Kältemaxima muß das Jahresmittel im eisfreien Vorland unter -2° C gelegen haben. Daraus ergibt sich eine Differenz von mindestens 12° C.

Konstruieren wir nun eine Temperaturkurve, indem wir auf der Abszisse die Zeit, auf der Ordinate die Mitteltemperatur auftragen, so ergibt sich die in Abb. 1 wiedergegebene schematische Darstellung. Da die Dauer des Quartärs im Verhältnis zum Tertiär verschwindend gering ist, ist in Abb. 1 die Zeit für das Quartär im 5fachen Maßstabe wie für das Tertiär dargestellt worden. Das darf bei der Betrachtung der Kurve nicht übersehen werden. Im übrigen sei nochmals betont, daß es sich hier um ein reines Schema handelt. Von einer Gliederung der einzelnen Eiszeiten — die zweifellos vorhanden war — ist hier abgesehen worden. Auch müßten die Schwankungen in der zweiten Hälfte des Pliozäns, streng genommen, in einem anderen Maßstabe dargestellt werden als die im Quartär.

Die Kurve zeigt für das Tertiär seit dem Eozän-Oligozän eine ganz allmähliche Abnahme der Mitteltemperatur. Die Kurve ist als schwache Wellenlinie gezeichnet worden, um anzudeuten, daß diese Abnahme wahrscheinlich nicht ganz gleichmäßig erfolgt ist. Auch wenn die Temperaturen im älteren Tertiär nicht ganz so hoch waren, wie hier angenommen ist, bleibt die Kurve im Prinzip die gleiche. In ihrem Ausmaß verstärkt sich die Temperatur-Abnahme im jüngeren Tertiär immer mehr, bis dann die Kurve im Quartär in, man möchte fast sagen, konvulsivischen Zuckungen verläuft. Wie ist diese merkwürdige Temperaturkurve zu erklären?

Für das Tertiär ist von manchen Autoren eine Polverlagerung angenommen worden. Mit der langsamen Wanderung des Pols zu seiner heutigen Lage sei Mitteleuropa aus der Heißen Zone allmählich in die Gemäßigte gekommen, und so sei die kontinuierliche Temperaturabnahme zu erklären. M. SCHWARZBACH (1946) hat aber überzeugend nachgewiesen, daß die Lage der um den Pol herum vorhandenen Fundpunkte wärmeliebender Pflanzen mit einer wesentlich anderen Lage des damaligen Poles nicht in Einklang zu bringen ist. Die Dinge können nach SCHWARZBACH nur so aufgefaßt werden, daß die damalige Heiße Zone ganz wesentlich weiter nach Norden reichte als heute — wahrscheinlich in manchen Gebieten bis zum heutigen Polarkreis. Das weiter nördlich gelegene Gebiet bildete die Gemäßigte Zone. Eine Kalte Zone mit polarer Eiskappe gab es damals nicht. Ähnliche Verhältnisse herrschten wahrscheinlich auf der Südhalbkugel, wenn auch unsere Kenntnisse über dies Gebiet weniger vollständig sind.

Im Alttertiär hatten wir also auf der Erde eine ausgeprägt *pliotherme* Periode im Sinne von W. RAMSAY (1910), und es entsteht die Frage, wie im Laufe des Tertiärs der allmähliche Übergang von dieser *pliothermen* Periode zu einer *miothermen* vor sich ging. Einer der wichtigsten Züge in der geologischen Geschichte des Tertiärs ist die fortschreitende allgemeine Regression des Weltmeeres. Wohl sind auch noch einzelne größere Transgressionen vorhanden — so im Oligozän, im mittleren Miozän usw. Aber im Ganzen ist, besonders im Jüngeren Tertiär, die absolute Tendenz der Regression vorhanden, die ihr Maximum am Ende des Tertiärs, vielleicht auch erst im Quartär erreicht (wobei hier abgesehen wird von den glazialeustatisch bedingten Trans- und Regressionen). Die Ursache wird von manchen Forschern gesucht in einer Verstärkung des Reliefs der Erde: die Kontinente wurden gehoben, die Ozeanböden senkten sich. Auf den Mechanismus dieser Vorgänge, mit dem sich u. a. O. JESSEN (1943) beschäftigt hat, sei hier nicht eingegangen.

W. RAMSAY, F. KERNER-MARILAUN, C. E. P. BROOKS und andere haben die Folgen dargestellt, die eine Verstärkung des Reliefs für das Klima haben kann (vgl. die

Ausführungen bei SCHWARZBACH 1950, S. 164ff.). Das Ausmaß dieser Verstärkung ist von R. F. FLINT (1947) auf mindestens 500 m geschätzt worden. Er nimmt an, daß sich im Laufe des Känozoikums die mittlere Höhe der Festländer von etwa 300 m auf über 800 m vermehrt habe. Ob allerdings diese Verstärkung des Reliefs mit all ihren Folgeerscheinungen, wie sie die genannten Autoren schildern, allein als ausreichende Erklärung für die allmähliche Temperaturabnahme im Laufe des Tertiärs angesehen werden kann, das muß offen bleiben. Es sei einmal angenommen, daß sie genüge. Es entsteht dann die Frage: kann sie auch für die Zukun- gen des Eiszeitalters, d. h. für das Abwechseln der Eis- und Interglazialzeiten, verantwortlich gemacht werden?

Einzelne Forscher bejahen auch dies. Entscheidend ist nach ihnen die Bildung großer Eiskappen in den Polargebieten, d. h. besonders im nördlichen. Diese Eiskappen wirken auf die Umgebung ein und führen zu Vereisungen in den höheren umrandenden Festlandsgebieten. So soll es zu den Eiszeiten kommen. Aber es erheben sich doch starke Bedenken gegen diese Anschauung. Die größten Schwierigkeiten ergeben sich vor allem, wenn man die Umkehrung des Prozesses, d. h. das Entstehen der Interglazialzeiten erklären will. So wird man für den Wechsel der Eis- und Interglazialzeiten doch an zusätzliche periodische Temperaturschwankungen denken müssen.

Zweifellos war durch die Verstärkung des Reliefs eine gewisse Eiszeitbereitschaft gegeben. Diese galt besonders für die Nordhalbkugel. Hier war einmal die im Laufe der geologischen Geschichte zu beobachtende Konzentrierung der Landmassen um den Nordpol von Wichtigkeit, auf die E. BEDERKE (Vortrag auf dem Inqua-Kongreß in Rom 1953) hingewiesen hat. Weiter aber wirkte die oben schon geschilderte Verstärkung des Reliefs. Für den Rhythmus der Eiszeiten wird man jedoch noch an eine zusätzliche andere Ursache denken müssen, am ehesten wohl an Änderungen der Sonnenstrahlung.

Ich glaube dabei nicht, daß die Schwankungen der Strahlungsmengen, wie sie infolge der periodischen Änderungen der Erdbahnelemente den einzelnen Breitenkreisen zugeführt werden („Strahlungskurve von MILANKOVITCH“), eine ausreichende Ursache für die Eiszeiten sind. Viel eher wird man, wie dies jüngst H. FLOHN (1953) wieder ausgeführt hat, an Schwankungen der Energieausstrahlung der Sonne im ultravioletten Spektralbereich zu denken haben. Es zeigt sich, daß die kurzperiodischen Schwankungen dieser Art zu einem Abwechseln „zonalen“ und „meridionalen“ Zirkulation (FLOHN 1952) führen. Letztere Art der Zirkulation scheint eiszeitfördernd zu sein. So liegt es zum mindesten nahe, Schwankungen höherer Ordnung anzunehmen, die dann für den Wechsel von Eis- und Interglazialzeiten verantwortlich wären. So kommen wir zu einem ähnlichen Ergebnis, wie es R. F. FLINT (1947) in seiner Solar-topographic hypothesis geäußert hat: wir haben bei der Erklärung der Eiszeiten am ehesten mit dem Zusammenwirken zweier (oder noch mehr?) Faktoren zu rechnen. Nur in ganz seltenen Perioden der Erdgeschichte wirkten diese Faktoren in demselben Sinne: dann gab es die Eiszeitalter, wie etwa das jungpaläozoische und das quartäre.

Es bleibt noch die Frage zu erörtern, wodurch der große Gegensatz verursacht wird, der im Verlauf der Kurve zwischen Tertiär und Quartär besteht: dem sehr gleichmäßigen Verlauf im Tertiär (wenn auch vielleicht mit kurz- oder langwelligen geringeren Schwankungen) und den exzessiven Ausschlägen im Quartär, die an eine Erdbebenkurve erinnern. Der Übergang vom einen Typus zum anderen ist hier im Pliozän angenommen worden. Man wird ihn mit der Bildung der polaren Eiskappen in Verbindung zu bringen haben. Wenn diese einen bestimmten Schwellenwert erreicht hatten, was offenbar am Ende des Pliozäns der Fall war, konnten sie — wie schon gesagt, wahrscheinlich unter Einwirkung

eines zweiten Faktors (Schwankungen der Sonnenenergie) — zu weitgehenden Vereisungen der angrenzenden Festländer (d. h. im wesentlichen auf der Nordhalbkugel) führen.

E. J. ÖPIK (u. a. 1953) allerdings möchte sowohl die großen wie die kleineren Temperatur-Schwankungen der Erde auf Änderungen der Sonnenstrahlung zurückführen. Die großen Schwankungen werden nach ÖPIK hervorgerufen durch periodische Umwälzungen im Sonneninneren. Sie wiederholen sich jeweils in etwa 250 Millionen Jahren und sind die Ursache für das Auftreten der Eiszeitalter. Zusätzliche kürzere Schwankungen, die in der Außenhülle der Sonne ihre Ursache haben, sollen den Rhythmus eines Eiszeitalters im einzelnen, d. h. den Wechsel der Eis- und Interglazialzeiten, bewirken. Man wird diese Hypothese weiter prüfen müssen, ehe es möglich ist, klar zu ihr Stellung zu nehmen. Die periodischen Änderungen der Erdbahnelemente („MILANKOVITCH-Kurve“) reichen nach ÖPIK nicht zur Erklärung des Eiszeitenrhythmus aus. —

Es muß im übrigen nochmals betont werden, daß die in Abb. 1 gezeigte Kurve zunächst nur für Mitteleuropa gilt. Allerdings würde eine entsprechende Kurve für das mittlere Nordamerika wohl ähnlich aussehen. Mit genaueren Werten für die eiszeitliche Absenkung der Temperatur im mittleren Nordamerika wird man dort rechnen können, wo ein eiszeitlicher Dauerfrostboden nachgewiesen ist. Bisher kennen wir in Nordamerika seine damalige Ausdehnung nach Süden hin noch nicht.

Für andere Gebiete würden die Temperaturkurven wesentlich anders aussehen. Je mehr wir uns einerseits den Tropen und andererseits den Polargebieten nähern, umso geringer müssen die Schwankungen im Quartär gewesen sein. Für die Tropen kann die allgemeine Temperaturabnahme während der Eiszeiten nach H. FLOHN (1952) auf etwa 4°C geschätzt werden. Hier sind also die Ausschläge der quartären Temperaturkurve wesentlich geringer als in Mitteleuropa.

Ähnlich geringe, ja vielleicht noch geringere Ausschläge haben wir in den Polargebieten zu erwarten. Umstritten ist dabei, wie eine solche Kurve für das Gebiet der Antarktis aussehen würde. Die Eiskappe muß sich hier im Jüngeren Tertiär gebildet haben, und von diesem Zeitpunkt an müssen wir mit einem ständigen, immer stärker werdenden Absinken der Mitteltemperatur rechnen, das die Absenkung in Mitteleuropa um ein Mehrfaches übertraf. Wie aber war es dann im weiteren Quartär? Hier hat W. MEINARDUS (1928) die Ansicht entwickelt, daß in der Antarktis für die Eiszeiten sogar höhere Temperaturen zu fordern seien als für die interglazialen Zeiten. Demgegenüber hat F. NÖLKE (1932) Argumente dafür beigebracht, daß auch in der Antarktis während der Eiszeiten mit tieferen Temperaturen zu rechnen sei. Es erscheint aber fraglich, ob im Bereich der antarktischen Eiskuppel selber überhaupt größere Unterschiede zwischen Eis- und Interglazialzeiten anzunehmen sind. Das Klima ist in beiden Fällen ja weniger beherrscht durch den allgemeinen Wärmezustand der Erdoberfläche als vielmehr durch die extreme Ausstrahlung im weiteren Polarbereich. Es scheint deshalb kaum notwendig zu sein, für die antarktische Eiskuppel selber größere Unterschiede in den Mitteltemperaturen zwischen Eis- und Interglazialzeiten anzunehmen. Die Unterschiede stellen sich dann erst in größerer Entfernung vom Pol ein, wachsen zu Extremen an in den mittleren Breiten, um zum Äquator hin wieder abzunehmen.

Schriften-Nachweis

- FLINT, R. F.: Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. - New York u. London 1947.
 FLOHN, H.: Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. - Geol. Rundschau 40, S. 153-178. 1952. - - Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. - Erdkunde 7, S. 266-275. Bonn 1953

- JESSEN, O.: Die Randschwellen der Kontinente. - Pet. Mitt. Erg.heft 241. Gotha 1943.
- MEINARDUS, W.: Über den Wasserhaushalt der Antarktis. 2. Mitt. - Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. 1938, S. 137-172.
- MEYER, H. L. F.: Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngste geologische Geschichte Deutschlands. - Geol. Rundschau 17, S. 193-248. 1917.
- NÖLKE, F.: Die Antarktis während der Eiszeit. - Z. f. Gletscherkunde 20, S. 45-51. 1932.
- ÖPIK, E. J.: On the causes of palaeoclimatic variations and of the ice ages in particular. - Journal of Glaciology 2, S. 213-218. Cambridge 1953.
- RAMSAY, W.: Orogenesis und Klima. - Oversigt finska Vetensk. Soc. Förhandl. 52 A, S. 1-48. 1910.
- SCHWARZBACH, M.: Klima und Klimagürtel im Alttertiär. - Naturwiss. 33, S. 355-361. 1946.
- - Das Klima der Vorzeit. - Stuttgart 1950,

Manusk. eingeg. 12. 1. 1954.

Anshr. d. Verf.: Prof. Dr. Paul Woldstedt, Bonn, Argelanderstraße 118.

Über fluviatile Kiese in Nordwestdeutschland

Von G. C. Maa r l e v e l d, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen

(Niederlande). Mit 2 Abb. im Text

Zusammenfassung. In den östlichen Niederlanden findet man einen Nicht-Rheinkies, der älter ist als die Riß-Grundmoräne. Um das Material weiter zu verfolgen, ist in Nordwestdeutschland eine Anzahl Proben gesammelt worden. Hauptsächlich der Kies von 5—8 mm wurde bearbeitet, wobei pro Probe eine Zahl von 300 Stück untersucht worden ist. Aus der Untersuchung ergibt sich, daß der in den Niederlanden gefundene Nicht-Rheinkies in östlicher Richtung weiter zu verfolgen ist. Ein Teil dieser Ablagerungen hat Mindel-, ein anderer Riß-Alter. Die Ablagerung dieses Kieses wurde verursacht durch das heranrückende Inlandeis, wodurch die mitteldeutschen Flüsse gezwungen wurden, in westlicher Richtung zu fließen. Besonders die Elbe muß große Mengen Kies geliefert haben.

Summary. In the east of the Netherlands a kind of gravel is to be found, not deposited by the Rhine (non-Rhine gravel) being older than the Riss groundmoraine. In order to trace the origin of this material, a number of samples was collected in North-Western Germany. Most of the gravel analysed was of a size from 5 to 8 mm in diameter and of each sample about 300 gravel particles were examined. The investigation revealed that the non-Rhine gravel in the Netherlands is extending in an eastern direction. Some of the deposits date back to the Mindel glaciation, but others originate from the Riss epoch. The deposits were effectuated by the Mid-German rivers which during a part of these glaciations were forced by the ice sheet to find an outlet in a western direction. Most probably the Elbe will have supplied large quantities of this gravel.

INHALT

Einleitung und Methodisches
Herkunft der Komponenten
Etwas über die Kies-Assoziationen
Datierung und Art der Ablagerung

Einleitung und Methodisches

Vor einigen Jahren sind die niederländischen Kiese untersucht worden. Hierbei zeigte sich unter anderem, daß der Anteil der Rhein-Komponenten im mittelniederländischen Kies in östlicher Richtung abnimmt, um schließlich im östlichen Teil der Provinz Overijssel ganz zu verschwinden. Damals wurde angenommen, daß dem Nicht-Rheinkies eine östliche Herkunft zukommt. CROMMELIN (1953, 1953a) und EDELMAN (1938), die den Sand untersuchten, kamen zur gleichen Folgerung. Aus der Sand-Untersuchung (CROMMELIN 1953) ergibt sich, daß während der Mindel-Zeit in den mittleren Niederlanden hauptsächlich aus nordöstlicher bis östlicher Richtung Material sedimentiert worden ist. Rhein-Sedimente sind aus dieser Zeit in den mittleren Niederlanden nicht bekannt; erst während des Mindel-Riß-Interglaziales findet man einen starken Rhein-Einfluß.

Da eine östliche Herkunft eines Teiles des niederländischen Kieses angenommen werden muß, erschien es schon im Anfang erwünscht, im angrenzenden deutschen Gebiet eine Anzahl Proben zu sammeln, um die gemachte Folgerung hinsichtlich der Herkunft zu prüfen. Wir hatten das Glück, die hierfür nötige Unterstützung zu finden ¹⁾ und konnten eine Zahl Proben aus dem nordwestdeutschen

¹⁾ Die Arbeit wurde durch eine bereitwilligst zur Verfügung gestellte finanzielle Hilfe von „Stichting Molengraaff-Fonds“, Delft und „Stichting voor Bodemkartering“, Wageningen ermöglicht.

Gebiete bearbeiten²⁾. Später wird die Kies-Untersuchung ausführlich beschrieben werden, und die hier vorgelegte Publikation ist nur als vorläufige anzusehen.

In den Niederlanden wurde bei zwei Kies-Typen Material von mitteldeutschen Flüssen gefunden (MAARLEVELD 1952, 1952a). Ein Kies-Typus enthält nur feinen Kies, so daß nahezu keine Komponenten größer als 8 mm gesammelt werden konnten. Auch im Gebiet nördlich des Stauchrückenzuges Uelsen-Braunschweig war das oft der Fall. Der Kies < 5 mm kann aus verschiedenen, hier nicht näher zu nennenden Gründen besser nicht in die eigentliche Kies-Untersuchung bezogen werden, so daß hauptsächlich das Material von 5—8 mm bearbeitet worden ist.

Das gesammelte Material stammt aus Ablagerungen, die älter sind als die Reiß-Grundmoräne. Es wurde also entweder Kies aus Schichten unter der Grundmoräne oder Kies aus gestauchten Sedimenten gesammelt. Nach der Reinigung des Kieseltes wurden mit der Lupe bei einer Zahl von 300 Stück die verschiedenen Komponenten unterschieden. Es sind:

1. Quarz, der getrennt wurde in a) Milchquarz und b) Restquarz.
2. Kristalline Gruppe, die untergeteilt wurde in a) Porphyr; b) Quarz + weißen Feldspat; c) kristalline Restgruppe.
3. Feuerstein.
4. Lydit und Radiolarit.
5. Restgruppe; eine Gruppe, die nahezu ganz aus Quarzit und Sandstein besteht.

Herkunft der Komponenten

Milchquarz. Oben sind Milchquarz und Restquarz genannt worden. Absichtlich wurde diese Trennung beim Quarz gemacht, da die Gangquarze, welche die Flüsse Elbe, Weser und Rhein transportierten, vorwiegend Milchquarze sind. KURTZ (1926) meint, daß die Milchquarze der Stauchrücken von Uelsen, Oldenzaal, Lohne und Emsbüren hauptsächlich Elbe- und Rhein-Komponenten sind. Bei den Stauchrücken westlich der Ems nimmt KURTZ (1928) an, daß Elbe-Milchquarze an den Stellen da sind, wo der Quarzprozentsatz höher ist als derjenige vom Wesermaterial. DEWERS (1926, 1928), MARTIN (1882) und WEINGÄRTNER (1918) betrachten die Milchquarze von den Dammer Bergen (und vom Kellenberg) als Weser-Material. WILDEVANG (1938) beschrieb das Vorkommen von Milchquarz an einer Stelle in Ost-Friesland und meint, daß das Inlandeis dieses Material beim Queren der Weser aufgenommen habe.

Der Kies von 5—8 mm der rezenten Elbe besitzt in der Umgebung von Magdeburg 17% Milchquarz. Es ist sehr wohl möglich, daß bei den älteren Elbe-Ablagerungen dieser Prozentsatz höher ist. Da die Leine äußerst wenig Quarze transportiert, ist es gut denkbar, daß die Milchquarze östlich der Weser und auch zwischen Kellenberg und der Weser von der Elbe herkommen. Von den Dammer Bergen ab bis in die niederländische Provinz Drente nimmt der Prozentsatz des Milchquarzes nach und nach zu, und es sind nach unserer Untersuchung, auch was den Milchquarz betrifft, keine Anzeichen für eine Zufuhr vom Rhein her vorhanden.

Restquarz. Die Restquarze sind meistens klare Quarze und enthalten auch grauschwarze und blaue Quarze. SCHUCHT (1906) beschrieb die schwarzen und blauen Quarze aus dem Hümmling, GAGEL (1918) von Ost-Friesland und Oldenburg und v. BAREN (1934) von den Niederlanden. Immer geht das Vorkommen von Restquarz zusammen mit demjenigen von weißen Feldspäten. Auch DEWERS

²⁾ Für Hilfe danken wir den Herren: Dr. Dewers, Bremen, Dr. Illies, Hamburg, Prof. Dr. K. Richter, Hannover, Dr. Weverinck, Bremen und Dr. Wirtz, Hamburg.

(1928) beobachtete es beim Kies der Stauchrücken rund um den Dümmer See. STOLLER (1923) meint denn auch, daß diese Quarze aus den Graniten stammen. Das Herkunftsgebiet der Restquarze nördlich des Stauchrückenzuges Uelsen-Braunschweig muß in Skandinavien gesucht werden, und die von v. BAREN (1934) und POSTELMANN (1937) beschriebenen Blau- und Rauchquarze werden auch von hier stammen.

Feuerstein. Alle gefundenen Feuersteine in der Fraktion von 5—8 mm gehören praktisch zum nichtgerollten Typus. Südlich der Leda wurde im Kies nur ein gerollter Feuerstein gefunden.

Kristalline Restgruppe. Im allgemeinen kommen in den untersuchten nordwestdeutschen Sedimenten auf 1 Feuerstein 2 Kiese der kristallinen Restgruppe vor. Dies deutet daraufhin, daß sowohl der Feuerstein wie die kristalline Restgruppe aus derselben Richtung herkommen. Es ergibt sich also, daß der Einfluß des lokalen Feuersteines (RICHTER, SCHNEIDER & WAGER 1950) nicht groß ist. Auch einige Geschiebelehmproben sind untersucht worden. Die Zusammensetzung hat klargemacht, daß nahezu alle Kiese mit Feuerstein + kristalliner Restgruppe eine skandinavische Herkunft besitzen.

Porphy. Der Porphy ist meistens ein wichtiges Leitgestein. STOLLER (1923) beschrieb Thüringerwald-Porphyre aus dem Gebiete zwischen Nienburg und den Dammer Bergen. KURTZ (1926) nennt diese Porphyre die Leitgesteine der Weser. Nun wird ein Teil der Porphyre durch Werra und Hörsel in die Weser gebracht. Die Gera transportiert einen anderen Teil der Thüringerwald-Porphyre zur Elbe, und KURTZ (1928) meint, daß es in einem Gebiet, wo sowohl der Einfluß der Elbe wie derjenige der Weser vorhanden sein könnte, nicht möglich ist, eine Entscheidung über die Zufuhr zu treffen. Ein solches Gebiet liegt nach KURTZ westlich der Hunte. Charakteristisch für die Thüringerwald-Porphyre ist das öftere Vorkommen einer fluidalen Struktur. UDLUFT (1932) jedoch legt keinen Wert auf die Thüringerwald-Porphyre als Leitgestein. Dessenungeachtet ist es wohl sicher, daß die größte Zahl der Porphyre des nordwestdeutschen Stauchrückengebietes keine nördliche Herkunft besitzt (BEYENBURG 1934; WEHRLI & SCHNEIDER 1944).

Lydit-Radiolarit. Zum Schluß etwas über diese auffällige Komponente. WEGNER (1915) hält es für möglich, daß ein Teil der Lydite des Stauchrückens von Emsbüren aus dem Karbon der näheren Umgebung stamme. SÖFNER (1940) studierte die Lydite der Weser und des westlich hiervon liegenden Gebietes. Nach SÖFNER kommen diese Steine nicht nur aus dem Karbon südlich Kassel, sondern auch aus dem Malm des Wiehengebirges her. Beim Kiesmaterial in der Nähe von Hannover stammt ein großer Teil vom Harz und seiner Umgebung (BESCHOREN 1931). Auch das rezente Elbematerial hat Lydite, so daß auch die Elbe diese Steine in westlicher Richtung transportiert haben kann.

Etwas über die Kies-Assoziationen

In dieser Publikation berichten wir über die Ablagerungen der mitteldeutschen Flüsse. Dennoch kann zusammenfassend von den anderen Kies-Typen gesagt werden, daß eine Abnahme der Gruppe: Feuerstein + kristalline Restgruppe (von $> 60\%$ bis $< 35\%$) von der Elbe ab in westlicher Richtung gefunden ist. Diese Abnahme ist verbunden mit einer Zunahme von Restquarz (von $< 10\%$ bis $> 50\%$). Die Zahl der Milchquarze ist bei diesen Typen sehr gering und bleibt unter 4% .

Überblicken wir auf Abb. 1 die Verbreitung von Lydit-Radiolarit in Nordwest-Deutschland, dann ergibt sich, daß fast nur der Stauchrückenzug von Uelsen bis Braunschweig diese Steine enthält. Nördlich dieser Zone sind nur an einigen Stel-

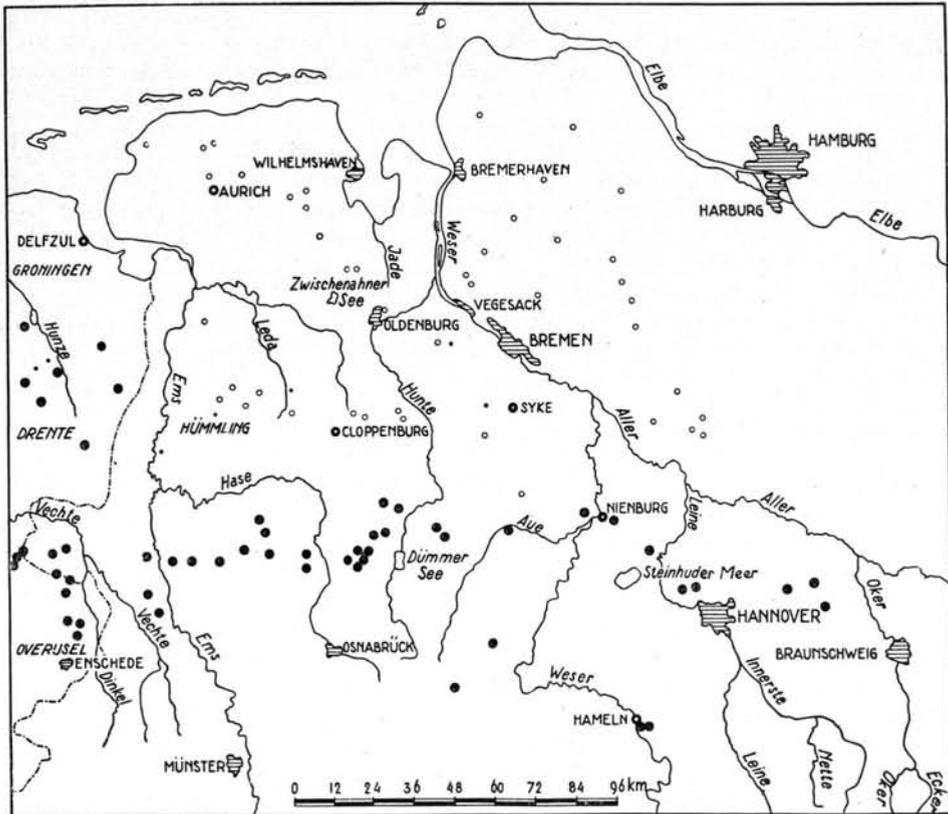


Abb. 1. Die Verbreitung der Lydit-Radiolarite in Nordwestdeutschland, ○ = Weniger als 1% Lydit-Radiolarit; ◐ = 1% Lydit-Radiolarit; ● = Mehr als 1% Lydit-Radiolarit.

ien 1% oder weniger als 1% Lydit-Radiolarit gefunden worden. Der Kies dieser lyditreichen Zone besitzt meistens mehr als 3% Porphyr und mehr als 4% Milchquarz.

Von Braunschweig bis zur Weser wurde Kies gefunden mit mehr als 30% Feuerstein + kristalliner Restgruppe. In der Nähe von Nienburg und im Stauchrücken von Fürstenau wurde an verschiedenen Stellen 10–30% Feuerstein + kristalline Restgruppe gefunden. So wie bei dem Kiese mit 1 oder weniger als 1% Lydit-Radiolarit sehen wir bei diesen Kiesen eine Abnahme von Feuerstein + kristalliner Restgruppe in westlicher Richtung, bis schließlich in Holland die Zahl weniger als 10% ist.

Hauptsächlich in den Dammer Bergen findet man in den Kiesen sehr viele Sandsteine und Quarzite. Der durchschnittliche Prozentsatz beträgt denn auch 60. Quarze sind nicht häufig, und so ist sowohl die Anzahl der Milchquarze wie die der Restquarze weniger als 10%. Derselbe Kies wurde auch in der Nähe von Bünde, Rotenuffeln und der Weser entlang gefunden.

Den Kies mit derselben Zusammensetzung wie derjenige, von dem in den Niederlanden eine östliche Herkunft vermutet worden ist, treffen wir in den Stauchrücken von Uelsen, Lohne, Emsbüren, Baccum, Fürstenau, Damme und Kellenberg. In den Dammer Bergen fanden wir ihn nur an einer Stelle. Der Prozentsatz von Restquarz beträgt bei dieser Kies-Assoziation mehr als 45.

Datierung und Art der Ablagerung

Im Anfang dieses Artikels ist gesagt worden, daß nach CROMMELIN (1953) in der Mindel-Zeit Material der mitteldeutschen Flüsse in den Niederlanden abgelagert sein muß. Der untere Teil dieser Ablagerung enthält weniger Topas als der darüberliegende Teil, und CROMMELIN nimmt an, daß der untere Teil zusammenfällt mit Anfang Mindel und der Teil mit vielen Topasen mit Hoch-Mindel. In den topasreichen Sanden findet man die Kies-Assoziationen, welche von den mittleren Niederlanden in östlicher Richtung bis zum Kellenberg zu verfolgen ist. Aus der STOLLER'schen Beschreibung geht hervor, daß der Kies, welcher in dieser Gegend tertiäre Tone überlagert, ungefähr demjenigen ähnlich ist, den wir über dem Ton in den Dammer Bergen (Steinfeld) fanden und der von DEWERS (1928) beschrieben worden ist. Dieser Kies hat nach der Kies-Untersuchung dieselbe Zusammensetzung wie der Kies der mitteldeutschen Flüsse in den Niederlanden und ist nach letzterwähnten zwei Autoren älter als die anderen auch gestauchten Ablagerungen. Ebenso wie CROMMELIN meinte STOLLER (1923), daß das Alter Mindel sei.

Der größte Teil der Sedimente der Stauchrücken von Damme und Kellenberg ist nach der Kies-Untersuchung den Kiesen der Mittelterrasse der Weser ähnlich. Diese Ablagerung ist also jünger als die von Steinfeld, und ein Reiß-Alter ist annehmbar. Die Stauchrücken östlich der Weser sind viel niedriger als die von Damme und Fürstenau, und die Möglichkeit besteht, daß die Schichten älter als Reiß nicht zutage treten. Es hat den Anschein, daß jedenfalls der Kies nördlich Hannover in der Reiß-Zeit abgelagert worden ist (BESCHOREN 1931).

Über die Art der Ablagerung des Kieses der mitteldeutschen Flüsse ist schon viel geschrieben, und KELLER (1940) hat die Meinungen zusammengefaßt. DEWERS (1928) nimmt an, daß das Inlandeis soweit südwärts gekommen ist, daß in einer bestimmten Zeit die Weser gezwungen wurde, vor dem Eis abzubiegen und in westlicher Richtung zu entwässern. Auch KURTZ (1928) und UDLUFT (1932), die die Kiese ab Nienburg in westlicher Richtung untersuchten, nehmen an, daß die Weser und die anderen mitteldeutschen Flüsse durch das Inlandeis gehindert wurden, gegen Norden zu strömen. Während KURTZ (1928) meint, daß die Weser dieser Zeit noch weit gegen Westen zu verfolgen sei, nimmt UDLUFT (1932) an, daß die Weser ins Aue-Hunte-Hase-Urstromtal mündete und daß dieses Material nachher vom Wasser des Inlandeises und der von Süden kommenden Flüsse westwärts transportiert wurde.

Das Vorkommen derselben Kies-Assoziationen von Kellenberg bis in die mittleren Niederlande bestätigt die schon genannte Annahme, daß das heranrückende Inlandeis die mitteldeutschen Flüsse hinderte, nordwärts zu fließen, und daß dadurch die Flüsse gezwungen wurden, ihre Flußbetten zu verlegen und in westlicher Richtung zu fließen. Die Kiese des obengenannten Stromes weichen jedoch stark ab von reinen Weser-Kiesen, wie man sie der Weser entlang und u. a. in den Dammer Bergen findet. Man muß also einen starken Einfluß des Materiales der östlicher liegenden Flüsse, d. h. der Elbe, annehmen. Es sind Tatsachen gefunden worden, die zeigen, daß dies schon in der Mindel-Zeit stattgefunden hat. Die Menge glazialen Materials in den Ablagerungen dieser Zeit nimmt gegen Westen etwas ab, und das deutet möglicherweise darauf hin, daß das Inlandeis damals mehr in der Nähe der Strecke Damme-Kellenberg als nahe den Niederlanden lag. Die Zahl der nördlichen Bestandteile im Kies ist aber niedrig. Augenscheinlich ist in dieser Zeit die Anfuhr des Materiales der mitteldeutschen Flüsse relativ so groß gewesen, daß nur wenig glaziale Bestandteile transportiert worden sind.

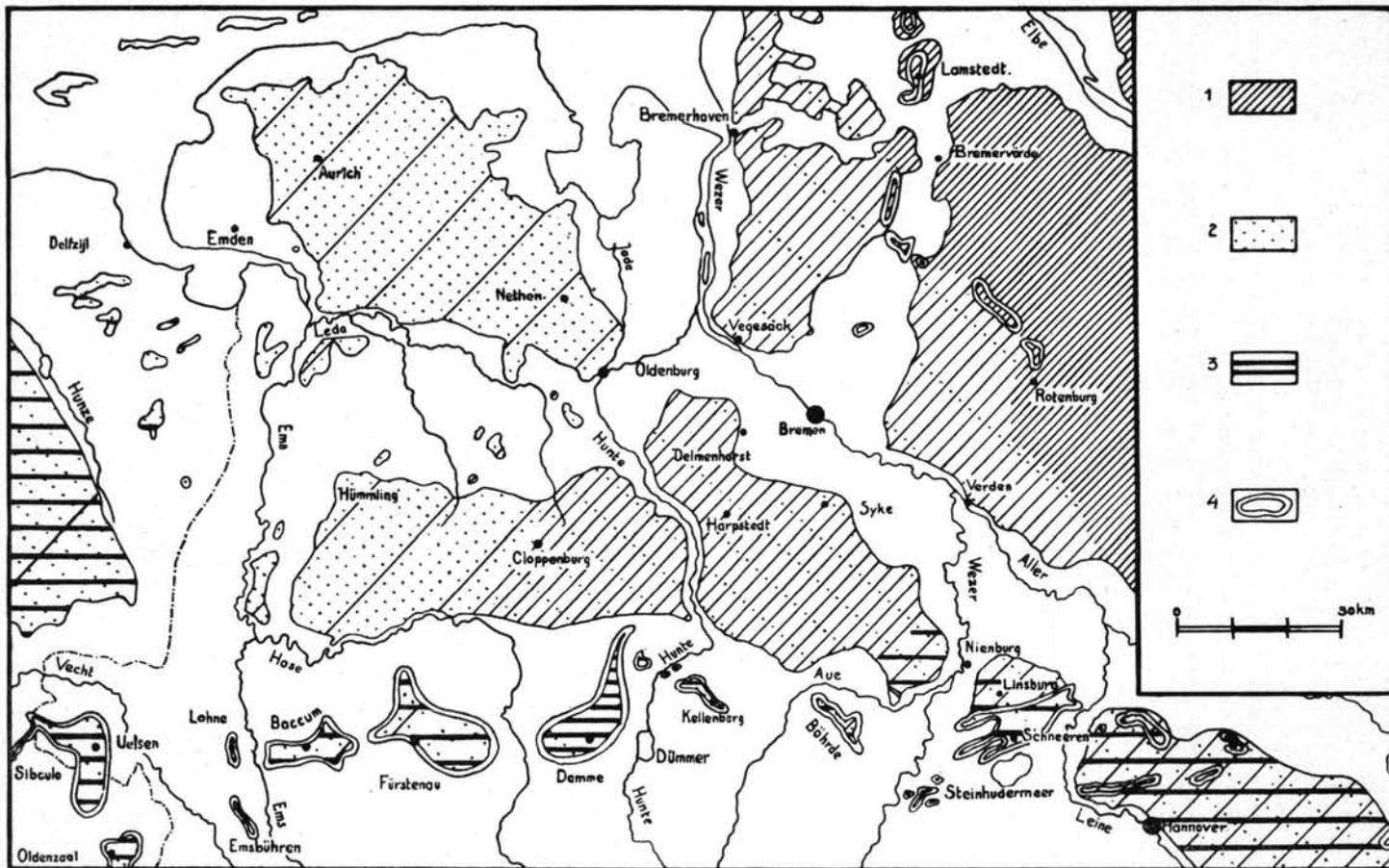


Abb. 2. Skizze der Verbreitung der Kies-Arten im Stauchrücken Ulsen-Braunschweig und im nördlich davon liegenden Grundmoränengebiet (Grenzen der norddeutschen Landschaften nach DEWERS 1941). 1. Glazialer Kies; 2. Kies, hauptsächlich aus Kaolinsand und jung-tertiären kontinentalen Ablagerungen; 3. Kies der mitteldeutschen Flüsse; 4. Stauchrücken.

In der Nähe von Lieth (Elmshorn) und Nethen in Oldenburg, also weit nördlich der Stauchrücken, fand CROMMELIN (1953) auch Elbe-Material. Daraus ergibt sich, daß die Grenze der Verbreitung des Kieses nicht zusammenfällt mit der des Sandes. Vielleicht ist die Geschwindigkeit des Wassers der Flüsse nördlich der Stauchrücken zu gering gewesen, um Kies so weit zu transportieren. Die Verbreitung des Kieses der mitteldeutschen Flüsse (Abb. 2) zeigt jedenfalls, daß während einer Eiszeit ein Hauptstrom nördlich des Gebirges vorhanden war.

Auch während der Riß-Zeit hat das Inlandeis sich so weit ausgedehnt, daß die Flüsse gezwungen wurden, in westlicher Richtung zu entwässern. In jener Zeit können ziemlich ähnliche Ablagerungen wie in der Mindel-Zeit sedimentiert sein. Die Absätze u. a. östlich der Weser sind wahrscheinlich aus dieser Zeit, und hier sieht man eine Mischung der glazialen Kiese mit den Kiesen der mitteldeutschen Flüsse. —

Aus dieser Mitteilung ergibt sich, daß noch vieles näher untersucht werden muß. Es zeigt sich aber wohl, daß auch einfache Kies-Untersuchungen einen Beitrag zur geologischen Geschichte liefern können.

Schriftenverzeichnis

- BAREN, F. A., van (1934): Het voorkomen en de betekenis van kali-houdende mineralen in Nederlandse gronden. Diss. Wageningen.
- BEYENBURG, E. (1934): Älteste Diluvialschotter, Endmoränen und Talsande im preußisch-holländischen Grenzgebiet. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 54, 602-627.
- BESCHOREN, B. (1931): Über einheimisches Diluvium in der Umgebung von Burgdorf in Hannover. Jb. preuß. geol. Landesanst. 52, 79-85.
- CROMMELIN, R. D. (1953): Over de stratigrafie en herkomst van de praeglaciale afzettingen in Midden-Nederland. - Geologie en Mijnbouw 15, 305-321. - - (1953a): Über den Einfluß der nord- und mitteldeutschen Flüsse auf das ältere Pleistozän der Niederlande. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 23.
- DEWERS, F. (1926): Die Kellenberg-Endmoräne bei Diepholz. - Abh. naturw. Ver. Bremen 26, 107-112. - - (1928): Beiträge zur Kenntnis des Diluviums in der Umgebung des Dümmer Sees. Ebendort 27, 1-46.
- EDELMAN, C. H. (1938): Samenvatting van de resultaten van vijf jaar sediment-petrologisch onderzoek in Nederland en aangrenzende gebieden. - Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. 55, 397-431.
- GAGEL, C. (1918): Über altdiluviale Endmoränen in Ostfriesland und Oldenburg. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 39, 10-24.
- KELLER, G. (1940): Untersuchungen über die strukturellen und geohydrologischen Verhältnisse in den südlichen Dammer Bergen. - Z. f. prakt. Geol. 48, 147-153.
- KURTZ, E. (1926): Die Leitgesteine des Wesermaterials im norddeutschen Glazialdiluvium. - Z. f. Geschiebeforsch. 2, 155-172. - - (1928): Die Weser im Vereisungsgebiet der ersten und zweiten Eiszeit. - Z. deutsch. geol. Ges. 79, 457-514.
- MAARLEVELD, G. C. (1952): Over enige grindtypen van oostelijke herkomst in Nederland. - Geologie en Mijnbouw 14, 345-353. - - (1952a): Over rolstenen. - Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. 69, 405-414.
- MARTIN, K. (1882): Über das Vorkommen eines gemengten Diluviums und anstehenden Tertiärgebirges in den Dammer Bergen, im Süden Oldenburgs. - Abh. nat. Ver. Bremen 7.
- POSTELMANN, A. (1937): Die „Blauquarze“ der norddeutschen kristallinen Geschiebe. - Z. f. Geschiebeforsch. 13, 131-142.
- RICHTER, W., H. SCHNEIDER & R. WAGER (1950): Die saaleeiszeitliche Stauchzone von Itterbeck-Uelsen (Grafschaft Bentheim). - Z. deutsch. geol. Ges. 102, 60-75.
- SCHUCHT, F. (1906): Geologische Beobachtungen im Hümmling. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 27, 301-340.
- SÖFNER, R. (1940): Die Lyditgerölle in Nordwestfalen. - Neues Jb. Min. A. 75, 443-464.
- STOLLER, J. (1923): Beiträge zur Geologie der ehemaligen Grafschaften Hoya und Diepholz I. - Jb. nieders. geol. Ver. 16, 1-27.

- UDLUFT, H. (1932): Kann der Verlauf der Weser im Vereisungsgebiet während der ersten und zweiten Eiszeit verfolgt werden? - Z. deutsch. geol. Ges. **84**, 105-122.
- WEGNER, Th. (1915): Die nördliche Fortsetzung der münsterländischen Endmoräne. - Z. deutsch. geol. Ges. **67**, 57-68.
- WEHRLI, H. & H. SCHNEIDER (1944): Geologie des Emsbürener Höhenrückens nördlich Rheine. - Neues Jb. Min. B. **88**, 263-292.
- WEINGÄRTNER, R. M. (1918): Beiträge zur Geologie des Großherzogtums Oldenburg I. Das Tertiärvorkommen im nördlichen Teil der Dammer Berge und seine diluviale Bedeckung. - Z. deutsch. geol. Ges. **70**, 37-61.
- WILDVANG, D. (1938): Die Geologie Ostfrieslands. - Abh. preuß. Landesanst. **181**.
Manusk. eingeg. 12. 12. 1953.
- Ansch. d. Verf.: G. C. Maarleveld, Ede, Kerkweg 37. Niederlande.

Die zeitliche Stellung der Urmenschen-Fundschicht von Steinheim an der Murr innerhalb des Pleistozäns ¹⁾

Von Karl Dietrich Adam, Stuttgart

Zusammenfassung. Mit Hilfe der Elefanten kann das Alter der Steinheimer Urmenschen-Fundschicht als Elster-Saale-Interglazial bestimmt werden. Auch die Untersuchungsbefunde anderer Faunenglieder (z. B. *Dicerorhinus hemitoechus* und *Bos primigenius*) bestätigen das.

Summary. By the remains of elephants, found in the „Waldelefanten-Schotter“ and „Haupt-Mammut-Schotter“, the stratum of the skull of *Homo steinheimensis* is determined as belonging to the Elster-Saale-Interglacial. This is based also on the researchs on *Dicerorhinus hemitoechus* and *Bos primigenius*.

Unweit der Schillerstadt Marbach, am Unterlauf der Murr, liegen die durch ihre überaus reichen Funde pleistozäner Lebensreste weitbekannten Kies- und Sandgruben von Steinheim und Murr. Als ältestes Fundstück von dort wird ein 1891 erworbener wohlerhaltener Waldelefanten-Backzahn im Staatlichen Museum für Naturkunde in Stuttgart verwahrt (F. BERCKHEMER 1933a, S. 89). Wenige Jahre später — 1898 — folgte der erste in Württemberg aufgedeckte Stoßzahn dieser Elefanten-Art (E. FRAAS 1914, S. 34). Weitere Funde schlossen sich an, ergaben ein immer reicher werdendes Bild einstigen Lebens an der unteren Murr und erreichten 1910 mit der Bergung eines fast vollständig überlieferten Stepenelefanten-Skeletts ihren ersten Höhepunkt (W. O. DIETRICH 1912).

In den folgenden Jahren — Weltkrieg und Nachkriegszeit — blieb die Fossil- ausbeute gering. Erst ab Mitte der zwanziger Jahre kamen wieder bedeutendere Funde zutage, die durch planmäßiges Sammeln von Prof. Dr. F. BERCKHEMER und das präparatorische Geschick von Meister M. Böck der Wissenschaft erhalten werden konnten. Erwähnt seien die einzigartigen Schädelunde von Wald- und Stepenelefanten, ein hervorragend überlieferter Schädel des *Dicerorhinus hemitoechus*, zahlreiche Geweihbelege von Riesen- und Edelhirschen, gewaltige Ur- und Wisent-Schädel, sowie der erste Nachweis eines Wasserbüffels — *Buffelus murrensis* — im mitteleuropäischen Pleistozän (F. BERCKHEMER 1927b; 1928). Von den mannigfachen weiteren Tiergestalten sei nur noch des Steinheimer Löwen gedacht, der einer neuen Form zugehören dürfte (F. BERCKHEMER 1927a, S. LXXVI).

Gekrönt wurde diese bis zum Beginn des zweiten Weltkriegs fortgeführte Ausgrabungskampagne F. BERCKHEMER's jedoch durch die Aufdeckung des Urmenschen-Schädels im Jahr 1933 (F. BERCKHEMER 1933b; 1933c; 1934). Dieser Fund ließ die Klärung des Alters der Steinheimer Kiese und Sande zur vordringlichen Aufgabe werden. Demzufolge wurde die Untersuchung des Fauneninhalts vorangetrieben, sowie eine zeitliche Auswertung der Lagerungsverhältnisse und des Deckschichtenprofils versucht. Als Ergebnis dieser Arbeiten darf die Unterteilung der Schichtfolge in

Jüngere Mammut-Schotter
Haupt-Mammut-Schotter
Waldelefanten-Schotter
Ältere Mammut-Schotter

¹⁾ Vortrag auf der Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Stuttgart am 18. September 1953.

mit jeweils kennzeichnenden Faunenelementen gelten (F. BERCKHEMER 1940, S. 63 bis 64), und ferner der für die Waldelefanten-Schotter — der Fundsicht des Urmenschen-Schädels — erbrachte Nachweis eines Mindestalters: „eine der Wärmezeiten innerhalb der Riß-Gruppe“ (F. BERCKHEMER 1938, S. 191). Da das mittelpleistozäne Alter des *antiquus*-Lagers schlechthin nie ernsthaft bestritten wurde, ergibt sich als untere Zeitgrenze folglich das sog. Große Interglazial.

Dies war der Kenntnisstand zu der Zeit, als ich mit der eingehenden Bearbeitung der reichen Elefanten-Reste aus den Kiesen und Sanden von Steinheim begann. Die hierbei gewonnenen chronologischen Ergebnisse seien im folgenden kurz mitgeteilt. Als Untersuchungsgrundlage diente das durch Erhaltungsfähigkeit und Merkmalshäufung ausgezeichnete Backzahngebiß, das mit etwa 200 Einzelstücken vertreten ist. Von diesen entfallen $\frac{1}{3}$ auf *Palaeoloxodon antiquus*, während $\frac{2}{3}$ dem *trogotherii-primigenius*-Formenkreis zugehören. Erstere Art ist in ihrem Vorkommen fast ausschließlich auf die Waldelefanten-Schotter beschränkt; nur zwei Backzähne sollen aus höherer Lage stammen (F. BERCKHEMER 1940, S. 63). Die Steppenelefanten verteilen sich dagegen auf die Älteren Mammut-Schotter, die Haupt-Mammut-Schotter mit reichster Dokumentation und die Jüngeren Mammut-Schotter.

Da das Entwicklungstempo — erfaßbar durch die Merkmalswandlung — in der *trogotherii-primigenius*-Reihe ungleich größer ist als das innerhalb der konservativen *antiquus*-Gruppe, soll zunächst mit Hilfe dieser „Leitfossilien“ des Pleistozäns eine Altersbeurteilung der Steinheimer Ablagerungen versucht werden. Kennzeichnend für die dortigen Steppenelefanten — ausgenommen die spärlichen trogontheroiden Reste aus den Älteren Mammut-Schottern — ist ihre vermittelnde morphologische Stellung zwischen dem typischen *Mammonteus trogontherii* des jüngeren Altpleistozäns und dem Mammut i. e. S. des ausgehenden Eiszeitalters. Im einzelnen ergibt sich, daß in den Haupt-Mammut-Schottern — entsprechend der großen Variationsbreite — neben noch trogontheroiden und schon primigenoiden Formen intermediäre den Hauptanteil am Backzahnfundgut ausmachen, während in den Jüngeren Mammut-Schottern der stattgehabte Zeitablauf durch eine Mittelwertsverlagerung zu *Mammonteus primigenius* hin angedeutet wird. Morphologisch vergleichbares Material konnte durch W. RÜHL (1940) aus mittelpleistozänen Flußschottern Sachsens — Prohliser Elbeschotter bei Dresden sowie Plagwitzter Elsterschotter und Markkleeberger Pleißeschotter bei Leipzig — bekanntgemacht werden. Da der Beginn der dortigen Elefantendokumentation anderweitig zeitlich erfaßbar ist (R. GRAHMANN 1925; 1934; 1951), sind diese Vergleichsobjekte von besonderem Wert, zumal sie durch ihre Entwicklungshöhe zeigen, daß ungefähre Gleichaltrigkeit zwischen den sächsischen Steppenelefanten der Vorstoßphase der Saale-Vereisung und denen aus den Haupt-Mammut-Schottern von Steinheim herrscht.

Dieser Zeitanatz gibt zugleich einen wertvollen Altershinweis für die unterlagernden Waldelefanten-Schotter; denn beide Komplexe sind durch kontinuierliche Sedimentation und damit Fossilüberlieferung verbunden, was in einem gewissen, von W. SOERGEL (1940, S. 25—27) eingehend erörterten, faunistischen Übergang faßbaren Ausdruck findet. Die *antiquus*-Fauna endet also mit dem Einsetzen der Saale-Eiszeit und muß folglich dem vorhergehenden Elster-Saale-Interglazial zugewiesen werden. Dafür spricht auch der an der reichen Überlieferung des Steinheimer *Palaeoloxodon antiquus* gewonnene Untersuchungsbefund: „Der Waldelefant der unteren Murr befindet sich im phylogenetischen Kulminationspunkt des *antiquus*-Stammes. Hier liegt sein biologisches Optimum, dem das Werden voranging, das Vergehen folgt“ (K. D. ADAM 1948, S. 58). Es ist wohl berechtigt, aus einem solchen biologischen Optimum auf optimale Umweltsbedin-

gungen zu schließen, und solche waren für den mitteleuropäischen Waldelefanten in den klimabegünstigten ausgeprägten Waldzeiten, im vorliegenden Fall einem Interglazial und keinesfalls einem Interstadial, gegeben.

Bekräftigen läßt sich diese Stellung der Fauna aus den Waldelefanten-Schottern durch die Untersuchungen K. STAESCHE's (1941), die den Nachweis nahezu völliger morphologischer Übereinstimmung und damit ungefähr gleicher Lebenszeit von *Dicerorhinus hemitoechus* des Steinheimer *antiquus*-Lagers mit dem aus dem Heppenloch bei Gutenberg erbrachten. Dies läßt für Steinheim wertvollen Zeit Hinweis gewinnen; denn die Heppenlochfauna weist sich eindeutig als solche eines Interglazials aus, wie schon aus dem Vorkommen des *Inuus suevicus* hervorgeht, und sie kann ferner durch die von T. KORMOS (1937) untersuchten Kleinsäuger einerseits, die von O. THIES (1926) und W. FREUDENBERG (1932) bekanntgemachten Großsäuger andererseits mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit dem sog. Großen Interglazial zugeordnet werden.

Hingewiesen sei noch auf die durch U. LEHMANN (1949) betonte Sonderstellung der Ur-Schädel aus den Steinheimer Waldelefanten-Schottern und der Welslebener Kiesgruben bei Schönebeck an der Elbe, die — durch gemeinsames Auftreten des Wasserbüffels unterstrichene — Gleichaltrigkeit beider Faunen nahelegt und damit für Steinheim weitere Anknüpfung an das norddeutsche Pleistozän ermöglicht; denn die Welslebener Sande und Kiese dürften nach dem geologischen Befund dem Elster-Saale-Interglazial, teilweise auch noch dem Beginn der Saale-Eiszeit angehören.

Als Ergebnis vorstehender Ausführungen kann gelten: Das Alter der Steinheimer Urmenschen-Fundsicht ist mit Hilfe der Elefanten als Elster-Saale-Interglazial zu bestimmen. Solches wird bekräftigt durch Untersuchungsbefunde weiterer Faunenglieder, von denen hier *Dicerorhinus hemitoechus* und *Bos primigenius* kurze Erörterung erfahren. Da das faunistisch erschlossene Alter mit dem geologischen Befund, den Lagerungsverhältnissen und dem Deckschichtenprofil — letzteres vermag nur ein Mindestalter zu geben (H. FREISING 1952) — nicht in Widerspruch steht, dürfte die Diskussion um die zeitliche Stellung des *Homo steinheimensis* innerhalb des Pleistozäns hiermit zu einem gewissen Abschluß gebracht sein.

Angeführtes Schrifttum

- ADAM, K. D.: Das Backzahngebiß des *Elephas antiquus* FALCONER von der unteren Murr (Württemberg). - Diss. techn. Hochsch. Stuttgart 1948.
- BERCKHEMER, F.: Neue Funde von Resten eiszeitlicher Löwen aus Württemberg. - Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ. **83**, S. LXXV-LXXVI, Stuttgart 1927 [1927a]. - - *Buffelus murrensis* n. sp. Ein diluvialer Büffelschädel von Steinheim a. d. Murr. - Ebendort **83**, S. 146-158, 1927 [1927b]. - - Ein Büffelfund aus den diluvialen Schottern von Steinheim a. d. Murr. - Palaeont. Z. **10**, S. 64-67, Berlin 1928. - - Die Wirbeltierfunde aus den Schottern von Steinheim a. d. Murr. - Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. **22**, 89-103, Stuttgart 1933 [1933a]. - - Notiz über den Fund eines Urmenschenschädels in den Schottern von Steinheim a. d. Murr. - Palaeont. Z. **15**, S. 224, 1933 [1933b]. - - Ein Menschen-Schädel aus den diluvialen Schottern von Steinheim a. d. Murr. - Anthropol. Anz. **10**, S. 318-321, Stuttgart 1933 [1933c]. - - Der Steinheimer Urmensch und die Tierwelt seines Lebensgebietes. - Aus d. Heimat **47**, S. 101-115, Stuttgart 1934. - - Vorweisung des Steinheimer Schädels im Original. - Verh. dtsh. Ges. Rassenforsch. **9**, S. 190-192, Stuttgart 1938. - - Über die Riesenhirschfunde von Steinheim an der Murr. - Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ. **96**, T. IV, S. 63-88, 1940.
- DIETRICH, W. O.: *Elephas primigenius Fraasi*, eine schwäbische Mammutrasse. - Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ. **68**, S. 42-106, 1912.
- FRAAS, E.: Elefantenzähne von Steinheim a. d. Murr. - Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ. **70**, S. 34-36, 1914.

- FREISING, H.: Die Deckschichten der eiszeitlichen Flußkiese von Steinheim an der Murr (Landkreis Ludwigsburg). - Jh. geol. Abt. württ. statist. Landesamtes 2, S. 66-72, Stuttgart 1952.
- FREUDENBERG, W.: Die Heppenlochfauna und ein weiterer Beleg des *Inuus suevicus* HEDINGER. - Palaeont. Z. 14, S. 126-132, Berlin 1932.
- GRAHMANN, R.: Diluvium und Pliozän in Nordwestsachsen. - Leipzig 1925. - - Grundriß der Quartärgeologie Sachsens, Sachsen als Siedlungsraum des Menschen der Vorzeit. - Leipzig 1934. - - Die geologische und archäologische Stellung des altpaläolithischen Fundplatzes Markkleeberg bei Leipzig. - Eiszeitalter und Gegenwart 1, S. 142-151, 1951.
- KORMOS, T.: Über die Kleinsäuger der Heppenlochfauna. - Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. 26, S. 88-97, Stuttgart 1937.
- LEHMANN, U.: Der Ur im Diluvium Deutschlands und seine Verbreitung. - Neues Jb. Min. etc. 90, Abt. B, S. 163-266, Stuttgart 1949.
- RÜHL, W.: Die Raubtiere und Elefanten des sächsischen Diluviums. - Palaeontographica 91, Abt. A, S. 1-78, Stuttgart 1940.
- SOERGEL, W.: Zur biologischen Beurteilung diluvialer Säugetierfaunen. - Heidelberg 1940.
- STAESCHE, K.: Nashörner der Gattung *Dicerorhinus* aus dem Diluvium Württembergs. - Berlin 1941.
- THIES, O. (†): Beiträge zur Kenntnis der Heppenlochfauna und der Fauna der Frankensbacher Sande. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 46, S. 576-615, Berlin 1926.
Manusk. eingeg. 30. 10. 1953.
- Anschr. d. Verf.: Dr. K. D. Adam, Staatl. Museum für Naturkunde, Stuttgart, Archivstr. 3.

Klima und Tektonik des Pleistozäns von Northeim ¹⁾

Von Gerd Lüttig

Amt für Bodenforschung, Hannover

Zusammenfassung:

Nachdem in einer anderen Arbeit pleistozäne tektonische Bewegungen aus dem Gebiet nördlich von Northeim beschrieben worden sind, werden jetzt durch neue Bohrungen Verstellungen nachgewiesen, die den elster/saale-interglazialen Ton von Northeim betroffen haben. Die durch eine der Bohrungen angetroffenen Sedimente werden petrographisch beschrieben und paläoklimatologisch ausgedeutet. Dabei werden die Begriffe ϱ -Divergenz und ϱ -Konvergenz verwendet; sie gestatten Rückschlüsse auf die Art des Transportmediums.

Abstract:

Having described the area north of Northeim (southern Hanover) as a region of pleistocene tectonic movements, the author now points on the district of Northeim town as faulted too in geological young time. New drilling results tell, that the elster/saale-interglacial clay of Northeim is included into further sinking of the Leinetal graben. The sediments taken by one of the borings are subject to petrological and paleoclimatological discussion. In it the so called ϱ -divergence and ϱ -convergence (ϱ = degree of rounding) are used as indicators of the transporting medium.

In einer Arbeit über Pleistozäntektonik nördlich Northeim (LÜTTIG 1954) konnten von mir junge Bewegungen im Grenzgebiet zwischen Leinetalgraben und Elfasache wahrscheinlich gemacht werden. Auf die Ergebnisse dieser Untersuchung soll, soweit diese für das Verständnis der folgenden Ausführungen wichtig sind, kurz eingegangen werden:

Aus dem Dünetal und dem Uhberg-Gebiet nord-nordöstlich von Northeim sind altpleistozäne Rhumeschotter bekannt, die dem vorelsterzeitlichen Oberterrassensystem der Weser und Leine angehören. Diese Schotter liegen am Uhberg in einem Niveau, welches nicht der normalen Aufschotterungsfläche der Oberterrasse entspricht. Durch eine Neukartierung konnte die GRUPESCHE Vermutung bestätigt werden, daß diese Rhumekiese gehoben worden sind. Das Hebungsgebiet liegt im Fortstreichen der Elfasache, einer Hebungszone, die stellenweise auch im Pleistozän aktiv war. Zugleich mit der Hebung des Uhberggebietes wurde das Gebiet um den Denkershäuser-Teich versenkt. Es liegt im Kreuzungsgebiet von Fiederspalten des Leinetalgrabens mit zugeordneten herzynisch streichenden Gräben. Die tektonischen Bewegungen lassen sich an Hand der Gefällsentwicklung der Mittelterrasse in die Zeit zwischen dem frühen Elsterglazial und dem Ende des Elster/Saale-Interglazials einordnen.

Das Vorhandensein von Oberterrassenkiesen der Rhume westlich von Northeim führt zu dem Schluß, daß die Rhume bereits kurz vor der Elstervereisung ihren Weg über Northeim genommen haben muß. Offensichtlich wurde durch die beginnende Hebung der Uhbergscholle der Weg durch das Dünetal versperrt. Ob der Durchbruch bei Northeim durch Seitenerosion vom Leinetal her oder durch ein tektonisches Einsinken hervorgerufen wurde, konnte bisher nicht an Hand von Aufschlüssen erörtert werden.

¹⁾ Unter dem Titel „Pleistozäntektonik südlich Northeim“ auszugsweise vorgetragen auf der Jahresversammlung der Deuqua am 19. 9. 1953 in Stuttgart.

Die Ergebnisse zweier der Wassererschließung dienender Bohrungen südlich von Northeim haben neues Licht auf diese Fragestellung geworfen. Während die eine Bohrung die Ablagerungen der Niederterrasse und des Saale/Weichsel-Interglazials durchteufte, hat die andere unter Mittelterrassensedimenten das Interglazial von Northeim in versenkter Lagerung angetroffen. Damit wird — abgesehen von den bisher aus der Ziegelei Northeim bekannten unbedeutenden Verwerfungen — erstmalig auf ein weiteres Einsinken von Teilen des Leinetalgrabens aufmerksam gemacht. Da die Mittelterrasse in normalem Niveau liegt, ist die Verstellung im wesentlichen bereits ausgangs des Elster/Saale-Interglazials vor sich gegangen und hat möglicherweise bereits vor Ablagerung des Interglazials begonnen.

Unter den interglazialen Tonen von Northeim ist nämlich eine geringmächtige Kiesschicht aufgeschlossen, die HECK (1928) für normale, BRINKMANN (1932) für verstellte und LÜRRIG (1954) für umgelagerte Oberterrassenschotter hielten. Dieser Kies ist auch in einer der Bohrungen angetroffen worden. Zur Erörterung der Altersstellung ist es nötig, das Bohrprofil näher durchzusprechen.

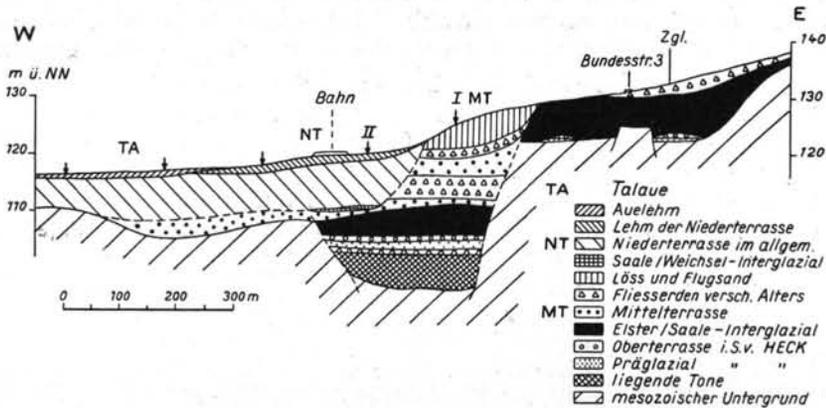


Abb. 1. Profil durch das Pleistozän südlich von Northeim.

Die in der Nähe des Güterbahnhofs Northeim liegende Bohrung II durchteufte folgende Schichten (vgl. Abb. 1):

- | | |
|------------|---|
| 0 — 0,6 m | Bodenkrume |
| 0,6— 1,5 „ | brauner bis rotbrauner Lehm der Niederterrasse |
| 1,5— 2,5 „ | hellbrauner bis rotbrauner Lehm mit einzelnen Feinkiesgeröllen |
| 2,5— 3 „ | verlehmter Mittelkies der Niederterrasse |
| 3 — 3,6 „ | brauner plastischer, schwemmlößähnlicher Ton |
| 3,6— 4,6 „ | roter Feinsand der Leine |
| 4,6— 5 „ | brauner plastischer Ton mit einzelnen kleinen Geröllen |
| 5 — 6,3 „ | brauner Mittelsand mit einzelnen kleinen Geröllen |
| 6,3— 7 „ | blauer und grüner plastischer Ton, wahrscheinlich umgelagerter Elster/Saale-Interglazialton |
| 7 — 9 „ | Mittelkies der Niederterrasse |
| 9 — 9,5 „ | humoser Staubsand bis Grobton, Saale/Weichsel-Interglazial (Schicht „am“) |
| 9,5—10 „ | blaugrauer Mittelsand |

Die Schicht „am“ enthält nach Bestimmung durch H. GREBE, Amt für Bodenfor-
schung Krefeld, folgende

Baumpollen:		Nichtbaumpollen:	
67 ⁰ / ₀	<i>Betula</i>	Ericaceen	3 ⁰ / ₀
24 ⁰ / ₀	<i>Pinus</i>	<i>Corylus</i>	3 ⁰ / ₀
6 ⁰ / ₀	<i>Quercus</i> (1 cf. <i>Fagus</i>)	<i>Artemisia</i>	12 ⁰ / ₀
3 ⁰ / ₀	<i>Picea</i>	Compositen	6 ⁰ / ₀
		Umbelliferen	6 ⁰ / ₀
		Gramineen	168 ⁰ / ₀
		Cyperaceen	12 ⁰ / ₀
		cf. <i>Potamogeton</i>	12 ⁰ / ₀
		Unbest. Kräuter	21 ⁰ / ₀
		<i>Sphagnum</i>	3 ⁰ / ₀
		Farn	21 ⁰ / ₀

Dieser Polleninhalte deutet auf den Beginn eines Interglazials hin. Nach der Überlagerung durch Niederterrassenkies und dem Vorhandensein von *Pinus*, welche nach HECK (1928) im Elster/Saale-Interglazial von Northeim fehlt, zu urteilen, kann es sich nur um Saale/Weichsel-Interglazial handeln. Etwas weiter südöstlich als Bohrung II traf Bohrung I folgende Schichten an (vgl. Abb. 1):

	0 — 3,5 m	Ackerkrume, Löß und Schwemmlöß
a	3,5— 4 „	roter, etwas verlehmtter Staubsand
b	4 — 5 „	grobkiesige Fließerde
c	5 — 6 „	tonige Fließerde
d	6 — 7 „	brauner bis olivgrüner sandiger Grobton
e	7 — 8 „	Mittelsand der Mittelterrasse mit Grobkieslagen
f	8 — 9 „	Grobkies der Mittelterrasse
h	9 —10 „	Fließerde aus Grobkies
i	10 —11 „	tonige Fließerde
j	11 —12 „	tonige Fließerde
k	12 —13 „	grobkiesige Fließerde
l	13 —14 „	hellbrauner plastischer Staubsand
m	14 —15 „	blaugrüner plastischer Ton des Elster/Saale-Interglazials
n	15 —15,5 „	brauner plastischer Staubsand
o	15,5—17 „	dunkelblauer plastischer Ton mit einzelnen Kalkbrocken
p	17 —18 „	violettblauer sandiger Grobton
q	18 —19 „	dunkelblaugrüner plastischer, glimmerreicher Ton
r	19 —19,5 „	dunkelblaugrüner plastischer Ton
s	19,5—19,7 „	Mittelsand — Mittelkies-Wechselagerung
t	19,7—20,5 „	Mittelkies
u	20,5—22 „	brauner Conchylien-Grobton bis Staubsand
v	22 —23 „	tonige Fließerde
w	23 —24 „	hellblaugrauer, glimmerreicher plastischer Ton
x	24 —25 „	dunkelviolettblauer plastischer Ton
y	25 —26 „	brauner Staubsand
z	26 —28,5 „	brauner Staubsand, mittlerer Keuper

Unter Verwendung der Ergebnisse dreier Bohrungen westlich der Bahnlinie Göttingen—Kreiensen und des Profiles der Tongrube am Südausgang von Northeim ergibt sich das in Abb. 1 wiedergegebene Profil.

Schicht	s			mk			m			km			ko			jl			D	Ai
	%	Zi	Ai	%	Zi	Ai	%	Zi	Ai	%	Zi	Ai	%	Zi	Ai	%	Zi	Ai		
c							69	60 170	1,5 2,5	31	40	1,5 (7,9)								2,4
e	12	240 600	3,4 4,7	25	70 290	3,2	24	290	2,8	19	60 270	2,2	13	200 400	3,1	7	70 360	1,5 2,3		2,9
f	5	340	3,0				68	290	2,1 3,5	23	60	4,5 2,6	4	80	3,7					2,6
h							88	80 160	2,7	12	100	2,0								2,6
i										40	65	1,9 (7,4)				60	50	1,8		2,0
t	6	180	2,5				67	305 110 520	3,7 1,7	11	70	2,0	10	150	2,5	6	220	2,8		2,6
v				36	40 220 280	1,8	18	40	2,1	32	60	2,0 5,6				14	40 230	3,2 2,0		2,4

Tabelle 1. Zurundungs- und Abplattungsindices der Fraktion $> 20 \text{ mm } \phi$ aus einzelnen Schichten von Bohrung I. Nähere Erläuterung im Text.

Wieder sind, wie auch stellenweise in den Ziegeleiaufschlüssen, unter dem Interglazialton Kiese und die sogenannten vorglazialen Sande angetroffen worden. Aber darunter liegen noch eine Fließerde und eine Ton- und Schlufffolge. Leider enthalten diese Schichten keine Pollen. Es soll daher versucht werden, aus dem Sedimentbestand die Rekonstruktion des Klimaablaufes innerhalb der Schichtserie von Bohrung I vorzunehmen. Wir stellen dieser Erörterung des klimatischen Ablaufes die Ergebnisse der sedimentpetrographischen Untersuchungen in ihrer Gesamtheit voraus.

Die größte Fraktion $> 20 \text{ mm } \phi$ ist leider nur in wenigen Schichten vorhanden. Die Zusammensetzung ist in Tabelle 1 dargestellt. Darin bedeuten:

s	= Buntsandstein	D Ai	= durchschnittl. Abplattungsindex
mk	= mesoz. Kalke i. a.	A i	= Abplattungsindex nach CAILLEUX
m	= Muschelkalk	Z i	= Zurundungsindex nach CAILLEUX
km	= mittlerer Keuper		
ko	= oberer Keuper		
jl	= Lias		

Die beiden Fraktionen von 6,3—20 und von 2—6,3 mm ϕ sollen gemeinsam betrachtet werden, da die Erkennbarkeit der Gesteinstypen sich zwischen beiden nicht ändert. Interessant sind darin u. a. die Prozentsätze von mesozoischem Kalk und Lias (vgl. Abb. 2).

Aus den im Zusammenhang dargestellten Fraktionen von 0,6—2; 0,3—0,6 und 0,15—0,3 mm ϕ verdienen besonders die Prozente des Quarzes (Abb. 3) und der in Salzsäure löslichen Karbonate (Abb. 4; in der Hauptsache Kalziumkarbonat, daher in dieser Abbildung als Kalk bezeichnet) Beachtung.

Die Wahl der genannten Fraktionen war von technischen Gegebenheiten abhängig. Da die Kurve der opaken Minerale sich jeweils gegensätzlich zu der Quarzkurve verhält, soll auf ihre Darstellung verzichtet werden. Die Restminerale (vor allem sind es salzsäureunlösliche Karbonate und Feldspäte) erreichen meist Prozentsätze unter 10 und werden daher in dieser Betrachtung vernachlässigt.

An Hand der Diagramme lassen sich über den Klimaablauf während der Sedimentation der in Bohrung I angetroffenen Schichten die folgenden Aussagen machen:

Wir beginnen mit dem Liegenden, Schicht z: Es handelt sich um einen mäßig gut sortierten braunen Staubsand. Entsprechend der relativ guten fluviatilen Aufbereitung und der vorherrschenden Korngröße steigt auch der durchschnittlich relativ hohe Quarzgehalt nach den feinen Fraktionen stark an.

Die Kurven der Abrollungsgrade zeigen eine starke Divergenz. Das bedeutet, daß das Sediment in einem Medium transportiert worden sein muß, in dem die Korngrößen gut getrennt (in rollende und schwebende Teilchen) und entsprechend verschieden stark abgerollt wurden. Wir nennen diese Erscheinung ρ -Divergenz (ρ = Abkürzung für den Abrollungsgrad nach SZADECKI-KARDOSS). Sie ist ein Anzeichen für ungestörten fluviatilen Transport. Eine ρ -Konvergenz liegt vor, wie wir weiter unten sehen werden, bei einem Transport in einem Medium, in dem die Sonderung der Korngrößenklassen gering war, also z. B. in einer Fließerde oder in einem Geschiebemergel.

Der Kalkgehalt der Schicht z ist gering, die chemische Verwitterung dürfte nicht unbedeutend gewesen sein. Alle genannten Anzeichen sprechen für ein relativ gemäßigtes bis kaltgemäßigtes Klima.

Schicht y, ein feinschichtiger brauner Staubsand, ist wenig besser sortiert als Schicht z, auch sonst wenig unterschiedlich von dieser. In der größten Fraktion sind Gerölle des Lias und mesozoische Kalke fast in gleicher Menge vorhan-

den. Das bedeutet, daß ein Transport von Sedimentmaterial aus der näheren Umgebung schon möglich war, daß aber das Pflanzenkleid noch dicht genug war, um einem Abtransport mesozoischer Kalke von den benachbarten Höhen (vgl. Fließerden weiter unten) Einhalt zu gebieten. Klima: gemäßigt bis kalt-gemäßigt.

Schicht *x*, ein dunkelvioletter bis brauner plastischer Ton, ähnlich dem altpleistozänen Ton von Bilshausen, ist ähnlich gut sortiert wie Schicht *y*. Die

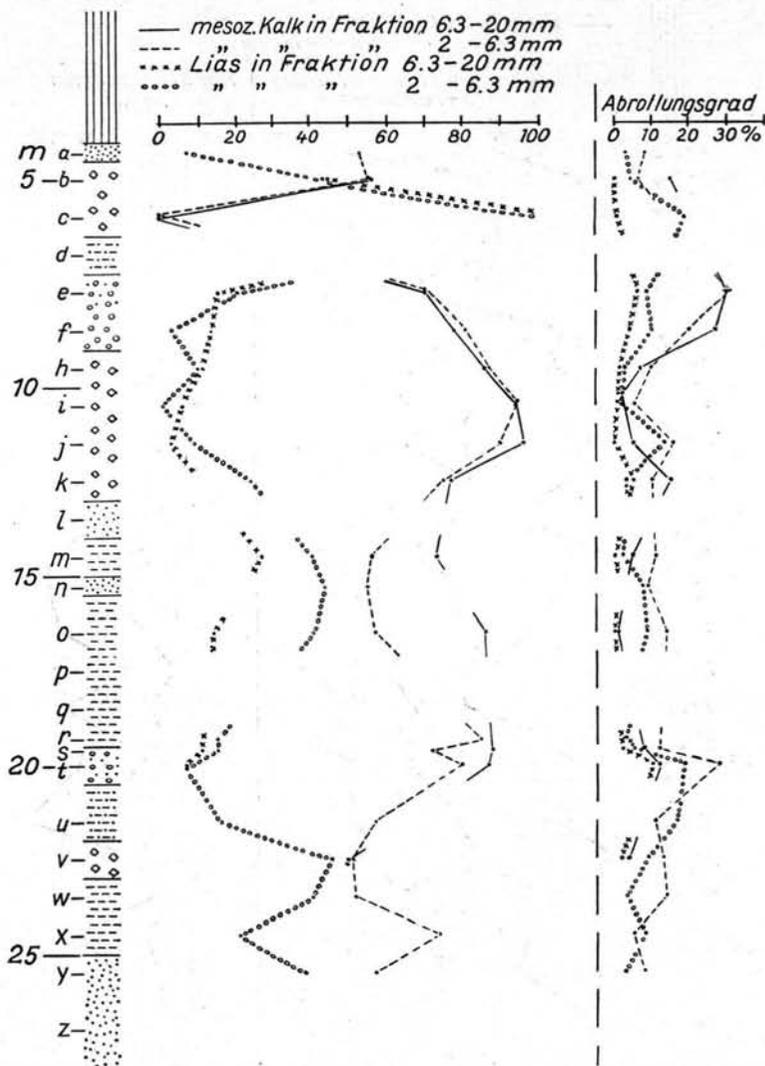


Abb. 2. Verteilung der mesozoischen Kalke und Lias-Gerölle in den Schichten des erbohrten Profils. In der linken Kolonne sind die einzelnen Sedimente nach dem in Abb. 1 wiedergegebenen Profil durch verschiedene Signaturen dargestellt. Die Kurven in der Mitte der Abbildung zeigen, daß vor allem in den Fließerden der Prozentsatz der Kalkgerölle zunimmt, daß aber, wie bei Probe *c* und *v* auch Liasgerölle sehr zahlreich vertreten sind, wenn das Bodenfließen zunächst die unmittelbare Nachbarschaft erfaßt hat. Es muß dazu bemerkt werden, daß Lias in der Nähe, Muschelkalk und mittlerer Keuper erst in weiterer Entfernung (Wieder-Berg) anstehen. - Das Abrollungsdiagramm zeigt mit hohen Werten bei fluviatilem, niedrigen bei solifluidalem Transport das erwartete Bild.

Quarzabrollungskurven zeigen eine große ϱ -Divergenz. Der Quarzprozentatz steigt ein wenig, ebenso der Kalkgehalt. In den größten Fraktionen nehmen die mesozoischen Kalke zu. Klima: gemäßigt bis kühl.

Schicht *w*, ein hellblaugrauer plastischer, glimmerreicher Ton, ähnlich dem Hangenden des altpleistozänen roten Tons von Bilshausen, zeigt eine Abnahme des Quarzgehaltes und beginnende ϱ -Konvergenz des Quarzes, geringen

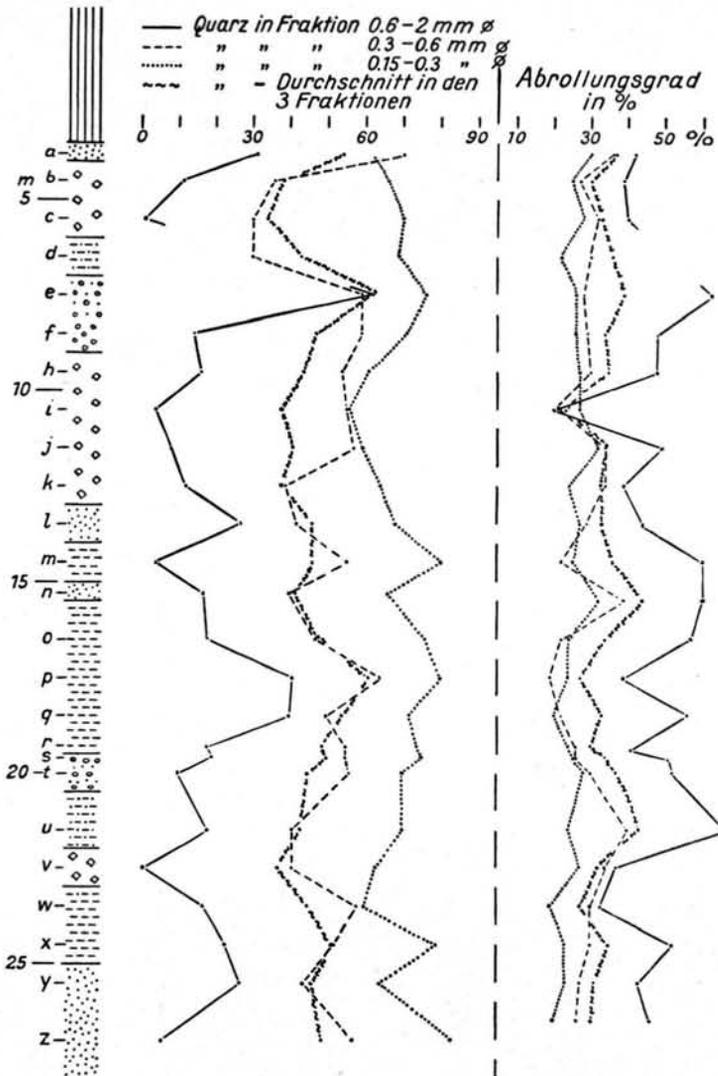


Abb. 3. Verteilung und Abrollung des Quarzes in den feineren Fraktionen der durch Bohrung II erschlossenen Schichten. Die Quarzgehaltskurven in der Mitte der Abbildungen bezeugen, daß vor allem in den warmzeitlichen Ablagerungen (z. B. o—q, w—y) infolge der stärkeren chemischen Verwitterung und in den fluviatilen Ablagerungen infolge des starken Abriebes der Gerölle hohe Quarzgehalte vorliegen. Beim Abrollungsdiagramm auf der rechten Seite fällt auf, daß bei den Fließerden die Kurven der einzelnen Fraktionen stark konvergieren (ϱ -Konvergenz), während sie bei fluviatilen Transport — infolge der dort eintretenden guten Trennung in gerollte (stark geriebene) und schwebende (schwacher Reibung ausgesetzte) Körner — divergieren.

Kalkgehalt, der nach den gröberen Fraktionen hin ansteigt. Umgelagerter Schalenbruch von Schnecken ist vorhanden. Klima: kühl-gemäßigt, kühler als in *x*.

Schicht *v*, eine tonige Fließerde, zeigt eine sehr schlechte Sortierung. Der durchschnittliche Zurundungsindex der Fraktion $> 20 \text{ mm } \phi$ liegt an der Untergrenze dessen, was CAILLEUX als Kriterium für Frostsplitterung annimmt. Die gröberen Fraktionen enthalten noch relativ viel Lias. Offensichtlich war die periglaziale Abtragung noch nicht auf dem Höhepunkt angelangt. Der Quarzanteil nimmt ab, der Kalkgehalt steigt. Der Quarz zeigt ρ -Konvergenz. Klima: kalt.

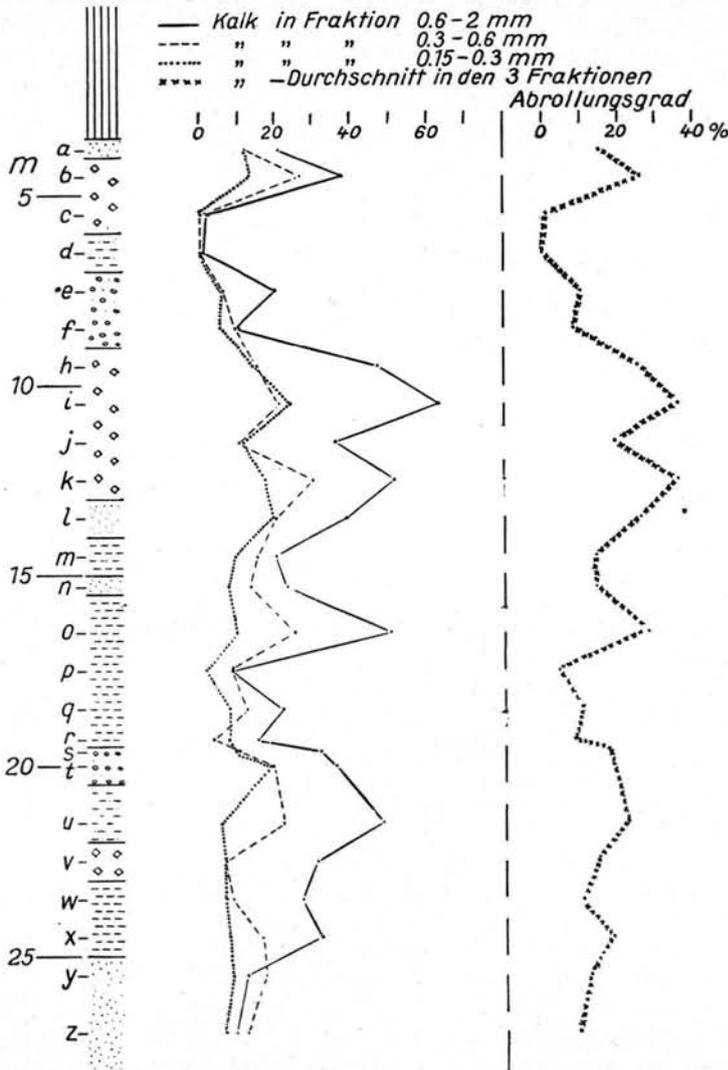


Abb. 4. Gehalt an HCl-löslichen Karbonaten und deren Abrollung. Infolge der geringen chemischen Verwitterung und der starken Anfuhr an Kalkgeröllen während der Kaltzeiten (Schichten h-k, b + c) sind in den betreffenden Ablagerungen auch die feinen Fraktionen reich an Kalkgeröllen. Die Kalkgehaltskurve ist also in gewissem Sinne gegensätzlich zur Quarzkurve. Die Kurve der Abrollungsgrade zeigt bei den Kalken infolge deren großer Abriebempfindlichkeit auch in Fließerden hohe Werte.

Schicht *u*, ein brauner Grobton bis Staubsand, ist sehr gut sortiert. *Succinea oblonga* und Reste von Pupiden bezeugen das wieder sich ansiedelnde Leben. Die größte Fraktion enthält viel Kalke, aber auch 9% Buntsandsteingerölle, die aber relativ schlecht abgerollt sind. Der Quarzgehalt steigt, die ϱ -Kurven sind divergent. Auch in den feinen Fraktionen ist der Kalkgehalt noch beträchtlich. Diese Schicht repräsentiert das sogenannte Präglazial im Sinne von HECK, kann aber m. E. als glazial aufgefaßt werden, da noch eine Fließerde darunter liegt. Klima: kühl-gemäßigt bis gemäßigt.

Schicht *t*, ein Mittelkies, nach HECK und BRINKMANN Oberterrassenschotter, ist mäßig gut sortiert. Der Anteil von Muschelkalk und Buntsandstein ist relativ hoch, wenngleich auch neben dem ferntransportierten noch Material aus der Nähe sedimentiert wurde. Der Buntsandstein ist relativ schlecht gerundet, woraus auf Umlagerungserscheinungen geschlossen werden kann. Zurundung und Abplattung sprechen für einen Übergang zwischen periglazialem und gemäßigtem Klima. Die Quarzabrollung der feinen Fraktionen nimmt ab. Der Quarz zeigt ϱ -Divergenz. Der Kalkgehalt nimmt etwas ab. Abgerollte Schalenbruchstücke sind vorhanden. Klima: gemäßigt bis kühl-gemäßigt, wenig wärmer als *u*.

Die Frage, ob es sich bei diesem Kies tatsächlich um Oberterrassenkies handelt, ist nicht ohne weiteres zu beantworten. Die aus dem Leinetal südlich von Northeim bekannten Oberterrassenschotter enthalten wesentlich mehr und besser gerundeten Buntsandstein, was aber auch auf sekundäre Verwitterungsvorgänge zurückgeführt werden kann.

Schicht *s*, ein Mittelsand mit Mittelkieslagen, ist schlechter sortiert als das Liegende. In der größten Fraktion nimmt das aus der Nähe stammende Material stark zu. Die Abrollung wird allgemein schlechter. Der durchschnittliche Abplattungsindex spricht für Zersplitterung durch Frost bis Transport durch einen Fluß im periglazialen Klima. Die Kalke, besonders die des mittleren Keupers, zeigen Auslaugungserscheinungen, wahrscheinlich infolge einer nachträglich eingetretenen Verwitterung. Möglicherweise sind auch die Pflanzenreste, die in den feinen Fraktionen gefunden wurden, während des Zeitraumes dieser Verwitterung ins Sediment gelangt. Schalenbruch ist in geringem Prozentsatz vorhanden. Der Quarzgehalt nimmt in den feinen Fraktionen sehr wenig zu, der Kalkgehalt ab. Die Quarzkurven zeigen noch ϱ -Divergenz. Klima: kühler als bei *t*. Danach wahrscheinlich Klimaverbesserung, im Zusammenhang damit Verwitterung und Sedimentationsunterbrechung. Diese Schicht gehört ebenfalls zu den Oberterrassenschottern HECKs.

Schicht *r*, ein dunkelblaugrüner plastischer Ton mit guter Sortierung, besitzt noch viel mesozoische Kalke in der größten Fraktion. Die Abrollung derselben ist schlecht. Auch die Quarze sind bei ϱ -Konvergenz relativ wenig abgerollt. In den feinen Fraktionen sinkt der Kalkgehalt. Klima: kühl (lt. Pollenanalyse HECKs: *Betula-Picea*-Phase).

Schicht *q*, ein dunkelblaugrüner, plastischer, glimmerreicher Ton mit wenig Schalenbruch und mäßig guter Sortierung, zeigt zunehmenden Quarzgehalt bei starker ϱ -Divergenz. Der Kalkgehalt bleibt etwa gleich. Klima: gemäßigt-kühl, wärmer als bei *r*.

Schicht *p*, ein violettblauer, sandiger Grobton guter Sortierung, weist Zunahme des Quarzgehaltes auf. Der Kalkgehalt ist gering. Die Anzeichen für fluviatile Aufbereitung sind weniger zahlreich als in *q*. Klima: gemäßigt, wärmer als in *q*.

Schicht *o* ist ein blauer bis dunkelblauer, plastischer Ton mit einzelnen eckigen Brocken des Keupers und Lias. Die Abrollung ist in den groben Frak-

tionen gering, nimmt aber in den feinen Fraktionen zu. Der Quarzgehalt sinkt auf Kosten einer Kalkzunahme. Der Quarz zeigt ρ -Divergenz. Klima: gemäßigt, kälter als in *p*. Wahrscheinlich liegt die Schicht in der Nähe der unteren von den beiden Emersionsflächen, die HECK im Ziegeleiaufschluß festgestellt hat.

Schicht *n*, ein brauner, plastischer Staubsand mäßig guter Sortierung, weist unter den Interglazialsedimenten den höchsten Prozentsatz an Liasgeröllen in der gröbsten Fraktion auf. Der Abrollungsgrad ist beim groben Korn schlecht, sehr gut aber bei den Quarzen der feinen Fraktionen, deren Prozentsatz bei guter ρ -Divergenz abnimmt. Der Kalkgehalt ist gering. Klima: gemäßigt; Wärmemaximum des Elster/Saale-Interglazials (vgl. auch Pollenanalyse HECK's).

Schicht *m*, ein blaugrüner, plastischer Ton, enthält noch Gerölle verschiedener größerer Korngrößen und ist nur mäßig gut sortiert. In den groben Fraktionen nimmt der Prozentsatz an Liasgeröllen wieder ab, während die Abrollung gleich bleibt. Der Quarzgehalt steigt unmerklich, der Kalkgehalt sinkt. Klima: gemäßigt, etwas kühler als *n*.

Schicht *l*, ein hellbrauner, plastischer Staubsand sehr guter Sortierung zeigt gleichbleibenden Quarzgehalt. Die Abrollung des Quarzes wird bei zunehmender ρ -Konvergenz schlechter, der Kalkgehalt steigt. Klima: kühl gemäßigt (*Betula*-Endphase des Elster/Saale-Interglazials).

Schicht *k* ist eine grobkiesige Fließerde des mittleren Keupers. Liasgerölle treten zurück. Die Abrollung ist in groben wie feinen Fraktionen schlecht, der Quarz ρ -konvergent. Der Kalkgehalt nimmt stark zu. Klima: kühl, periglazial.

Schicht *j*, eine tonige Fließerde, besitzt mäßig schlechte Sortierung. Bei den mesozoischen Kalken ist eine ältere, gut gerundete Generation vorhanden. Der Anteil an Lias-Geröllen ist sehr gering. Die Quarzprozentsätze nehmen nicht wesentlich ab. Der Kalkgehalt sinkt etwas. Klima: kühl, periglazial.

Schicht *i* ist eine sehr schlecht sortierte tonige Fließerde. Der Gehalt an Liasgeröllen nimmt zu. Die Abrollung ist sehr schlecht. Der Zurundungsindex liegt bei einem für Frostsplitterung charakteristischen Wert. Der Quarzgehalt in den feinen Fraktionen nimmt bei extremer ρ -Konvergenz ab, der Kalkgehalt steigt auf den Höchstwert. Klima: kalt, periglazial; das Temperaturminimum ist erreicht.

Schicht *h*, eine grobkiesige Fließerde, besteht in den groben Fraktionen wieder mehr aus mesozoischen Kalken. Ein Fließerdestrom von der Muschelkalkumrahmung des Leinetals gewinnt die Oberhand. Die Abrollung wird besser, was mit stärkerer Beteiligung von fließendem Wasser zusammenhängen mag. Dies drückt sich auch in der Abnahme der ρ -Konvergenz des Quarzes und des Kalkgehaltes aus. Klima: kühl, periglazial, wärmer als *i*.

Schicht *f* gehört zum Mittelterrassenkörper. Der Grobkies ist noch schlecht sortiert und besitzt, wie sich auch in den Zurundungs- und Abplattungsindices ausdrückt, noch eine gewisse Hangschutteinschaltung. Abrollung, ρ -Divergenz und Quarzgehalt nehmen zu, der Kalkgehalt ab. Klima: kühl, periglazial, wärmer als *h*.

Schicht *e*, ein Mittelsand der Mittelterrasse mit Grobkieslagen, besteht in seinen gröbsten Fraktionen zum größten Teil aus ferntransportierten Geröllen. Ein Teil der Buntsandsteine ist gebleicht. Die Kalke zeigen Auslaugungserscheinungen. Der durchschnittliche Abplattungsindex spricht für einen Fluß im periglazialen Klima. Der Kalkprozentatz in den gröbsten Fraktionen nimmt ab. Die Kurve des Abrollungsgrades der gröbsten Fraktionen ist auf dem Höhepunkt. In den feinen Fraktionen sind Quarzabrollung und -Prozentatz sehr hoch, was aber, wie die extreme ρ -Divergenz zeigt, sicher nicht nur klimatisch, sondern zum

großen Teil durch den starken Abrieb während des fluviatilen Transportes bedingt ist. Daß die Quarzprozentsätze in den feineren Fraktionen ziemlich auf derselben Höhe liegen, hat seinen Grund darin, daß Probe *e* eine Wechsellagerung erfaßt hat, die in einer Bohrprobe selbstverständlich nicht in die verschiedenen-körnigen Sedimente der einzelnen Lagen getrennt werden kann. Klima: kühl, periglazial, etwas wärmer als *f*.

Schicht *d* ist ein brauner bis olivgrüner, sandiger Grobton. Tonige bis schluffige Sedimente sind im Leinegebiet über den interglazial-glazialen Mittelterrassenschottern nicht selten. Die ruhigen Sedimentationsverhältnisse dieser Zeit drücken sich auch in der guten Sortierung der Probe *d* aus. Infolge des schwächeren Abriebes sinken Quarzabrollungsgrade und -Prozentsätze. Der Kalkgehalt nimmt ab. Vermutlich infolge der Undurchlässigkeit der Schicht hat sich reichlich Brauneisen darin gebildet. Klima: kühl.

Schicht *c*, eine tonige Fließerde mäßig schlechter Sortierung, besteht in der größten Schicht nur aus Liasgeröllen, ist also, worauf auch die schlechte Abrollung hindeutet, entweder nur aus nächster Nähe angefrachtet oder sekundär durch Verwitterung an Kalken verarmt. In beiden Fällen ist mit einer gewissen Humidität während oder kurz nach der Sedimentation dieses Hangschuttes zu rechnen, zumal da das Hangende ein reines Periglazialklima bezeugt und, wenn erst viel später eine Verwitterung stattgefunden hätte, ebenfalls von dieser Verwitterung angegriffen sein müßte. Möglicherweise liegt zwischen *b* und *c* eine Schichtlücke (Emersionsfläche). Klima: periglazial bis kühl-gemäßigt.

Schicht *b* zeigt im Gegensatz zu *c* ein Zurücktreten des Liasanteiles. In der größten Fraktion der grobkiesigen Fließerde sind nur Gerölle des Muschelkalkes und Keupers, also auch von den Höhen um das Leinetal herangefrachtetes Material, enthalten. Entsprechend steigt auch der Kalkgehalt in den feinsten Fraktionen, während sich die Quarzkurven wenig ändern. Klima: periglazial, Höhepunkt des Saale-Glazials.

Schicht *a*, ein roter, verlehmtter Staubsand mit Kalkkonkretionen und Schalenbruch von Schnecken ist wahrscheinlich ein umgelagerter Flugsand. In der größten Fraktion kommen mesozoische Kalke und Lias als Gerölle vor. Die Quarzkurven zeigen einen starken Anstieg bei ϱ -Konvergenz. Klima: periglazial bis kühl-gemäßigt, wärmer als bei *b*.

Ob mit dieser Schicht oder mit der liegenden Fließerde das Saaleglazial abschließt oder bereits nach einer Sedimentationslücke das Weichselglazial beginnt, welches auch durch einen Teil des hangenden Lösses vertreten sein kann, ist nicht ohne weiteres festzustellen, da nicht sicher ist, ob ein Teil des Lösses (saaleglazialer) älterer Löß ist.

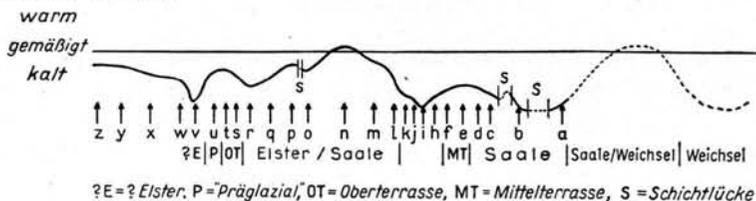


Abb. 5. Mutmaßlicher Klimaablauf für die erbohrte Schichtfolge.

Der Versuch, die gewonnenen Ergebnisse zu einer Temperaturkurve (Abb. 5) zusammenzustellen, stößt auf folgende Schwierigkeiten:

1. Schichtmächtigkeit und Zeit sind einander nicht proportional;
2. die Schichtlücken sind wahrscheinlich zahlreicher als angenommen.

Die Kurve muß somit, je nach der Fehlerhaftigkeit in der Erkennung der Zeit, stellenweise in der Länge gestreckt oder zusammengedrängt werden.

Trotz dieser Mängel ergibt sich aber eine Anzahl interessanter Feststellungen:

1. Vor dem Elster/Saale-Interglazial liegt eine Periode mit kühl-gemäßigtem, sich bis zum periglazialen abkühlendem Klima. Ob die Kaltphase der Elstervereisung entspricht, ist fraglich.
2. Die „präglazialen Sande“ und Oberterrassenschotter HECK's liegen auf einem zum Interglazial hin ansteigenden Ast der Temperaturkurve. Die Sande sind nicht präglazial. Wenn die Schotter der Oberterrasse angehören sollen und die unter 1. genannte Kaltphase der Elstervereisung entspricht, müßten die Schotter sich im Liegenden der Fließerde befinden, oder es fehlt im Hangenden der Schotter eine der Elstervereisung äquivalente Ablagerung. Es spricht aber vieles dafür, daß die Schotter jünger als die Oberterrasse sind (vgl. LÜTTIG 1953).
3. Bereits vor der Mittelterrassensedimentation liegt eine Kaltzeit, die das Elster/Saale-Interglazial beendet. Erscheinungen, die darauf hinweisen, sind auch im Leinegebiet nördlich von Alfeld bekannt (LÜTTIG 1952).
4. Die bei Northeim erbohrten Mittelterrassenschotter gehören nicht in die Zeit eines Temperaturminimums, sondern in eine Zeit der Klimaaufbesserung. Danach wird das Klima bis zur Saalevereisung kälter.

Daß die Aufschotterung der Flußterrassen nicht rein periglazial ist, darauf haben ZEUNER und WOLDSTEDT in letzter Zeit bereits hingewiesen.

Eine weitere Ausdeutung dieses Befundes soll vorläufig unterbleiben und muß Untersuchungen vorbehalten bleiben, die sich über ein größeres Gebiet erstrecken.

Schriftenverzeichnis

- BRINKMANN, R.: Morphogenie und jüngste Tektonik im Leinetalgrabengebiet. - Abh. preuß. geol. L.A. N. F. 139, Berlin 1932.
- CAILLEUX, A.: Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. - Geol. Rdsch. 40, S. 11. Stuttgart 1952.
- HECK, H. L.: Beiträge zur Talgeschichte der oberen Leine. - Jb. preuß. geol. L.A. 49, I, Berlin 1928. - - Pollenanalytische Untersuchungen altdiluvialer Tone und Torfe von Northeim und Eichenberg im Flußgebiet der Leine. - Ebendort 49, II, Berlin 1929.
- LÜTTIG, G.: Eisrandlagen zwischen Weser und Harz. - Diss. Göttingen 1952. - - Pleistozän-Tektonik nördlich Northeim. - Geol. Jb. 68, S. 587-613, Hannover 1954.
- WOLDSTEDT, P.: Probleme der Terrassenbildung - Eiszeitalter und Gegenwart 2, Öhringen 1952.

Manuskri. eingeg. 3. 10. 1953.

Ansch. d. Verf.: Dr. Gerd Lüttig, Amt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstr. 72-74.

Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland ¹⁾

Von Paul Woldstedt, Bonn. Mit 4 Abb. im Text

Zusammenfassung. Die Saale-Eiszeit zerfällt in Norddeutschland in zwei größere Abschnitte, die als Drenthe und Warthe bezeichnet werden können. Dazwischen liegt ein länger dauerndes Interstadial, in dem der Eisrand bis ins Ostseegebiet zurückwich. Es folgt die Eem-Interglazialzeit mit ihren charakteristischen marinen und kontinentalen Ablagerungen. Die Weichseleiszeit war eine durch mehrere kleinere Schwankungen gegliederte Kaltzeit. Zwischen dem Verlauf der Letzten Vereisung und der Strahlungskurve von MILANKOVITCH besteht keine Übereinstimmung. Mit der Verwendung von Zahlenangaben nach der MILANKOVITCH-Kurve sollte man vorsichtig sein.

Abstract. The Saale-Glaciation has, in North-Germany, two major stages: the Drenthian (maximum extension) and the Warthe. Between these stages there is an interstadial of longer duration; the ice-border receded to the Baltic Sea. After the Warthe-stage followed the Eem-Interglacial with characteristic marine and continental deposits. The Weichsel-Glaciation was a cold period with minor interstadial fluctuations (like the Alleröd-Interstadial). There is no correspondence between the phases of the Weichsel-Glaciation and the MILANKOVITCH-curve. We are not entitled so far, to date Pleistocene events by the MILANKOVITCH-curve.

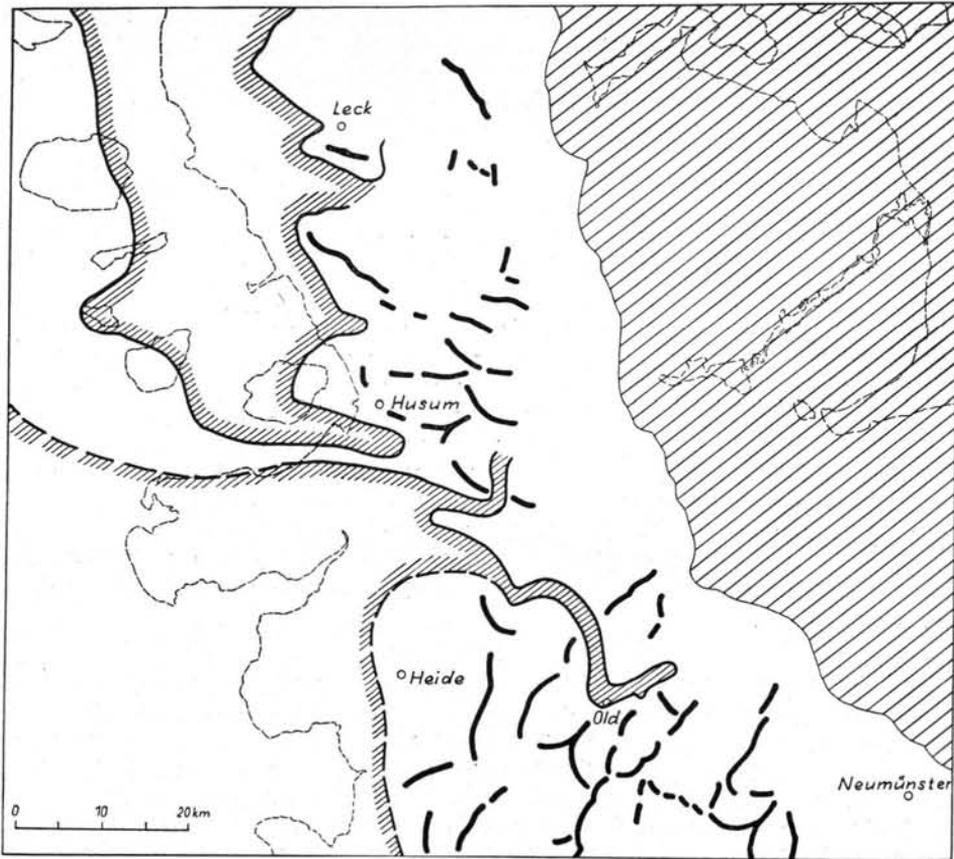
I.

Lange Zeit haben die norddeutschen Quartärgeologen als äußere Grenze der Letzten Vereisung den großen Endmoränenzug angesehen, der von der Lüneburger Heide über den Fläming und den Niederlausitzer Grenzwall zum Trebnitzer Katzengebirge in Schlesien verläuft und der in seinem Zusammenhang zuerst von E. WERTH (1912) beschrieben worden ist. An Widerspruch gegen diese Grenzziehung hat es aber von Anfang an nicht gefehlt. Schon 1884 vertrat E. KLOCKMANN die Ansicht, daß die Letzte Vereisung nach Westen die Elbe und nach Süden das Baruther Tal nicht überschritten habe. Es handelt sich bei dieser Grenze um die von P. WOLDSTEDT (1925) als Brandenburger Stadium bezeichnete Linie. Später haben besonders O. TIETZE (1917) und W. WOLFF (1915) diese Grenze der Letzten Vereisung verfochten, die weiterhin K. GRIPP (1924) durch morphologische Einzelanalyse festlegte. Es kann heute als völlig gesichert gelten, daß das Brandenburger Stadium (bzw. seine Fortsetzung nach Osten und Nordwesten) die äußerste Grenze der Letzten oder Weichselvereisung bildet. Die Hauptargumente werden weiter unten nochmals kurz dargelegt.

War nun die von der Lüneburger Heide über den Fläming zum Trebnitzer Katzengebirge verlaufende Zone aus dem Bereich der Weichselvereisung ausgeschieden, so entstand weiter die Frage: gehört sie nun einfach zur mittleren der drei in Norddeutschland unterschiedenen Vereisungen, d. h. zur Saalevereisung, oder bildet sie eine besondere, zwischen Saale und Weichsel liegende Vergletscherung? P. RANGE (1926), ferner H. NEUMANN (1933), U. REIN (1937) und S. THIELE (1939) sprachen sich in dem zuletztgenannten Sinne aus, während P. WOLDSTEDT (1927) zunächst an eine ältere Phase der Letzten Eiszeit dachte, 1929 jedoch die Ansicht vertrat, daß hier ein späteres Stadium der Saalevereisung vorliege. Er bezeichnete es als *Warthestadium*.

¹⁾ Einem mehrfach, besonders auch von ausländischer Seite, geäußerten Wunsche folgend, setze ich hier nochmals meine Anschauung über die Stellung des Warthestadiums und über andere, damit zusammenhängende Fragen auseinander.

In zahlreichen Arbeiten hat W. SOERGEL (zuletzt 1939) die Ansicht vertreten, daß die Letzte Eiszeit in drei Abschnitte zu gliedern sei, die er als W I, W II und W III bezeichnete. Die entsprechenden Abschnitte in Norddeutschland²⁾ seien 1. das Warthestadium (W I), 2. die äußere Zone der Weichselvereisung (W II) und 3. die innere Zone der Weichselvereisung, d. h. das Pommersche Stadium (W III). Diese Anschauung ist weitgehend in das Schrifttum übergegangen, besonders auch in das ausländische, und hält sich dort mit erstaunlicher Hartnäckigkeit. Wir werden sehen, daß sie den Tatsachen nicht gerecht wird, sondern daß das Brandenburger Stadium die äußerste Grenze der Letzten Vereisung darstellt. Im folgenden bezeichnen wir diesen Bereich der Letzten Vereisung in Norddeutschland als Weichselvereisung.




Küste des
Eem-Meeres


Endmoränen
des Warthe-
Stadiums


Gebiet der
Weichsel-
Vereisung

Abb. 1. Weichsel-Vereisung, Endmoränen des Warthe-Stadiums und Eem-See (dieses nach einer von E. DITTMER zur Verfügung gestellten Karte) in Schleswig-Holstein (die Küste westlich Heide ist von mir vermutungsweise ergänzt worden).

²⁾ Ursprünglich hatte W. SOERGEL (1919) eine noch wesentlich weitere Ausdehnung der Letzten Vereisung in Norddeutschland angenommen, und zwar bis in die Gegend von Halle und Oschersleben. Später hat er hiervon nicht mehr gesprochen.

II.

Es dürfte allseitige Übereinstimmung darüber herrschen, daß die letzte echte Interglazialzeit im Bereich der Nordeuropäischen Vergletscherung die Eem-Interglazialzeit war. In ihrem Optimum erfüllte ein warmes Meer nicht nur die Nordsee (samt dem Englischen Kanal), sondern auch die Ostsee, welche durch Kattegat und Skagerrak mit dem Weltmeer in Verbindung stand. Es läßt sich nun einwandfrei nachweisen, daß die Ablagerungen dieses Eem-Meeres eingeschaltet sind zwischen die Bildungen des Warthestadiums (im weiteren Sinne; siehe unten) und die der Weichselvereisung, d. h. also, daß zwischen Warthe und Weichsel eine echte Interglazialzeit liegt.

In Schleswig-Holstein erstreckt sich (vgl. Abb. 1) im Eidergebiet eine tief ins Land greifende Bucht des die Nordsee erfüllenden Eem-Meeres von Westen her bis nahe an die Grenze der Weichselvereisung. Sie durchbricht dabei die Endmoränen des Warthestadiums, die also vorher gebildet sein müssen. Die Ablagerungen dieses Eem-Meeres, die von H. L. HECK (1932), E. DITTMER (1941, 1951) und G. v. d. BRELIE (1951) untersucht worden sind, füllen den größten Teil des Letzten Interglazials aus. Zusammen mit den terrestrischen Bildungen im Liegenden und im Hangenden vermitteln sie ein Bild der Vegetationsfolgen vom Schlusse der Vorletzten Eiszeit bis zum Beginn der Letzten Eiszeit. Das von H. L. HECK (1932) gegebene Pollendiagramm (vgl. z. B. Abb. 10 in WOLDSTEDT 1950) zeigt alle typischen Züge der Letzten Interglazialzeit, wie sie uns zuerst K. JESSEN (1928) kennen-gelehrt hat.

Über den Ablagerungen des Eem-Meeres ist weder hier noch an irgendeiner anderen Lokalität außerhalb des Bereiches der Weichselvereisung jemals eine echte Grundmoräne angetroffen worden. Was sich außerhalb des Bereiches der Letzten Vergletscherung über den Eemablagerungen findet, sind sandige, meist glazifluviale Ablagerungen u. dgl., gelegentlich auch periglaziale Bildungen. Im Bereich der Weichselvereisung dagegen sind die Eembildungen stets bedeckt von den Ablagerungen der Letzten Vereisung. So kann gar keine andere Schlußfolgerung gezogen werden als die, daß die letzte echte Interglazialzeit, die Eem-Interglazialzeit, sich einschaltet zwischen die Weichselvereisung und das Warthestadium, d. h. daß dieses letztere keinesfalls zur Letzten Vereisung gerechnet werden darf.

III.

Dieser Schluß ergibt sich auch aus folgender Feststellung. Wo die marinen Eembildungen in ihrer küstennahen Fazies untersucht worden sind, zeigen sie das typische Pollendiagramm der Letzten Interglazialzeit (vgl. u. a. H. L. HECK 1932, L. VERMEER-LOUMAN 1934, H. GROSS in P. WOLDSTEDT 1949). Das gleiche Diagramm findet sich in zahllosen kontinentalen Interglazialbildungen wieder. Diese sind im Bereich der Letzten Vereisung von Grundmoräne oder anderen Ablagerungen der Weichselvereisung bedeckt, im Bereich außerhalb aber nur von periglazialen Bildungen. Hier sind es die meist sehr oberflächennahen Interglaziale vom Bröruptyp (A. JESSEN u. a. 1918).

Die kontinentalen Interglazialbildungen stellen zum weitaus größten Teil die Ausfüllungen von ehemaligen Glazialseen dar, d. h. von Hohlformen, die durch die jeweils vorhergehende Vereisung geschaffen worden waren. So ergibt sich eine charakteristische regionale Verteilung der Interglazialbildungen (vgl. Abb. 2). Die von dem Weichseleis geschaffenen und entweder schon ganz oder nur teilweise ausgefüllten Seen im Bereich der Letzten Vereisung zeigen das Pollendiagramm der Nacheiszeit, d. h. der gegenwärtigen Interglazialzeit, während, wie schon gesagt wurde, die Bildungen der Letzten Interglazialzeit in die-

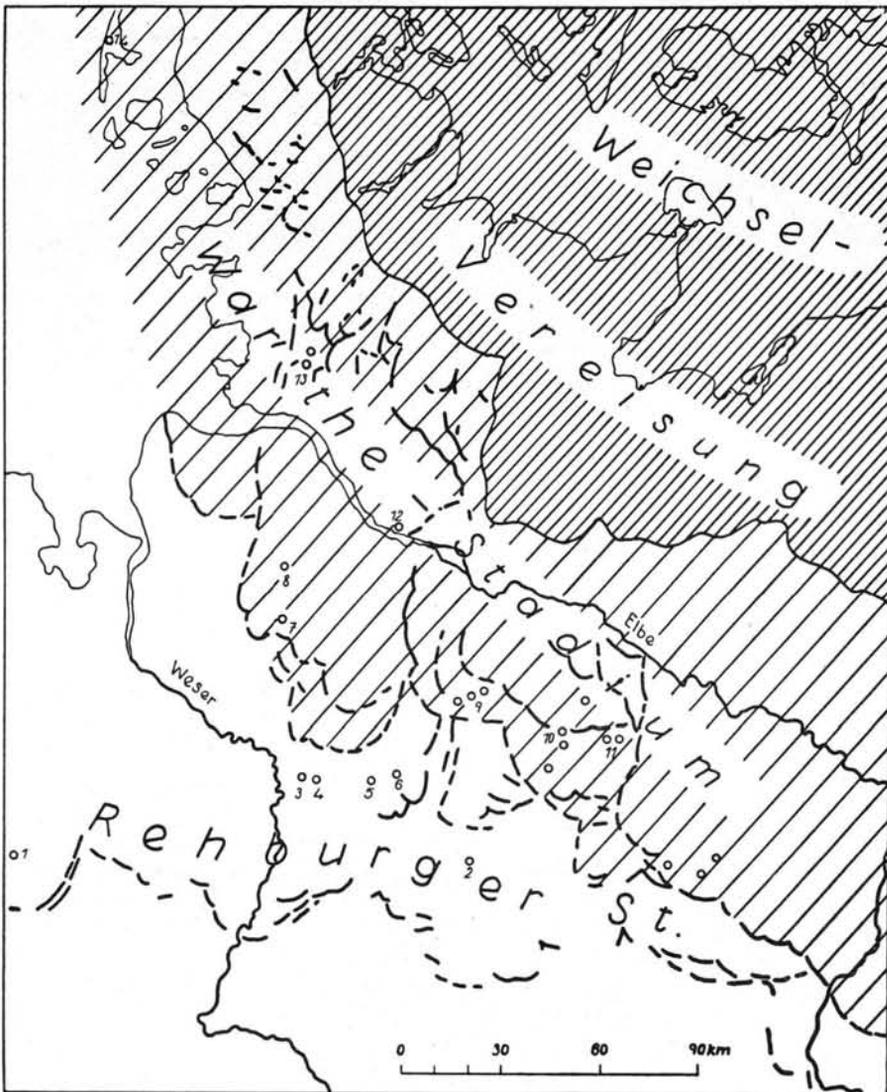


Abb. 2. Weichsel-Vereisung, Warthe-Stadium und Rehburger Stadium in Schleswig-Holstein und Niedersachsen. o Vorkommen von sog. Brörup-Interglazialen, 1. Quakenbrück. 2. Gr. Hehlen. 3. Neddenaverbergen. 4. Lehringen. 5. Honerdingen. 6. Mengebostel. 7. Godenstedt. 8. Hesedorf. 9. Ob. Luhetal (Kieselgur). 10. Ülzen. 11. Rosche. 12. Schulau. 13. Grünental. 14. Westerland.

ser Zone normalerweise unter Grundmoräne verdeckt liegen. Außerhalb des Bereichs der Weichselvereisung aber zeigen die verlandeten ehemaligen Seen, deren Hohlformen durch die Vorletzte Vereisung geschaffen waren, das Pollendiagramm der Letzten oder Eem-Interglazialzeit. Sie sind überall nur von periglazialen Bildungen überdeckt und liegen so meist nahe der Oberfläche. Als Beispiel können etwa die Kieselgurbildungen des oberen Luhetals gelten. Die subglaziäre Rinne, in der die einzelnen Kieselgurbecken hintereinander liegen, wurde überhaupt erst durch den Warthe-Gletscher geschaffen. Die von U. REIN (in WOLDSTEDT 1949)

und SELLE (in WOLDSTEDT 1950, Abb. 17) mitgeteilten Pollendiagramme zeigen das typische Bild der Letzten Interglazialzeit mit ihren deutlich gegliederten Vegetationsabschnitten. Aber auch zahlreiche andere Beispiele sind im Bereich des Warthestadiums vorhanden. Sie beweisen, daß die Letzte Vereisung dieses Gebiet nicht erreicht hat, d. h. daß zwischen Weichselvereisung und Warthestadium eine echte Interglazialzeit, und zwar die Eem-Interglazialzeit, liegt.

IV.

Die Fortführung dieser Betrachtung zeigt aber auch, daß zwischen Warthestadium und Saaleeiszeit keine echte Interglazialzeit liegt. Wäre das der Fall, d. h. bezeichnete der äußere Rand des Warthestadiums die Grenze einer besonderen Vereisung, so sollte man erwarten, daß die verlandeten Seen außerhalb des Warthestadiums, soweit ihre Hohlform von einer noch älteren Vereisung geschaffen worden war, ein wieder anderes Pollendiagramm zeigen würden, nämlich das der nächstälteren Interglazialzeit. Tatsächlich zeigen sie aber (mit ganz geringen Ausnahmen) wieder das typische Diagramm der Eem-Interglazialzeit. Als Beispiele können u. a. Honerdingen, Lehringen, Neddenaverbergen, Mengebostel, Gr. Hehlen, Quakenbrück usw. genannt werden. Sie alle liegen weit außerhalb des Warthestadiums und zum größten Teil auch noch außerhalb des Lamstedter Vorstoßes, auf den wir unten noch zu sprechen kommen.

Wichtiger aber ist noch etwas anderes. Die unbezweifelbarsten Anzeichen echter Interglazialzeiten sind die marinen Transgressionen, die mit dem Freiwerden der in den Vereisungen festgelegten Wassermassen zusammenhängen. Der Flandrischen, bis zum Litorinameer führenden Transgression der Nacheiszeit entspricht die Eem-Transgression der Letzten Interglazialzeit. Die nächste davor liegende Transgression ist die der Holsteinsee. Sie aber liegt, wie sich sowohl in Holstein (W. WOLFF 1915, H. O. GRAHLE 1936) wie auch im holländischen Friesland (P. TESCH 1939, A. BROUWER 1949) ohne jeden Zweifel ergibt, vor der Saalevereisung, d. h. zwischen Saale und Elster. Läge zwischen Warthe und Saale eine echte Interglazialzeit, so müßten wir, wie ich früher schon angeführt habe (1947), irgendwo die Spuren einer entsprechenden interglazialen Transgression finden. Sie ist bisher an keiner einzigen Stelle nachgewiesen worden. Bis zu dem Nachweis einer solchen marinen Transgression zwischen Saale und Warthe in Nordwesteuropa muß man also annehmen, daß nur ein — wahrscheinlich längeres — Interstadial zwischen Saale und Warthe vorhanden war, aber keine echte Interglazialzeit.

V.

Wir kommen danach zu folgendem Ablauf der Ereignisse im Nordeuropäischen Vereisungsgebiet. Nach der Transgression des Holstein-Meeres, die in der Ostsee wahrscheinlich mindestens bis Rügen ging (vgl. P. WOLDSTEDT 1954, Abb. 97), verschlechterte sich das Klima allmählich wieder, und entsprechend wich das Meer wieder zurück. Die Saalevereisung drang vor. Ihr erster merkbarer Halt in Norddeutschland war anscheinend das Rehburger Stadium. Wir müssen es nach neueren Untersuchungen (vgl. u. a. RICHTER, SCHNEIDER & WAGER 1951, G. KELLER 1953) wohl als später überfahrenes Vorrückungsstadium auffassen, nicht als Rückzugsstadium, wie von mir noch 1950 angenommen wurde. Auch in den Niederlanden sind entsprechende Beobachtungen gemacht worden.

Während des Rehburger Stadiums wurde die Weser, deren Lauf vorher von der Porta in nordwestlicher Richtung auf die Nordsee gegangen war, abgelenkt und verlief in dieser Zeit zwischen Rehburger Stadium und Wiehengebirge nach Westen. Dann fand ein weiterer Vorstoß des Saaleeises statt, der bis ins Nieder-

rheingebiet ging. Wahrscheinlich aber war dies nur eine verhältnismäßig kurze Episode. Später erfolgte ein Totwerden der ganzen peripheren Eismasse zwischen Niederrhein und Weser-Wiehengebirge. Es kam zu den zahlreichen Toteisbildungen, die gerade diesen Raum charakterisieren: die Os- und Kameszüge im Münsterlande, am Südhange vom Osning und im Wesertal zwischen Porta und Hameln. Aber auch nördlich des Weser-Wiehengebirges hielt sich das lebende Eis wahrscheinlich nicht mehr lange. Es erfolgte wohl bald ein weiteres Zurückschmelzen bis ins Ostseegebiet hinein.

Dieses Zurückgehen bis ins Ostseegebiet ist daraus zu erschließen, daß der später, nach einer unbekanntem Zeitdauer, wieder vorstoßende Gletscher ein Ostseegletscher mit starker Durchmischung der Geschiebebestände war (vgl. J. HESEMANN 1939). Der neue Vorstoß ging bis zur Lamstedter Endmoräne in Nordwestdeutschland (Abb. 2), in einzelnen Gebieten vielleicht auch noch etwas weiter (ILLIES 1952). Ihrem Hauptendmoränenzug gehört z. B. die Wingst bei Lamstedt an. Es handelt sich hier also um eine Vorstaffel des Warthestadiums, die — darin stimme ich mit ILLIES überein — zeitlich dem Warthestadium sehr viel näher steht als dem Saalemaximum. Die Lamstedter Endmoräne findet nördlich der Elbe ihre Fortsetzung in Endmoränen des westlichen Holsteins (vgl. meine Übersichtskarte von Norddeutschland 1935). Nach einem neuen, wahrscheinlich nur kurzen Rückzug kam es dann zum eigentlichen großen Warthevorstoß. Dessen Hauptendmoränenzone ist ein im großen und ganzen geschlossener Zug, der sich aber doch in einzelnen Gebieten, so besonders in Schleswig-Holstein und in der Lüneburger Heide, in zahlreiche hintereinander liegende Staffeln auflöst. Den Lamstedter Vorstoß kann man zum Warthestadium im weiteren Sinne rechnen³⁾.

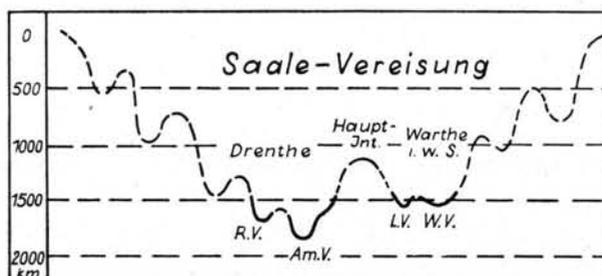


Abb. 3. Die Bewegung des Eisrandes der Saale-Vergletscherung, schematisch („Ver-eisungskurve“). R.V. = Rehbürger, Am.V. = Amersfoorter, L.V. = Lamstedter, W.V. = (engerer) Warthe-Vorstoß.

Abb. 3 stellt in einer Kurve („Ver-eisungskurve“) den jeweiligen Stand des Eisrandes während der Saalevereisung dar. Dabei ist die Entfernung von einem (theoretischen) Zentrum etwa in Ångermannland zugrundegelegt. Die Darstellung zeigt, daß die Saalevereisung, soweit wir ihren Verlauf überblicken können, in zwei Hauptabschnitte zerlegt werden kann: einen älteren mit der Maximalausdehnung bis zum Niederrhein und einen jüngeren mit einer Ausdehnung bis zum westlichen Schleswig-Holstein und zur westlichen Lüneburger Heide. Den ersten Abschnitt könnte man, um einen von van der VLERK & FLORSCHÜTZ (1950) gebrauchten Ausdruck („Drenthien“) weiter zu benutzen, als Drenthe-Ab-

³⁾ Ich halte es für verfrüht, jetzt schon in Norddeutschland von „Alt“- „Mittel“- und „Jungriß“ zu sprechen. Zunächst muß für das Alpengebiet der wirklich regionale Charakter dieser Einteilung bewiesen werden. Weiter scheint in Norddeutschland eher eine Zweiteilung als eine Dreiteilung der Vorletzten Eiszeit charakteristisch zu sein.

schnitt bezeichnen⁴⁾. Der zweite Abschnitt umfaßt das Warthestadium im weiteren Sinne. Den dazwischen liegenden starken Rückzug des Gletschers, der, wie schon gesagt wurde, wohl sicher bis ins Ostseegebiet ging, möchte ich vorläufig einfach als „Hauptinterstadial“ der Saaleeiszeit bezeichnen. Wenn es gelingt, dieses Interstadial irgendwo genauer durch Ablagerungen oder dergl. zu fassen, läßt sich vielleicht ein bezeichnender Name finden.

VI.

In diesen Zeitraum zwischen dem Rückzug des Drenthe-Eises und dem Lamstedter Vorstoß möchte E. KOLUMBE (1953) eine bei Hemmoor gefundene Torfbildung stellen. Es handelt sich um zwei Torfbänke mit zwischengelagerter, $\frac{1}{2}$ m mächtiger Beckensandschicht. Das Pollendiagramm wird beherrscht von *Picea* und *Pinus*, in zweiter Linie von *Alnus* und *Betula*. Der Eichenmischwald erreicht in einer kürzeren, im Profil ziemlich tief liegenden Phase 17%, *Corylus* etwa 10%. Außerdem treten mit geringen Werten *Abies* und *Carpinus* auf. Das Profil ist nicht vollständig, da es unten bereits mit sehr hohen *Picea*-Werten (62%) und 3% Eichenmischwald beginnt.

Die Lagerungsverhältnisse der Torfschichten sind in keiner Weise klar. Ein tieferer „Geschiebemergel“ unter dem Torf wird als saaleeiszeitlich angesehen. Ein Beweis dafür wird nicht gegeben. Über den Torfbändern soll ein „sandiger Geschiebelehm“ vorhanden sein, der mit „gleitender“ Grenze in Mittelsand übergeht. Geschiebelehm und Mittelsand werden dem Lamstedter Vorstoß zugeordnet, was sicher möglich, aber nicht bewiesen ist. Die Frage, ob es sich bei dem überlagernden „sandigen Geschiebelehm“ um eine Fließerde handeln könnte, wird nicht erörtert. Das ganze Vorkommen liegt in der Nähe eines Salzstockes, sodaß überhaupt Vorsicht geboten ist. Das Diagramm selber hat am ehesten Ähnlichkeit mit denen der Elster-Saale-Interglazialzeit (vgl. WOLDSTEDT 1954, S. 228ff.). Hohe *Picea*-Werte, besonders im ersten Teil, dagegen niedrige Werte des Eichenmischwaldes und der Hasel (etwa 10%) sind charakteristisch. Meist allerdings sind die Eichenmischwaldwerte doch etwas höher als hier. Vor allem ist auch *Carpinus* gewöhnlich stärker vertreten.

Alles in allem genommen erscheint es vielleicht möglich, daß das Diagramm in die Phase zwischen Saalemaximum und Lamstedter Vorstoß gehört; doch fehlt bisher jeder exakte Beweis dafür. Ich halte diese Einordnung auch für ziemlich unwahrscheinlich. Sollte sie aber doch zutreffen, dann müßten wir von einem „Interglazial“ sprechen. Denn Eichenmischwald (bis 17%) und verhältnismäßig hohe Erlenwerte zeigen zweifellos interglaziale Verhältnisse an, keine „interstadialen“. Wenn das aber zutrifft, dann ist wieder zu fragen: Wo ist die entsprechende interglaziale marine Transgression? Solange die stratigraphische Einordnung des Hemmoorer Vorkommens in den Abschnitt zwischen Saalemaximum und Lamstedter Vorstoß nicht völlig gesichert ist und solange eine echte marine Transgression für diesen Abschnitt nicht nachgewiesen ist, solange haben wir mit einer Interstadial- und nicht mit einer Interglazialzeit zwischen Saalehauptphase („Drenthe“) und Warthe zu rechnen.

VII.

Immer wieder ist hingewiesen worden auf den Gegensatz der Formen, der zwischen dem Warthestadium und der Außenzone der Saalevereisung bestehe.

⁴⁾ In einer brieflichen Mitteilung an mich hat kürzlich G. LÜTTIG auf die Notwendigkeit hingewiesen, eine besondere Bezeichnung für diesen im deutschen Schrifttum bisher meist als Saale-Hauptphase bezeichneten Abschnitt einzuführen.

Dieser Formenunterschied ist wohl in gewissem Sinne vorhanden. Er verliert aber bei genauerem Zusehen erheblich an Wert. Zunächst einmal dürfen nur gleichwertige Formen miteinander verglichen werden. Man kann nicht eine Endmoränenlandschaft mit einer Grundmoränenebene vergleichen. Man kann auch nicht eine vom Eise später überfahrene Endmoräne, wie es etwa das Rehburger Stadium ist, vergleichen mit einer später nicht mehr überfahrenen Endmoräne, wie es die Warthe-Endmoränen im größten Teil ihrer Erstreckung sind. Wenn man unter Berücksichtigung dieser Gesichtspunkte die Formen vor und hinter dem Warthestadium vergleicht, dann zeigt sich, daß die Unterschiede nicht so groß sind, wie sie von einzelnen Beobachtern angegeben werden. Tatsächlich sind manche Formen im Gebiet der Saalevereisung sogar erstaunlich frisch, so z. B. die Kamesbildungen zwischen Porta und Hameln, ferner Oser und Kames an der Südwestseite des Osnings (vgl. H. KELLER 1952). Schon früher habe ich (1932) auf entsprechende frische Osformen in Niederschlesien hingewiesen.

Im ganzen jedoch, das muß ohne weiteres zugegeben werden, wirken die Formen außerhalb des Warthestadiums älter. Aber das ist ja auch gerade das, was wir auf Grund der Ereignisse erwarten müssen. Denn dies äußere Gebiet lag ja viel länger unter periglazialer Einwirkung als das Warthestadium. Das Zurückweichen des Eisrandes vom Saalemaximum bis zur Ostsee wurde bewirkt durch eine wahrscheinlich länger dauernde interstadiale Erwärmung. Es ist möglich, daß der vermutlich während des Saalemaximums vorhandene Dauer-Frostboden während des Rückzuges verschwand. Aber sicher war er während des Lamstedter und des Warthevorstoßes wieder vorhanden. In diesem langen Zeitraum stand das ganze Gebiet außerhalb unter intensiver periglazialer Einwirkung. Diese zeigt ja gerade im Westen ein besonders starkes Ausmaß, weil hier ein besonders häufiger Frostwechsel herrschte. So ist es kein Wunder, daß die Außenzone der Saalevereisung wesentlich stärkere Anzeichen der Umlagerung, Denudation, Solifluktion usw. aufweist. Sie hat ja eine Periode periglazialer Wirkung mehr erfahren als das Warthestadium. Das letztere stand nur einmal, nämlich während der Weichseleiszeit, unter periglazialer Einwirkung, die Gebiete außerhalb dagegen zweimal, im Warthestadium (einschließlich des Lamstedter Vorstoßes) und in der Weichseleiszeit.

In einer Arbeit über die Böden des Warthestadiums der Lüneburger Heide im Vergleich zu denen westlich davon und zu den Böden der Weichselvereisung betont E. MÜCKENHAUSEN (1939) den starken Unterschied, der im Podsolierungsgrad der Böden vor und hinter der Warthe-Grenze bestände. Westlich der Warthe-Grenze, d. h. in diesem Falle innerhalb des Lamstedter Vorstoßes, sind nach MÜCKENHAUSEN „stark podsoliierte Waldböden“, östlich der Warthe-Grenze „schwach bis mittel podsoliierte Waldböden“ auf den Grundmoränenflächen entwickelt. MÜCKENHAUSEN kommt zu dem Ergebnis, daß in der Bodenentwicklung das Warthestadium der Weichselvereisung näher stehe als dem Gebiete außerhalb der Warthe-Grenze.

Mit der von ILLIES entwickelten und auch hier vertretenen Anschauung einer verhältnismäßig engen Verknüpfung des Warthestadiums mit dem Lamstedter Vorstoß ist die Auffassung von MÜCKENHAUSEN schwer in Einklang zu bringen. Es entsteht deshalb die Frage, ob die Unterschiede im Podsolierungsgrad nicht durch andere Ursachen hervorgebracht sein können. In Frage kämen primäre Unterschiede in der Zusammensetzung der Grundmoränen und weiter Unterschiede des Klimas, besonders die Abnahme der Niederschläge nach Osten hin. Weitere vergleichende Untersuchungen in sehr verschiedenen Gebieten beiderseits der Warthe-Grenze könnten hier Klarheit schaffen.

VIII.

Nach dem Eem-Interglazial kam es dann zur Letzten Vereisung, die ihr Maximum am Brandenburger Stadium erreichte. Die Frage, wieweit eine Gliederung dieser Weichseiszeit anzunehmen ist, ist in den letzten Jahren viel diskutiert worden. Zwei extreme Ansichten stehen sich gegenüber. Die eine, hauptsächlich von J. BÜDEL (zuletzt 1953) vertreten, leugnet eine Gliederung der Letzten Eiszeit in mehrere Kaltphasen, die durch wärmere Abschnitte getrennt waren. Demgegenüber betont die andere, besonders von SOERGEL vertretene Anschauung (vgl. auch ZOTZ 1951) eine Gliederung der Letzten Eiszeit durch ausgeprägte warme Abschnitte. Auch die in dem vorliegenden Bande erscheinende Arbeit von F. E. ZEUNER vertritt diesen Standpunkt. Nach den genannten Autoren soll sich die „Interstadialzeit WI/W II“ kaum von der letzten echten Interglazialzeit unterscheiden haben. Von ZEUNER wird ein dem gegenwärtigen ähnlicher hoher Meeresspiegel für diese Zeit angenommen.

Aber gegen diese Anschauung erheben sich doch einige Bedenken. Wenn wir zwischen den hohen Meeresspiegeln der Letzten Interglazialzeit, d. h. denen des Eem-Meeress, und dem Meeresspiegel der jüngeren Postglazialzeit wirklich noch einen würminterstadialen Hochstand des Ozeanspiegels gehabt hätten, dann müßten wir diesen doch irgendwo in Nordwesteuropa finden. An der ganzen Nordseeküste von Holland bis Jütland, die durch zahllose Bohrungen genau untersucht ist, treffen wir überall einerseits die Ablagerungen des Eem-Meeress an, andererseits die Bildungen der postglazialen Transgression, aber auch nicht an einer Stelle eine Spur der vermuteten interstadialen Transgression.

Nun könnte man daran denken, in der sog. Skärumsede-Serie die geforderte „interstadiale“ Transgression zu sehen. Diese sehr mächtige marine Serie zeigt (vgl. JESSEN, MILTHERS u. a. 1910) zu unterst ganz warme, lusitanische Formen, um nach oben hin immer kälter zu werden und schließlich in den älteren Yoldienton überzugehen. In den späteren Teil dieser Serie gehören offenbar die Cyprinen- und Yoldientone am Frischen Haff in Westpreußen. Das von H. GROSS aufgestellte Pollendiagramm dieser Tone (Abb. 3 in WOLDSTEDT 1949) zeigt aber das ganz typische Bild der zweiten Hälfte der Letzten Interglazialzeit (Eem). Es hieße den Tatsachen Gewalt antun, wenn man darin etwas anderes, etwa das gesuchte „Interstadial“, sehen wollte.

Man könnte weiter daran denken, in der zweiten Wärmezeit der sog. Herningprofile (JESSEN & MILTHERS 1928), d. h. in den Abschnitten I und m, kontinentale Ablagerungen dieser Warmzeit zu sehen. Dann läge der erste Würmvorstoß zwischen der Hauptwärmezeit und der zweiten. Aber auch gegen diese Auffassung erheben sich starke Bedenken. Die sog. Herningprofile mit zwei Warmzeiten sind ganz verschwindende Ausnahmen in der großen Zahl der letztinterglazialen Vorkommen. Wenn wir wirklich eine allgemein verbreitete zweite Wärmezeit nach dem Eem-Interglazial gehabt hätten, dann müßte das Profil mit zwei Wärmezeiten das Normalprofil sein und nicht eine seltene Ausnahme. So wird man bei den wenigen Vorkommen mit zweiter Wärmezeit am ehesten an periglaziale Umlagerung denken müssen (P. WOLDSTEDT 1949, P. W. THOMSON 1951).

Nach dem Gesagten scheinen mir keinerlei beweiskräftige Unterlagen vorhanden zu sein für die Annahme einer warmen „Interstadialzeit“ innerhalb des Würmkomplexes. Aber auch die von BÜDEL vertretene Ansicht einer so gut wie gar nicht gegliederten Würmeiszeit scheint mir nicht das Richtige zu treffen. BÜDEL zeichnet in seine Klimakurve (1953, Abb. 4) allerdings das Alleröd-Interstadial ein, nimmt aber im übrigen Verlauf der Würmeiszeit nur ganz geringe

Schwankungen an. Gerade das Alleröd-Interstadial macht es aber wahrscheinlich, daß wir auch im übrigen Ablauf der Würmkaltzeit mit Schwankungen ähnlichen Ausmaßes zu rechnen haben. Tatsächlich sind ja auch im Nordeuropäischen Vereisungsgebiet noch ältere Schwankungen festgestellt worden, z. B. das Bölling-Interstadial in Jütland, die Menturrer Schwankung in Ostpreußen usw. W. SELLE (1952, 1953) hat durch pollenanalytische Untersuchung im Randgebiet der Lüneburger Heide das Vorkommen von mehreren interstadialen Schwankungen während der Letzten Eiszeit nachgewiesen. Alle diese Interstadiale zeigen grundsätzlich den gleichen Ablauf wie die Allerödsschwankung, nämlich erst eine Birken- und dann eine Kieferndominanz. Wir müssen danach damit rechnen, daß die Letzte Eiszeit — und ebenso die früheren Kaltzeiten — durch Schwankungen gegliedert waren. Die größeren Endmoränenzüge des Nordeuropäischen Vereisungsgebietes bezeichnen wahrscheinlich alle neue Vorstöße nach Wärmeschwankungen, die selber natürlich sehr verschiedenes Ausmaß gehabt haben können. Um über dieses Ausmaß eine Vorstellung zu erhalten, gehen wir von der Alleröd-Schwankung aus.

Der Unterschied in der Höhenlage der Baumgrenze zwischen der Alleröd-Schwankung und der Jüngeren Tundrenzeit beträgt nach F. FIRBAS (1947) etwa 600 m. Es fragt sich, welcher Temperatur-Unterschied dem etwa entspricht. Wald- und Schneegrenze laufen einander nicht einfach überall parallel (vgl. FIRBAS 1947). Wir gehen von folgenden Werten für die Würmeiszeit aus: maximale Absenkung der Schneegrenze 1200 m, maximale Absenkung der Waldgrenze 1800 m, maximale Temperatur-Absenkung 12°C . Dann würde einer Absenkung der Waldgrenze um 600 m eine Temperaturabsenkung von etwa 4°C entsprechen, ein Wert, der sicher nicht zu hoch gegriffen ist.

Nehmen wir Schwankungen bis zu dieser Größenordnung für die Letzte Eiszeit an — und dazu sind wir m. E. auf Grund des Vorhandenseins der Alleröd-Schwankung berechtigt —, so ergibt sich das in Abb. 4 wiedergegebene Bild (das natürlich nur ein Schema ist).

Dieses Bild einer durch kleinere Schwankungen gegliederten Kaltzeit entspricht am besten den verschiedenartigen Beobachtungen, die wir über den Ablauf der Letzten Eiszeit in den verschiedensten Gebieten der Nordhalbkugel haben. Es zeigt sich in dem Abwechseln von Trans- und Regressionen beim Gang des Ozeanspiegels während der Letzten Eiszeit; es zeigt sich in den Höhlenprofilen mit ihrem Wechsel von stärkerer und schwächerer Frostschuttbildung; es

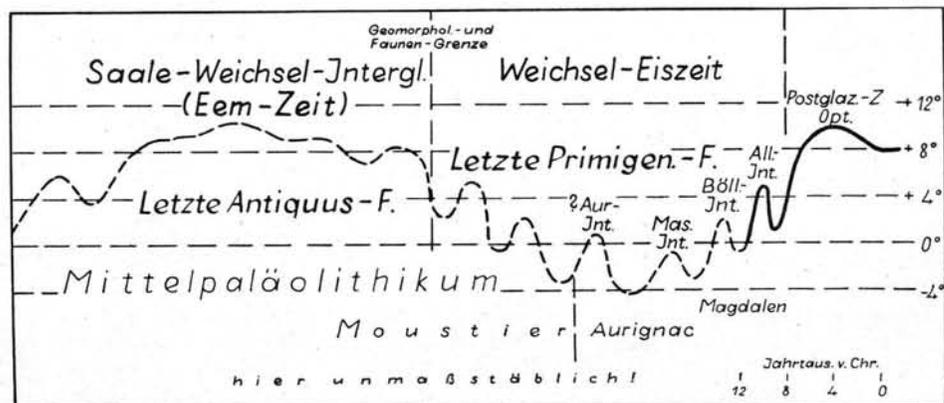


Abb. 4. Klimakurve der Letzten Interglazialzeit und Letzten Eiszeit, schematisch. Weitere Erklärung im Text.

zeigt sich schließlich in zahlreichen Lößprofilen mit ihren Naßböden und (einzelnen) Leimenzonen. Wahrscheinlich ist nicht alles, was bisher in Lößprofilen als „interstadiale“ Bodenbildung aufgefaßt worden ist, wirklich als solche anzuerkennen. Es sind sicher auch echte Interglazialbildungen darin enthalten, und es wird nötig sein, den größten Teil unserer Lößprofile wieder von neuem zu untersuchen. Aber es erscheint mir ebenso wenig gerechtfertigt zu sagen, daß es „nur einen Würmlöß“ gibt. Dem widerspricht schon das Auftreten, wenn auch geringmächtiger und nur lokal verbreiteter, spätglazialer Löss, wie sie besonders E. SCHÖNHALS (1944a, b) beschrieben hat. In viel größerem Umfang treten solche jüngeren Löss in Nordamerika auf, wo auf Wisconsin-Ablagerungen Lößdecken von mehreren Metern Mächtigkeit weit verbreitet sind (vgl. die Karte: Pleistocene Eolian Deposits of United States etc., 1952); sie müssen also zu jüngeren Wisconsin-Stadien gehören.

Die Großeinteilung der Letzten Eiszeit bleibt so, wie sie BÜDEL (1950) herausgearbeitet hat, d. h. erst die feucht-kalte Zeit der verbreiteten kryoturbaten Bewegungen, dann die trocken-kalte Lößzeit, schließlich die Abschmelzzeit. Aber es sind dem kleinere Zyklen überlagert, die grundsätzlich den großen Zyklus wiederholten, aber natürlich in abgeschwächtem Maße. Sehr schön kommt dies zum Ausdruck in den eingehenden Untersuchungen von Th. VAN DER HAMMEN (1951, 1952) in den Decksanden der Niederlande.

Wir müssen uns noch darüber klar werden, was eine Wärmeschwankung von etwa 4°C während des Maximums einer Eiszeit bedeutete. Der Dauerfrostboden ging zurück. Ob er, auch in der Tiefe, ganz verschwand, wird von der Länge der Wärmeschwankung abhängig gewesen sein. Die Winter waren immer noch sehr kalt und sehr lang. Die Vegetation stieß langsam vor, darunter wohl auch Baumbirken und Kiefern. Zu einer dichteren Bewaldung konnte es, wenn nicht die Wärmeschwankung länger dauerte, kaum kommen, geschweige denn zur Einwanderung von Laubbäumen. Die regionale Lößbildung wurde wahrscheinlich unterbrochen, konnte aber sicher in einzelnen Gebieten weitergehen. Denn wir hatten auch damals ausgedehnte Frühjahrs- und Sommer-Hochwässer, sowohl vom zurücktauenden Eisrand wie vom Mittelgebirge her. Am Nordrand des Vatnajökulls haben wir solche Lößbildungen heute bei einem Temperaturjahresmittel von etwa -1 bis 0°C .

Wir haben also für die Letzte Vereisung wahrscheinlich mit einer Reihe von Stadien bzw. Neuvorstößen zu rechnen, die durch wärmere Interstadiale von der Art der Alleröd-Schwankung getrennt waren. Ein solches Interstadial liegt wohl auch zwischen Frankfurter und Pommerschem Stadium. Die meisten Erscheinungen des hierher gerechneten Masurischen Interstadials sind allerdings keine echten Interstadialablagerungen, sondern Bildungen, die mit dem Austauen von Toteis zusammenhängen. Aber es bleiben anscheinend doch einzelne echte Interstadialbildungen übrig (z. B. solche aus dem Instertal; vgl. B. KÖRNKE 1930). Wahrscheinlich ist mit ähnlichen Interstadialen vor der Maximalausdehnung der Weichselvereisung zu rechnen. Hierher gehört wohl das sog. Aurignac-Interstadial, das wir aus mittel- und süddeutschen Höhlen- und Lößprofilen kennen. Es hat sich mit Sicherheit bisher in Norddeutschland nicht nachweisen lassen, liegt aber mit einiger Wahrscheinlichkeit kurz vor dem Brandenburger Stadium.

Wenn wir auf Grund der gemachten Ausführungen eine Temperaturkurve für die Letzte Eiszeit zeichnen, dann mag sie etwa so aussehen, wie es Abb. 4 zeigt. Eine solche Temperaturkurve ist natürlich zu unterscheiden von einer Vereisungskurve, die die jeweiligen Abstände des Eisrandes vom Vergletscherungszentrum darstellt (Abb. 3).

IX.

Bei der vielfach angenommenen Gliederung der Letzten Eiszeit in W I, W II und W III, die im wesentlichen auf W. SOERGEL zurückgeht, sollen die drei Abschnitte den Minima der Strahlungskurve von MILANKOVITCH vor 115 000, 72 000 und 25 000 Jahren entsprechen. Es muß aber mit aller Entschiedenheit betont werden, daß es in der Letzten Eiszeit in Norddeutschland (und dasselbe gilt für das alpine Gebiet) keine drei Weichsel- oder Würmstadien gibt, die jeweils etwa 40—50 000 Jahre auseinanderlägen, wie es der Strahlungskurve entsprechen würde. Sondern wir hatten in beiden Gebieten eine im wesentlichen einheitliche Kaltzeit, die nur schwächer durch Interstadiale gegliedert war. Bis diese Untergliederung durch Interstadiale nicht in allen Vereisungsgebieten einwandfrei geklärt ist, sollte man — darin stimme ich völlig mit J. BÜDEL (1953) überein — überhaupt nicht mehr von W I, W II und W III sprechen. Es ist unter diesen Bezeichnungen bisher so Verschiedenes verstanden worden, daß ein heillosen Wirrwarr entstanden ist. Man benenne die einzelnen Vorstöße und Interstadiale zunächst mit lokalen Namen. Dann wird sich später vielleicht eine Parallisierung über größere Gebiete ergeben.

Es muß dementsprechend festgestellt werden, daß die so oft hervorgehobene Übereinstimmung der MILANKOVITCH-Kurve mit dem Ablauf des Eiszeitalters weder in diesem Falle, noch in so und so vielen anderen vorhanden ist (vgl. die Ausführungen in M. SCHWARZBACH 1950 sowie in P. WOLDSTEDT 1954, S. 336ff.). Wir sollten daraus die Konsequenz ziehen, keine Zahlenangaben in der Quartärgeologie zu verwenden, die auf die Strahlungskurve von MILANKOVITCH zurückgehen. Der maßgebende Einfluß der MILANKOVITCH-Kurve auf den Rhythmus der Eis- und Interglazialzeiten ist bisher nicht einwandfrei bewiesen. Zahlenangaben, die sich darauf stützen, täuschen eine Genauigkeit vor, für die einstweilen die realen Unterlagen fehlen.

X.

Schließlich noch einige Bemerkungen zu der von J. BÜDEL (1953, Abb. 4) gegebenen Darstellung. BÜDEL trennt von der Alt- und Mittelriß-Kaltzeit die Jungriß-Kaltzeit durch eine echte Interglazialzeit ab. Er glaubt, daß die Eem-Zeit hierher gehöre. Nach den oben gemachten Ausführungen ist das unmöglich. Eem-Zeit und Letzte Interglazialzeit sind identisch. Ich glaube, darüber braucht nicht weiter diskutiert zu werden. In Norddeutschland fehlt bisher der Nachweis einer echten Interglazialzeit zwischen Altriß (Saale) und Jungriß (Warthe). Aber auch im alpinen Gebiet ist der sichere Nachweis erst noch zu erbringen, wenn auch morphologische Hinweise vorhanden sind.

In der Darstellung von BÜDEL (1953, Abb. 4) wird ein grundsätzlicher Faunenwechsel am Ende der Interglazialzeit angenommen, die vor der Jungriß-Kaltzeit liegt. Bis hierher sei der *Elephas antiquus* gegangen, dann sei er durch *E. primigenius* abgelöst.

Der typische *Elephas primigenius* hat während der beiden letzten Kaltzeiten gelebt, darüber besteht wohl Einigkeit. Das sind die Riß- und die Würm-Kaltzeit. In Norddeutschland kommt *E. primigenius* z. B. am Ende des Interglazials von Wiedenbrück vor (H. WEHRLI 1941), über dem Geschiebesande der Saalevereisung liegen. Für Süddeutschland sei u. a. an die in diesem Bande behandelten Vorkommen von Steinheim a. d. Murr erinnert. Aber es besteht auch Einigkeit darüber, daß *E. primigenius* in der Letzten Interglazialzeit wieder abgelöst wurde durch den wärmeliebenden *E. antiquus*. Die beiden Elefantenarten waren im Jüngeren Pleistozän eben mehr Fazies- als Leitfossilien. Der jüngste norddeutsche Fund eines letztinterglazialen *E. antiquus* ist der von Lehingen bei Verden, wo er mit

der Eibenlanze gejagt wurde (vgl. K. D. ADAM 1951). Sowohl was die Lagerung wie was das Pollendiagramm von Lehringen (U. REIN 1938) anbelangt, kann gar kein Zweifel darüber bestehen, daß es sich hier um die letzte echte Interglazialzeit in Norddeutschland handelt.

In seiner Kurve über den Verlauf des jüngeren Teils des Eiszeitalters läßt BÜDEL schließlich das Moustier enden mit der Jungriß-Eiszeit, während das Aurignac mit der Letzten Eiszeit verknüpft sein soll. Über die Kulturen der „Letzten“ Interglazialzeit wird nichts gesagt. Ich glaube, auch hier wird BÜDEL auf starken Widerspruch stoßen. Daß ein naher zeitlicher Kontakt zwischen dem ausgehenden Moustier und dem neu eindringenden Aurignac (im weiteren Sinne, d. h. dem Châtelperron) vorhanden war, darüber besteht wohl bei allen Vorgeschichtlern Einigkeit. Haben doch einzelne sogar das Châtelperron unmittelbar aus dem Moustier ableiten wollen. Wenn auch diese Ansicht kaum aufrechterhalten werden kann, so wird doch an einem nahen zeitlichen Kontakt der genannten Kulturen, d. h. der des aussterbenden Neandertalers auf der einen Seite und der des neu eindringenden *Homo sapiens* (Brünn-Rasse) auf der anderen Seite, nicht gezweifelt. Und dieser Kontakt hat, wie besonders W. SOERTEL immer wieder betont hat, in der ersten Hälfte der Würm-Eiszeit stattgefunden; auch darüber besteht, glaube ich, heute weitgehend Einigkeit.

Fassen wir zusammen, so ergibt sich für das jüngere Pleistozän folgendes Bild: Die letzte echte Interglazialzeit war die Eem-Interglazialzeit, deren charakteristischer Vegetationsablauf in großen Teilen von Europa immer wieder zu erkennen ist. Hierher gehören im alpinen Gebiet die Interglaziale von Großweil und Pfefferbichl (H. REICH 1953), in der Schweiz wahrscheinlich der größte Teil der sog. Schieferkohleninterglaziale. Mit dem Ende dieser Interglazialzeit stirbt *Elephas antiquus* aus. Die Letzte Eiszeit (Würm, Weichsel) ist eine durch kleinere Schwankungen gegliederte Kaltzeit, deren klimatischer Ablauf etwa durch die in Abb. 4 wiedergegebene Kurve dargestellt werden kann. *Elephas primigenius* kehrt aus nördlicheren Gebieten nach Mitteleuropa zurück, um mit der ausklingenden Eiszeit nach Sibirien zu wandern und dort auszusterben. Den ersten Abschnitt der Letzten Eiszeit erlebte noch der aussterbende Neandertaler, um dann abgelöst zu werden von dem wahrscheinlich aus dem Nordosten eindringenden *Homo sapiens*.

Schriftennachweis

- ADAM, K. D.: Der Waldelefant von Lehringen. - Quartär 5, Bonn 1951.
- VON DER BRELIE, G.: Die junginterglazialen Ablagerungen im Gebiet des Nord-Ostsee-Kanals. - Schr. natw. Ver. Schlesw.-Holst. 25, Kiel 1951.
- BROUWER, A.: Pollenanalytisch en geologisch onderzoek van het Onder- en Midden-Pleistoceen van Noord-Nederland. - Leidse geol. Mededel. 14, 1949.
- BÜDEL, J.: Die Klimaphasen der Würmeiszeit. - Naturwiss. 37, 1950. - - Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. - Erdkunde 7, Bonn 1953.
- DITTMER, E.: Das nordfriesische Eem. - Kieler Meeresforschungen 1941. - - Das Eem des Treenetals. - Schr. natw. Ver. Schlesw.-Holst. 25, Kiel 1951.
- FIRBAS, F.: Über die späteiszeitlichen Verschiebungen der Waldgrenze. - Naturwiss. 34, 1947.
- [GEOL. SOC. AMERICA:] Pleistocene Eolian Deposits of United States etc. 1 : 2,5 Mill. 1952.
- GRAHLE, H.-O.: Die Ablagerungen der Holstein-See. - Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. 172. 1936.
- GRIFF, K.: Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Norddeutschland. - Mitt. geogr. Ges. Hamburg 36, 1924.

- VAN DER HAMMEN, Th.: Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. - Leidse geol. Mededel. **17**, 1951. - - Dating and correlation of periglacial deposits in middle and western Europe. - Geol. en Mijnbouw N.S. **14**, 1952.
- HECK, H. L.: Die Eem- und ihre begleitenden Junginterglazial-Ablagerungen bei Oldenbüttel in Holstein. - Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. **140**, 1932.
- HESEMANN, J.: Diluvialstratigraphische Geschiebeuntersuchungen zwischen Elbe und Rhein. - Abh. natw. Ver. Bremen **31**, 1939.
- ILLIES, H.: Eisrandlagen und eiszeitliche Entwässerung in der Umgebung von Bremen. - Abh. naturw. Ver. Bremen **33**, 1952.
- JESSEN, A., MILTHERS, V., NORDMANN, V., HARTZ, N. & HESSELBO, A.: En Boring gennem de kvartære Lag ved Skårumbhede. - Danmarks geol. Unders. I. R. **25**, 1910.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical and Paleontological Studies etc. - Danm. geol. Unders. II. R. **48**, 1928.
- KELLER, G.: Zur Frage der Osning-Endmoräne bei Iburg. - Neues Jb. Geol. Paläontol. Mh. 1952. - - Die Beziehung des Rehburger Stadiums südlich Anklam (Kr. Bensenbrück) zur saaleeiszeitlichen Grundmoräne. - Eiszeitalter u. Gegenwart **3**, 1953.
- KLOCKMANN, F.: Die südliche Verbreitungsgrenze des Oberen Geschiebemergels. - Jb. preuß. geol. Landesanst. **4**, 1884.
- KÖRNKE, B.: Geologische Untersuchungen über die hydrographische Entwicklung im nördlichen Ostpreußen. - Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. **127**, 1930.
- KOLUMBE, E.: Nachweis einer Wärmezeit zwischen Alt- und Mittel-Riß in Niedersachsen. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg **22**, 1953.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Die Böden des Warthestadiums in Nordhannover. - Abh. naturw. Ver. Bremen **31**, 1939.
- NEUMANN, H.: Die Gliederung des Diluviums der Altmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins. - Schr. geol. paläontol. Inst. Kiel **1**, 1933.
- RANGE, P.: War Deutschland drei- oder viermal vom Inlandeis bedeckt? - Z. deutsch. geol. Ges. **78**, 1926.
- REICH, Helga: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbühl im bayrischen Alpenvorland. - Flora **140**, Jena 1953.
- REIN, U.: Die Warthe-Vereisung in der Lüneburger Heide. - Schr. geol. paläont. Inst. Univ. Kiel **6**, 1937. - - Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Lehningen. - Z. deutsch. geol. Ges. **90**, 1938.
- RICHTER, W., SCHNEIDER, H. & WAGER, R.: Die saaleeiszeitliche Stauchzone von Itterbeck-Uelsen (Grafschaft Bentheim). - Z. deutsch. geol. Ges. **102**, 1951.
- SCHÖNHALS, E., Jungglazialer Löß auf Rügen. - Ber. Reichsamts f. Bodenforsch. Wien 1944. - - Spätglazialer Löß in Lettland. - Neues Jb. f. Min. etc. B, Mh. 1944.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. - Stuttgart 1950.
- SELLE, W.: Die Interstadiale der Weichselvereisung. - Eiszeitalter u. Gegenwart **2**, 1952. - - Gesetzmäßigkeiten im pleistozänen und holozänen Klimaablauf. - Abh. naturw. Verein Bremen **33**, 1953.
- SOERGEL, W.: Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. - Jena 1919. - - Das diluviale System. - Berlin 1939.
- TESCH, P.: De mariene inschakeling in de „Hoogterras-afzettingen“ in het westen en noorden van Nederland. - Geol. en Mijnbouw **1**, 1939.
- THIELE, S.: Das Diluvium der Insel Sylt. - Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holst. **23**, 1939.
- THOMSON, P. W.: Das Interglazial von Wallensen im Hils. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, 1951.
- TIETZE, O.: Die äußersten Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. - Geol. Rundschau **7**, 1917.
- VERMEER-LOUMAN, G. G.: Pollen-analytisch onderzoek van den West-nederlandschen bodem. - Diss. Amsterdam 1934.
- VAN DER VLERK, J. M. & FLORSCHÜTZ, F.: Nederland in het Jjstijdvak. - Utrecht 1950.
- WEHRLI, H.: Interglaziale und vor-saaleeiszeitliche Ablagerungen in der Münsterschen Bucht. - Z. deutsch. geol. Ges. **93**, 1941.
- WERTH, E.: Die äußersten Jungendmoränen in Norddeutschland. - Z. f. Gletscherkunde **6**, 1912.

WOLDSTEDT, P.: Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. - Z, deutsch. geol. Ges. **77**, 1925. - - Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. - Sber. preuß. geol. Landesanst. **2**, 1927. - - Über Endmoränen der Saale-(Riß-) Vereisung in Schlesien. Z. deutsch. geol. Ges. **84**, 1932. - - Die Strahlungskurve von Milankovitch und die Zahl der Eis- und Zwischeneiszeiten in Norddeutschland. - Geol. Rundschau **35**, 1947. - - Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialbildungen im Randgebiet der nordeuropäischen Vergletscherung. - Z. deutsch. geol. Ges. **99**, 1949. - - Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - Stuttgart 1950. - - Das Eiszeitalter, Bd. 1. - 2. Aufl. Stuttgart 1954.

WOLFF, W.: Das Diluvium der Gegend von Hamburg. - Jb. preuß. geol. Landesanst. **36**, 1915.

ZOTZ, L.: Altsteinzeitkunde Mitteleuropas. - Stuttgart 1951.

Manusk. eingeg. 15. 3. 1954.

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

Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich

Von Friedrich Brandtner, Wien. Mit 7 Abb.

Zusammenfassung. In Niederösterreich wurden bisher 82 durch fossile Böden gegliederte jungpleistozäne Lößprofile näher untersucht (Abb. 1). Hierbei konnte festgestellt werden, daß die einzelnen Lößablagerungen (Stockwerke) durch das Vorherrschen eines regional-lokal bedingten Staubanteiles sowohl in ihrer Zusammensetzung (Mineral- und Kalkgehalt, Korngrößenaufbau etc.) als auch durch ebensolche klimatische Unterschiede in ihrem Habitus schon primär voneinander differenziert sind.

Die Lössen im Gebiet östlich des Höhenzuges des Mannhartsberges (Weinviertel, Marchfeld, Wiener Becken), auf meist kalkreichem tertiärem Untergrund, standen zu allen jungpleistozänen Phasen unter dem Einfluß eines extrem kontinentalen Trockenklimas, während die Lößbildungen im Bereich der moldanubischen Masse westlich des Mannhartsberges, im Kamp-, Kremstal, Wachau und im Gebiet südlich der Donau um und östlich des Dunkelsteiner Waldes (südl. Tullner Becken) unter etwas niederschlagsreicheren Verhältnissen entstanden sein dürften. Daher hat hier auch die Erosion und infolge der stärkeren Durchfeuchtung insbesondere die Solifluktion ein größeres Ausmaß erreicht als im östlichen Teil Niederösterreichs. Diese regionalen Unterschiede lassen sich auch z. T. in einer schon primär verschieden gegebenen faziellen Ausprägung der fossilen Bodenbildungen erkennen und haben sich vor allem in der Erhaltung derselben bestimmend ausgewirkt.

Es konnten drei deutlich voneinander zu unterscheidende begrabene Landoberflächen festgestellt werden, deren älteste als **Krems er Bodenbildung** bezeichnet wurde. Die Entstehung dieses durch eine intensive und tiefgründige Verlehmung charakterisierten fossilen Bodens mit mächtigem rotbraunen bis ziegelroten B-Horizont ist nur unter Wald in einer ausgesprochenen Warmzeit unter Klimabedingungen, die ähnlich denen der heutigen Mittelmeerländer beschaffen gewesen sein mußten, denkbar. Dagegen konnten die beiden darüberfolgenden jüngeren Bodenbildungen nur unter weitaus gemäßigteren, mehr oder minder subglazialen Klimateinflüssen kontinentalen Charakters entstanden sein, d. h. in Wärmezeiten, in denen die Steppe herrschte. Die **Krems er Bodenbildung** ist damit als letzte echte Waldzeit aufzufassen, in der das letzte Klimaoptimum lag, das auch von dem des Postglazials nicht annähernd erreicht wurde. Diese Warmzeit umfaßte zweifellos einen ungleich längeren Zeitraum, als für die Entstehung der beiden jüngeren Bodenbildungen als notwendig angenommen werden kann und dürfte auch die Dauer des Postglazials bei weitem übertroffen haben. Sie kann somit und auch auf Grund ihrer eindeutigen morphologischen Position auf Hochterrassenschottern mit dem letzten Interglazial (Riß-Würm), d. h. mit der **Erwärmungszeit** parallelisiert werden.

Die nächstjüngere Landoberfläche ist gekennzeichnet durch einen sehr viel schwächer ausgeprägten basalen Verlehmungshorizont (rotbrauner Steppenboden), der durch eine Kälteschwankung (Lößakkumulation) von der darüberliegenden Schwarzerdebildung — diese wiederum durch 2 Oszillationen mit vorherrschender Lößbildung dreigeteilt — getrennt wird (vgl. insbes. Abb. 2, Fig. 1, Abb. 4 und 6). Diese als **Fellabrüner Bodenbildungskomplex** bezeichnete Landoberfläche entstand unter sehr schwankenden, mäßig warmen kontinentalen Klimabedingungen und ist als erstes Interstadial der Würmvereisung aufzufassen. Der damit synonyme Begriff „Göttweiger Verlehmungszone“ ist, da der namengebende Aufschluß kein vollständig erhaltenes Profil zeigt, am besten zu eliminieren.

Der jüngste, nur sehr schwach ausgeprägte begrabene Boden, vorläufig als **Paudorfer Bodenbildung** bezeichnet, ist als Ausdruck einer gewiß nur ganz kurzfristigen Wärmezeit aufzufassen (Interstadial Würm II/III), die sich weder im Gletscherhaushalt noch terrassenmorphologisch deutlicher ausgewirkt haben konnte. Dieser subglaziale Steppenboden fiel wie das darüberliegende Lößstockwerk (W III) häufig der spät- und nacheiszeitlichen Denudation und Erosion zum Opfer und ist daher seltener anzutreffen als die beiden älteren Bodenbildungen.

In Niederösterreich konnte somit nach allen bisherigen Untersuchungsergebnissen eine Dreigliederung der Würmvereisung festgestellt werden, während sich morphologisch vorerst nur eine Zweiteilung derselben deutlich abzeichnet.

Summary. Up to now in Lower Austria 82 Upper Pleistocene loess sections with fossil soils were examined. It has been found out that the individual loess deposits

(layers) are already primarily differentiated in their lithologic character by prevailing dust contents due to regional and local conditions and by similar climatic differences in their general habitus.

The loess deposits in the area east of the Mannhartsberg (in the Weinviertel, Marchfeld, Wiener Becken), mostly lying on a calcareous tertiary basis, were formed by extreme continental and dry climates. The loess deposits in the vicinity of the granitic Moldanubian Mass west of the Mannhartsberg, in the Kamp- and Krems-Valley, in the Wachau and in the region south of the Danube, around and east of the Dunkelsteiner Wald (southern Tullner Becken), were formed under more moist climatic conditions. Therefore destructive activity of erosion and especially solifluction, attained a more dominating extent as in the eastern parts of Lower Austria and presented bad chances for the perfect preservation of fossil soils, which show, at least in part, also an already primarily multifarious facial appearance, due to the different regional conditions.

Three stratigraphic horizons of fossil soils could be distinguished. The oldest one has been called *Krems er Bodenbildung*. The development of the soil formation of Krems, characterized by an intensive deep weathering with a wide red-brown to brick-red B-horizon, is conceivable only beneath forest vegetation during a pronounced warm period. The climatic conditions seem to have been similar to those in the present Mediterranean countries. On the other side the two younger fossil soils must have been developed during mild and temperated, more or less subglacial and continental climatic conditions, that means in phases with predomination of steppe vegetation.

Therefore, the soil formation of Krems has to be regarded as the last true forest period, the last climatic maximum, which has not been attained by the Postglacial Optimum. This warm period doubtless lasted unequally longer as may be assumed for the two younger buried soils and, at all probability, it may have exceeded by far the duration of the Postglacial. Therefore, and by reason of its plain morphological position on the High Terrace the soil formation of Krems corresponds to the Last Interglacial (Riß-Würm), t. i. to the „E - Warmzeit“.

The next younger fossil soil is marked by a far less intensive weathering basic horizon (red-brown steppe soil) separated by a cold oscillation with accumulation of true eolian loess from the succeeding Chernozem formation, which, in turn, is divided into three distinct phases by two short oscillations with predominant deposition of loess. This buried surface called *Fellabrunner Bodenbildungskomplex*, developed under strongly fluctuating, moderately warm and continental climatic conditions and can be interpreted as the First Interstadial of the Würm Glaciation. The synonymous designation „Göttweiger Verlehmungszone“ should be eliminated, because this important stratigraphic horizon is not complete and not typical at the section from which its name is derived.

The youngest buried soil, preliminarily called *Paudorfer Bodenbildung*, characterized only by a scarcely recognizable slightly weathering, must be regarded as the expression of a very short temperated climatic phase (Interstadial W II/III). The effects of this mild intervall could not have been strong neither in the area of the glaciers (by retreat of those) nor with regards to the morphology of terraces. This subglacial steppe soil, as well as the following thin last loess layer (W III) often was replaced by Late- and Postglacial denudation and erosion and is therefore more rarely found as the two older buried soils.

All these results confirm the threefold division of the Last Glaciation, which, from the pedological standpoint, shows three separate glacial phases, interrupted by two Interstadials; but morphologically there is evidence of two phases of glacialfluvial aggradation only.

Inhalt: I. Einleitung

II. Der Löß und seine Eigenschaften

III. Die fossilen Böden, ihre Merkmale und Entstehungsbedingungen

IV. Stratigraphische Auswertung

Anmerkungen

Literaturhinweise

I. Einleitung

Die in den letzten Jahren auf allen Gebieten der Quartärgeologie gesammelten Beobachtungstatsachen haben den früher oft mit unzureichenden Mitteln unternommenen Versuchen zu einer Gliederung des Pleistozäns neue Impulse

gegeben und rückten insbesondere die Frage der Abfolge der letzten Vergletscherungsperiode in den Vordergrund der Diskussionen. Eine genauere Kenntnis des Ablaufes der Würmvereisung liegt jedoch nicht allein im Interessengebiet der Quartärgeologie, sondern ist namentlich für die Urgeschichte, d. h. die Paläolithforschung, von grundsätzlicher Bedeutung und entscheidender Wichtigkeit. So ist es auch verständlich, daß gerade von Seiten dieser Forschungsdisziplin eine klare Würmgliederung, zumindest in relativchronologischer Hinsicht, stets gefordert wurde.

In Niederösterreich, einem Gebiet, das nicht nur mit zu den reichsten Fundprovinzen des jüngeren Paläolithikums zählt, sondern auch zu den, ich möchte sagen, klassischen Lößverbreitungsräumen gehört, war schon vor dem ersten Weltkrieg mit der Aufdeckung immer weiterer eiszeitlicher Freilandstationen die Forderung nach einer naturwissenschaftlichen Alterseinstufung derselben dringend geworden. Dieser Forderung konnte jedoch von Seiten der Geologie damals in keiner Weise befriedigend entsprochen werden, und das hatte zur Folge, daß sich die Paläolithforschung selbst einschaltete und sich im Zuge ihrer eigenen Feldarbeiten in erhöhtem Maße um die Lösung der Probleme bemühte. So kam es, daß sich J. BAYER, zweifellos ein Urgeschichtsforscher von Format und ungewöhnlich scharfer Beobachtungsgabe, aber ohne ausreichende geologische Schulung und ein notwendiges Maß an Selbstkritik, insbesondere der Lößstratigraphie widmete.

Eine Stratigraphie, fußend auf einem völlig verfehlten biglazialen System, einem einer vorgefaßten Meinung entsprungenen Schema, in das an sich richtige Beobachtungen förmlich hineingezwängt wurden, mußte notgedrungen zu Fehlinterpretationen führen. BAYER's allgemeinen Auffassungen wurde schon zu seinen Lebzeiten von verschiedenen Seiten her heftig widersprochen, was aber nicht daran hinderte, daß die von ihm geprägten Begriffe, insbesondere der Terminus „Göttweiger Verlehmungszone“, allgemeinen Eingang fanden und selbst bis zum heutigen Tage, wenn auch etwas modifiziert, zum festen Sprachschatz der Lößstratigraphie gehören.

Damit muß dieser in vieler Hinsicht sehr hellsichtige Urgeschichtsforscher, der jedenfalls als Erster den regionalen und stratigraphischen Wert fossiler Bodenbildungen an sich richtig erkannte und auch pedologisch zu deuten versuchte (1), als Begründer der Lößstratigraphie angesehen werden. G. GÖTZINGER hatte später die von BAYER gegebene Gliederung wohl um einige wesentliche Gesichtspunkte ergänzt, die „Göttweiger Verlehmungszone“ aber unverändert, und dies auch in ihrer zeitlichen Einstufung, übernommen. BAYER's unglückliche Parallelisierung dieser Bodenbildung, seiner „Aurignac-Schwankung“, mit dem Riß-Würm-Interglazial im Sinne PENCK's — was einzig durch die starre Aufrechterhaltung seines biglazialen Schemas zwingend war — erfuhr durch G. GÖTZINGER eine Übertragung in das 4-Stufen-System PENCK-BRÜCKNER's und damit eine scheinbare geologische Untermauerung.

Gegen die von GÖTZINGER vertretene Gliederung (2) und deren geologisch-morphologische Argumentation hatte schon GRAHMANN 1937 einige Bedenken geäußert, doch konnte eine Ergänzung bzw. Richtigstellung ganz offensichtlicher Beobachtungslücken und Fehlinterpretationen nur durch neue Untersuchungen erfolgen. Über das Ergebnis dieser z. T. gemeinsam mit J. FINK unternommenen Neuaufnahme der niederösterreichischen Lößprofile habe ich 1950 einen vorläufigen Bericht gegeben bzw. die von GÖTZINGER gegebenen Alterseinstufungen der fossilen Böden eingehender diskutiert, so daß sich hier eine weitschweifigere Wiederholung erübrigt, zumal zwischenzeitlich auch eine nachgelassene Arbeit von R. LAIS (1951) erschienen ist, die eine Anzahl weiterer Berichtigungen, aber

auch einige Flüchtigkeiten und Fehlschlüsse enthält. Es wird darauf, so weit dies notwendig erscheint, weiter unten noch zurückzukommen sein.

Im Folgenden soll ein Überblick über den gegenwärtigen Stand der Untersuchungen gegeben werden, die zwischenzeitlich in enger Zusammenarbeit mit J. FINK (3) fortgeführt wurden und eine sehr beträchtliche Erweiterung des Belegmaterials erbrachten, so daß heute bereits ein weitaus gesicherteres und vollständigeres Bild über den Ablauf bzw. eine Feingliederung des Jungpleistozäns des niederösterreichischen Periglazialraumes gegeben werden kann, als dies in meiner Arbeit 1950 möglich war.

Bevor aber zum eigentlichen Thema übergegangen werden soll, erscheint es notwendig, jenes Substrat näher ins Auge zu fassen, aus dem die zu besprechenden fossilen Bodenbildungen hervorgegangen sind, sowie einige grundsätzliche methodische Fragen kurz zu behandeln.

II. Der Löß und seine Eigenschaften

Die äolische Entstehung des Lösses darf heute entgegen aller immer wieder vorgebrachten Einwände, wie solche z. B. noch 1946 von V. G. BONDARCHUK ins Treffen geführt wurden, als absolut gesichert gelten, was auch jüngst von H. HOLZER (1952) auf sedimentpetrographischem Wege erneut schlüssig bewiesen werden konnte. Diese Feststellung erfährt auch durch die Tatsache keinerlei Einschränkung, daß nicht immer primär gelagerter Löß vorliegt. Ganz abgesehen von sekundären Veränderungen, wie etwa Vergleyung oder gelegentliche fluviatile Umlagerung, Solifluktion usw., haben Höhenlage, Durchfeuchtung, insbesondere aber Neigung und Exposition zu allen Zeiten lokale Besonderheiten mehr oder minder stark hervortreten lassen und dem Löß einen multiformen Habitus verliehen. Von besonderer Bedeutung ist jedoch die geographische Lage, die eine mitunter beträchtliche regionale Unterschiedlichkeit des Lösses bedingt und schon primär keine uniforme Ausprägung zuließ, was freilich nur in den seltensten Fällen mit unbewaffnetem Auge wahrgenommen werden kann. Damit wird auch eine unmittelbare, d. h. direkte Parallelisierung der einzelnen Lößstockwerke, wenn diese räumlich weiter auseinander liegen, sehr erschwert, wenn nicht gar unmöglich gemacht.

Die namentlich in Lehrbüchern immer wieder behauptete Gleichartigkeit des Lösses, den eine ganz extreme Hypothese sogar als kosmischen Ursprunges oder doch wenigstens als das Produkt einer innigen Durchmischung in der Stratosphäre betrachtet, ist, jedenfalls was Niederösterreich betrifft, nicht gegeben. Gewiß ist der Anteil weittransportierten gleichartigen Materials besonders in der feinsten Staubfraktion groß, doch dominiert, wie die Untersuchungen ganz zweifelsfrei ergeben haben, der regional-lokale Anteil bei weitem. So kommt es, daß die Lösses östl. des Manhartsberges, im sogenannten Weinviertel, insbesondere im Hügelland um Hollabrunn, dort wo das unter dem Löß Anstehende von tertiären Kalkgesteinen und Mergeln gebildet wird, im allgemeinen einen durchschnittlich zwischen 20—30% liegenden, maximal aber bis über 40% reichenden Kalkgehalt aufweisen. Ebenso zeichnen sich auch im Wiener Becken die Lösses durch einen relativ hohen Kalkgehalt aus. In Gebieten jedoch, wo im wesentlichen tertiäre Dünen- und Wellsande oder sandige Schotter und Tegel das Liegende bilden, kann der Kalkgehalt einzelner Lößstockwerke bis auf die Hälfte des Normalwertes und darüber herabgedrückt sein. Der durchschnittliche Kalkgehalt ist also nicht nur gebietsweise sehr unterschiedlich, sondern kann auch örtlich bedingt in den Stockwerken eines Lößprofils stark wechseln, wie z. B. im Profil von Schleinbach-Ulrichskirchen (vgl. Abb. 3, Fig. 2), wo sich der lie-

gende Löß durch einen geringen Kalkgehalt auszeichnet (maximal knapp über 10%), während die beiden oberen Lößstockwerke den für das Gebiet üblichen Wert von über 20% haben. Der Grund für diese Erscheinung liegt darin, daß während der ersten hier faßbaren Lößablagerungsperiode der damals überall oberflächlich anstehende tertiäre Dünensand — dieser wurde wohl während einer vorausgegangenen Erosionsphase bloßgelegt — z. T. aufgearbeitet und mit ferntransportiertem Lößstaub akkumuliert, schließlich aber zur Gänze wieder begraben wurde.

Dieses eine Beispiel möge hier genügen, um die Bedeutung der lokalen Bedingungen darzutun und zeigt gleichzeitig, daß ein bestimmtes Profil nicht für sich isoliert, sondern im Rahmen der regional-lokalen Verhältnisse gesehen werden muß, um es richtig deuten zu können. Das genannte Beispiel, aus einer Reihe vieler anderer herausgegriffen, lehrt aber auch, daß der Wechsel der Lößfazies u. a. als ein wichtiges Kriterium, vielleicht sogar als Beweis für einen längeren Unterbruch der Sedimentation, d. h. für ein eingeschaltetes Interglazial oder Interstadial aufgefaßt werden muß, auch wenn eine solche Wärmezeit nicht in Form eines fossilen Bodens im Profil erhalten sein sollte.

Doch nicht allein der Kalkgehalt ist es, der die Löss regional mehr oder minder stark differenziert erscheinen läßt, sondern auch der gebietsweise wechselnde Gehalt an Schwermineralien. Die Löss westlich und nördlich vom Höhenrücken des Manhartsberges, im sogenannten Waldviertel, die somit im unmittelbaren Bereich der moravischen und moldanubischen Masse liegen, weisen andere Komponenten als jene östlich derselben auf. Die Löss der „Horner Bucht“ und der Wachau zeigen ebenso wie die im Gebiet um den Dunkelsteiner Wald, hauptsächlich in der Schluff- und Feinsandfraktion, ein unverkennbares regional-lokal bedingtes Kolorit. Der Löß im tief eingeschnittenen Krems- und oberen Kamptal ist ganz besonders durch seinen relativ hohen Gehalt an feinst zerriebenem Gneis und Amphibolit charakterisiert und damit auch extrem kalkarm; er bleibt selbst mit seinen Maximalwerten meist unter 10% (vgl. hierzu das Teilprofil Kamegg, Abb. 3, Fig. 4).

Dieser starke, oft schon mit freiem Auge sichtbare Anteil an Urgesteinsmehl, besonders in den Basislössen des oberen Kamptales, drückt sich natürlich auch im Korngrößenaufbau aus, der ja noch viel mehr als Kalk- und Mineralgehalt von den unmittelbaren örtlichen Bedingungen abhängt. Der Schlämmanalyse kommt damit nur ein sehr beschränkter Aussagewert zu; sie ist überhaupt nur dann sinnvoll angewandt, wenn es sich um die Klärung bestimmter, rein örtlicher Belange handelt. Für die Beurteilung eines Verwitterungsvorganges, also für genetisch-paläopedologische Zwecke, ist die Schlämmanalyse in vielen Fällen nahezu wertlos und sogar irreführend.

Der prozentuelle Anteil der einzelnen Korngrößen schwankt selbst innerhalb eines einheitlichen Lößstockwerkes oft sehr beträchtlich, was ja insoferne leicht verständlich ist, da dies zur Gänze von den höchst veränderlichen Windstärken abhängt. Einmal kam feiner toniger Staub zur Ablagerung, wenige Zentimeter darüber konnten jedoch wieder etwas gröbere Fraktionen zum Absatz kommen und umgekehrt. Dieser Wechsel der Fraktionen ist besonders stark in Lößablagerungen enger Täler ausgeprägt, wo es häufig sogar zur Ausbildung richtiger Sandbänder kommen kann, wie dies kürzlich erst von SCHÖNHALS (1953) von Talrandlössen gezeigt wurde, kann aber auch stets in offener Landschaft beobachtet werden, wenn man sich die Mühe nimmt, Lupendiagramme aufzustellen. Es sind hier aber — das sei betont — nicht die mehr oder minder deutlich ausgeprägten Wechsellagerungen von Normal- und Sandlöß gemeint, sondern die relativ geringen Schwankungen des Korngrößenaufbaues, denn sie verhindern die exakte Erfas-

sung des Umfanges eines Verwitterungsvorganges vermittelt der Schlämmanalyse. Der Verwitterungsgrad drückt sich u. a. durch eine Korngrößenverringernung, d. h. in einer Abwanderung hauptsächlich aus dem Größenbereich des Feinschluffes in den des Tones aus. Da jedoch der primäre Korngrößenaufbau infolge der besagten Variabilität als unbekannt gelten muß, d. h. eine Feinkörnigkeit bzw. ein hoher Tongehalt des von der Bodenbildung erfaßten Lößpaketes schon zufällig primär gegeben sein kann und nicht die Folge des Bodenbildungsprozesses zu sein braucht, darf den Ergebnissen der Schlämmanalyse nicht jener unbedingte Aussagewert über den Grad des Verwitterungsvorganges zugemessen werden, wie dies häufig geschehen ist.

Die hier so kategorisch behauptete Unzuverlässigkeit, ja Unbrauchbarkeit der Schlämmanalyse hat jedoch noch einen weiteren Grund. Wie im Folgenden noch näher auszuführen sein wird, ist der Umfang der Entkalkung in den fossilen Böden auch innerhalb ein und desselben Bildungszeitraumes lokal etwas verschieden. Die sorgfältigen Untersuchungen J. FINK's — diesen soll hier aber nicht mehr als unbedingt nötig vorgegriffen werden — haben gezeigt, daß neben völlig entkalkten oder fast kalkfreien „Verlehmungszonen“ auch solche mit, wenn auch geringem, Kalkgehalt vorliegen, der verschiedenen Ursprungs sein kann. Es muß grundsätzlich zwischen einem primären Kalkanteil, d. h. „Restkalk“ und einem sekundären Anteil unterschieden werden, wobei natürlich auch die Art, d. h. Ausprägung, des Kalkes verschieden sein kann, worauf hier aber nicht näher eingegangen werden soll. Wichtig in diesem Zusammenhange ist lediglich die Feststellung, daß der in „Verlehmungszonen“ enthaltene Kalk sehr häufig in Form von Kalzitkristallen, und zwar in der Größenordnung der Schluff-Fraktion gegeben ist. In der Schlämmanalyse, ohne Vorbehandlung der Vergleichsproben, täuschen diese Kristalle natürlich einen Wert vor, der im unveränderten Löß von der entsprechenden Fraktion hauptsächlich des Quarzes gebildet wird. Da nur gleiches mit gleichem verglichen werden kann, ist daher eine Aufbereitung mit Salzsäure notwendig. Dieser Vorgang, gleichgültig in welcher Konzentration, und ob kalt oder warm angewandt, ruft jedoch Umwandlungen hervor, die zwischen Löß und „Verlehmungszone“ graduell verschieden sind und gerade jene Komponente besonders treffen, die für die Beurteilung der Verwitterungsintensität am wichtigsten ist, nämlich den Kolloidton.

Der Verlehmungsgrad einer fossilen Bodenbildung kann meist viel besser, neben den Kalkwerten sowie den Werten der Oxyde, an der Unterschiedlichkeit des Porenvolumens gegenüber dem des unverwitterten Liegendlösses ermittelt werden. Doch auch hierbei muß vor schematischer Auswertung gewarnt werden, da das Porenvolumen innerhalb eines Lößstockwerkes ebenfalls schon primär unterschiedlich gegeben sein kann. Neben der „Normalfazies“ des autochthon giagerten Lösses, die sich durch absolute Ungeschichtetheit charakterisiert und von zahlreichen mit Kalk ausgekleideten Wurzelröhrchen wirr durchzogen und von Schneckenschalen durchsetzt ist, treten auch andere äolische Ausbildungen auf. Wie schon R. LAIS (1951, S. 124) ausführte, konnte durch ein lokales Fehlen der glazialen Rasendecke auch ein etwas dichter gelagerter Löß ohne Röhrchenstruktur gebildet worden sein, der dann von der Bodenbildung zufällig erfaßt worden war. Damit kann mitunter eine Verwitterungsintensität vorgetäuscht werden, die in Wirklichkeit aber nicht gegeben ist. Es sind hier also ähnliche Kriterien zu berücksichtigen, wie sie bei der Besprechung der Aussagefähigkeit von Werten der Schlämmanalyse bereits genannt wurden, d. h. für den Korngrößenaufbau zutreffen, von dem ja auch das Porenvolumen abhängt oder zumindest beeinflußt wird.

Daß fossile Bodenbildungen auf vergleytem Löß oder gar anderen Ablagerungen anders beurteilt werden müssen und nur bei direkt verfolgbarem Zusam-

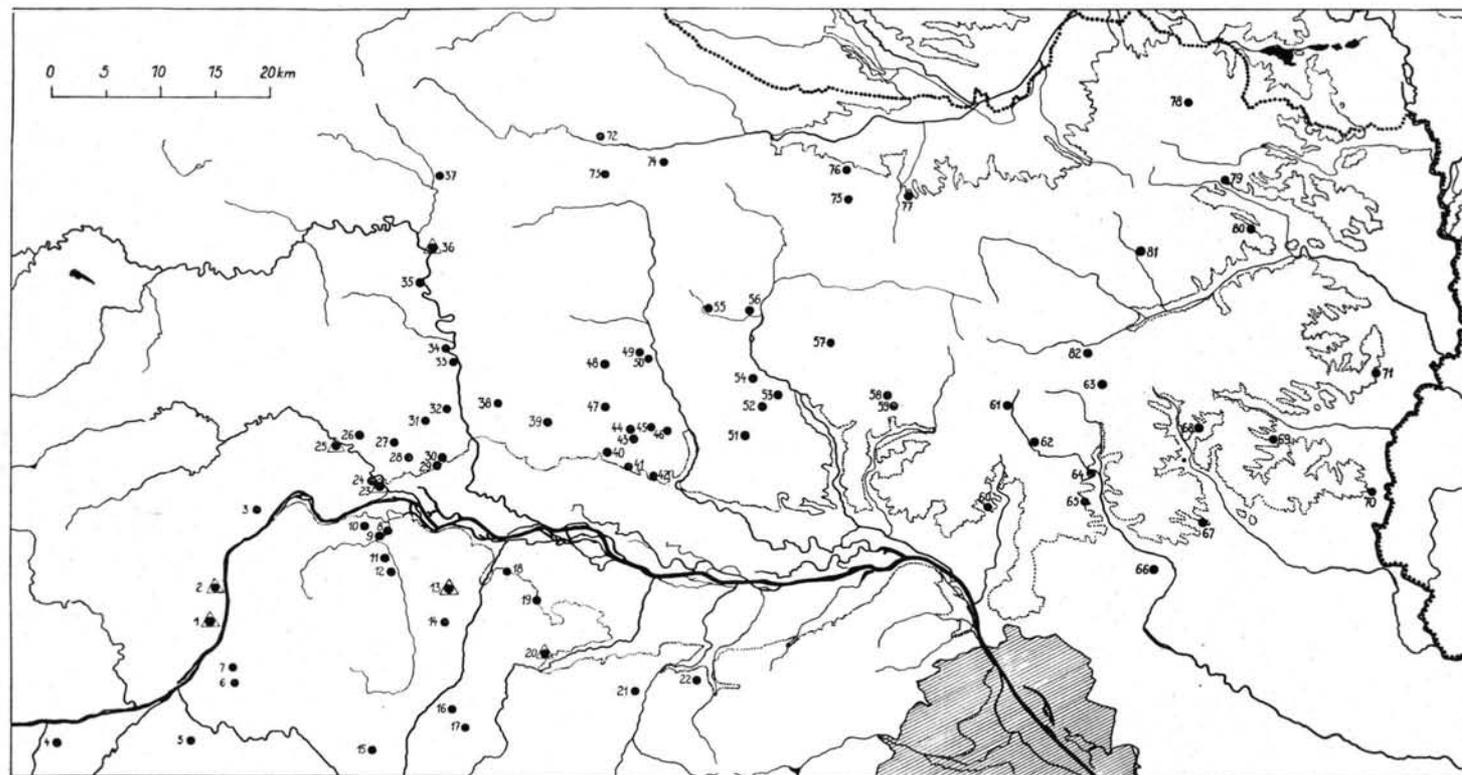
menhang stratigraphisch verwertbar sind, ist selbstverständlich und bedarf keiner weiteren Ausführung. Ihre Untersuchung ist aber deshalb nicht weniger aufschlußreich, denn sie lehren, wie ausschlaggebend ein oft nur wenig anders gartetes Muttergestein für ihre Ausprägung sein kann.

III. Die fossilen Böden, ihre Merkmale und Entstehungsbedingungen

Die schon primär gegebene Verschiedenartigkeit des Lösses hinsichtlich seines Kalk- und Mineralgehaltes, Korngrößenaufbaues und Porenvolumens, d. h. Struktur, die, wie gezeigt wurde, z. T. regional oder lokal beobachtet werden kann, läßt schon von vornherein nicht erwarten, daß die daraus hervorgegangenen Böden völlig ident seien. Und dies um so weniger, als ihre Entstehung noch viel mehr als die Lößbildung von unterschiedlichen regional-lokalen Bedingungen abhängen mußte. Kann jede Lößbildungszeit wenigstens noch als eine im wesentlichen großräumig gleichgeartete Klimaphase mit ziemlich uniformen Vegetationsverhältnissen angenommen werden, so mußten in einer Warmzeit nicht nur jene schon genannten örtlichen Besonderheiten, also Höhenlage, Durchfeuchtung, Neigung und Exposition, die Bodenbildung in viel stärkerem Ausmaße beeinflussen haben, sondern darüber hinaus mußten sich auch die bedeutend differenzierteren Klimaverhältnisse und die sich daraus rekrutierende Pflanzenbedeckung bestimmend ausgewirkt haben. Es kann daher a priori angenommen werden, daß die während einer Warmzeit gebildeten Böden, ähnlich wie in der geologischen Gegenwart, durch keinen einheitlichen Bodentyp repräsentiert werden und daß auch jede Warmzeit, entsprechend der nur ihr eigenen Klima- und Vegetationsverhältnisse, durch bestimmte Bodentypen ausgezeichnet sein wird. So muß es daher möglich sein, die einzelnen Wärmezeiten auf Grund der spezifischen Eigenschaften der in ihnen gebildeten Böden auseinander zu halten.

Erst wenn diese Merkmale eindeutig feststehen, kann eine Reihung und Parallelisierung vorgenommen werden, d. h. eine stratigraphische Auswertung erfolgen. Deshalb sollen hier auch die pedologischen Unterscheidungsmerkmale der jungpleistozänen Böden (4) Niederösterreichs zuerst behandelt, d. h. als Basis für die stratigraphische Interpretation bzw. für eine Gliederung der Würmvereisung herangezogen werden.

Die in Zusammenarbeit mit J. FINK bisher durchgeführten Untersuchungen (5) haben (vgl. die Karte in Abb. 1), wie ich schon 1950 kurz skizzierte, eine Reihe von Bodenbildungen von z. T. sehr abweichendem Habitus erkennen lassen. Auch GÖTZINGER hatte, ebenso wie LAIS, einige Bodenbildungen oder, vielleicht besser gesagt, Leithorizonte unterschieden, aber für deren Parallelisierung keine schlüssigen Beweise erbracht. Beiden Autoren stand nur ein relativ geringes Beobachtungsmaterial zur Verfügung und jeder bemühte sich, von seiner Warte aus, die gefundenen Bodenbildungen in eine bereits mehr oder minder festgelegte subjektive Gliederung einzuordnen. Die fossilen Böden, d. h. ihre pedologischen Merkmale, wurden aber — leider auch bei LAIS — nur sehr cursorisch beschrieben und offensichtlich auch nicht näher studiert; jedenfalls muß festgestellt werden, daß sehr wesentliche Verwechslungen unterlaufen waren, die einer Richtigstellung bedürfen. Es ist hier jedoch nicht der Platz, um im Detail darauf einzugehen, und es kann hier auch nicht das Ergebnis aller bisherigen Untersuchungen an 82 Profilen wiedergegeben werden. Ich möchte mich daher auf einen allgemeinen Überblick beschränken, halte es aber für notwendig, einige „Standardprofile“ etwas ausführlicher zu behandeln, vor allem die sogenannte „Göttweiger Verlehmungszone“, die in der Tat nicht nur einen wichtigen Leithorizont, sondern auch die am häufigsten anzutreffende Bodenbildung darstellt.



Brandtner 1955

Abb. 1

Das niederösterreichische Untersuchungsgebiet. Die mit Nummern versehenen Punkte bezeichnen die bisher aufgenommenen, durch jungpleistozäne Bodenbildungen gegliederten Lößprofile. Die in ein Dreieck gesetzten Punkte bezeichnen Profile mit eingeschalteten jungpaläolithischen Kulturschichten. Die Landesgrenze zur CSR ist durch eine punktierte Linie gekennzeichnet; die feingepunktete Linie stellt die 200 m-Höhenlinie dar, die schraffierte Fläche das Stadtgebiet von Wien.

Der vielzitierte Aufschluß im Hohlweg von Furth-Göttweig zeigt, wie ich schon 1950 (S. 103) ausführte und wie auch von FREISING (1951) richtig erkannt wurde, keine komplett erhaltene Bodenbildung, sondern nur mehr den Rest einer solchen. Über einem rötlichbraunen „Lößlehm“ folgt zumeist mit etwa 1 m Mächtigkeit ein atypischer, graustichiger Schwemmlöß, dem stellenweise dünne Linsen eines dunkelbraunen humosen Materials eingelagert sind. Die obersten Partien der ehemaligen Bodenbildung wurden also zu Beginn der folgenden Lößbildungsphase erodiert und haben sich nur noch in spärlichen Resten erhalten. Die gleiche Ausprägung findet sich auch in einem Hohlweg bei Steinaweg und ist mit geringen Variationen in der gesamten näheren und weiteren Umgebung anzutreffen, worauf noch zurückzukommen sein wird.

Diesen Restboden von Furth-Göttweig als namengebend für einen wichtigen stratigraphischen Leithorizont zu wählen, war zumindest höchst unglücklich. Anders verhält es sich mit der sogenannten „Hollabrunner Humuszone“, die von GÖTZINGER ebenso wie von LAIS mit der „Göttweiger Verlehmungszone“ parallelisiert wurde, ohne aber für diese Koordinierung eine pedologische Beweisführung zu erbringen. Im Gegenteil, die von GÖTZINGER und insbesondere die von LAIS (S. 136ff.) gegebene Beschreibung des namengebenden Profiles läßt eine solche Parallelisierung für jeden Fernstehenden sogar höchst vage erscheinen. Damit haftet auch diesem von GÖTZINGER geprägten Terminus, abgesehen davon, daß dieser irreführend ist und den tatsächlichen Gegebenheiten in keiner Weise gerecht wird, ein schwerer Mangel an und ist zu eliminieren, obwohl die schöne und komplett ausgeprägte Bodenbildung im Ziegeleiaufschluß von Ober-Fellabrunn, 5,5 km westlich von Hollabrunn (in Abb. 1 mit Nr. 55 eingetragen) durchaus geeignet ist, als Leithorizont zu gelten. Das Profil von Ober-Fellabrunn hätte zu einer klaren Parallelisierung führen müssen, wenn hier nicht geradezu Be-

Die bisher untersuchten Lößprofile (Stand 1953), regional geordnet nach der Eintragung in der Karte Abb. 1:

1 Aggsbach	29	Gedersdorf	57	Porrau
2 Willendorf	30	Gedersdorf	58	Groß-Mugl
3 Joching	31	Langenlois	59	Roseldorf
4 Erlauf	32	Langenlois	60	Rückersdorf
5 Roggendorf	33	Schönberg	61	Wetzleinsdorf
6 Schönbühel	34	Stiefern	62	Weinsteig
7 Berging	35	Buchberg	63	Neubau
8 Furth-Göttweig	36	Kamegg	64	Unter-Olberndorf
9 Steinaweg	37	Horn	65	Schleinbach-Ulrichskirchen
10 Baumgarten	38	Straß	66	Groß-Engersdorf
11 Paudorf	39	Gösing	67	Auersthal
12 Hörfarth	40	Engelmansbrunn	68	Klein-Harras
13 Getzersdorf	41	Kirchberg a. Wagram	69	Spannberg
14 Wielandsthal	42	Unter-Stockstall	70	Stillfried
15 St. Pölten	43	Ober-Stockstall	71	Jedenspeigen
16 Pottenbrunn	44	Ottenthal	72	Pulkau
17 Zwischenbrunn	45	Ruppersthal	73	Röschitz
18 Stollhofen	46	Ruppersthal	74	Zellerndorf
19 Thallern	47	Groß-Riedenthal	75	Klein-Weikersdorf
20 Langmannersdorf	48	Ebersbrunn	76	Mailberg
21 Asperhofen	49	Ziersdorf	77	Groß-Harras
22 Sieghartskirchen	50	Ziersdorf	78	Stützenhofen
23 Krems-Hundssteig	51	Nieder-Rußbach	79	Poysdorf
24 Krems-Schießstätte	52	Eitzersthal	80	Großkrut
25 Senftenberg	53	Göllersdorf	81	Siebenhirten
26 Droß	54	Breitenwaida-Kleedorf	82	Ladendorf
27 Stratzing	55	Ober-Fellabrunn		
28 Gneixendorf	56	Hollabrunn		

obachtungsfehler gemacht worden wären. Auch LAIS schreibt unverständlicher Weise auf S. 134: „Nur in einem Aufschluß, Oberhollabrunn im Wiener Weinviertel, ist die Humuszone allein ohne die Göttweiger Verlehmungszone ausgebildet“. LAIS dürfte m. E. nicht an Ort und Stelle gewesen sein, sonst wäre es seiner sonst so scharfen Beobachtung nicht entgangen, daß hier keineswegs eine „Humuszone“ allein vorliegt, abgesehen von dem Lapsus der Ortsbezeichnung.

Vielmehr handelt es sich bei diesem Profil, das in Abb. 2, Fig. 1, etwas schematisiert und in einem Ausschnitt wiedergegeben ist, um eine sehr deutlich in sich gegliederte Bodenbildung, die aus einer 50—70 cm mächtigen Verlehmung des basalen Lösses besteht, über der, nach einer geringmächtigen Lößlage, eine in drei Schichten aufgelöste „Humuszone“ folgt, die — einschließlich der Zwischenschichten — eine Mächtigkeit von durchschnittlich 100—120 cm (maximal 150 cm) erreicht. Es ist unrichtig, wenn LAIS (S. 136) eine Mächtigkeit von 0.8 m angibt, und es entspricht auch nicht den Tatsachen, daß dort, wo „auffallend starke Mächtigkeiten auftreten, wie etwa in Zellerndorf und Kleedorf . . . dies auf Zusammen-

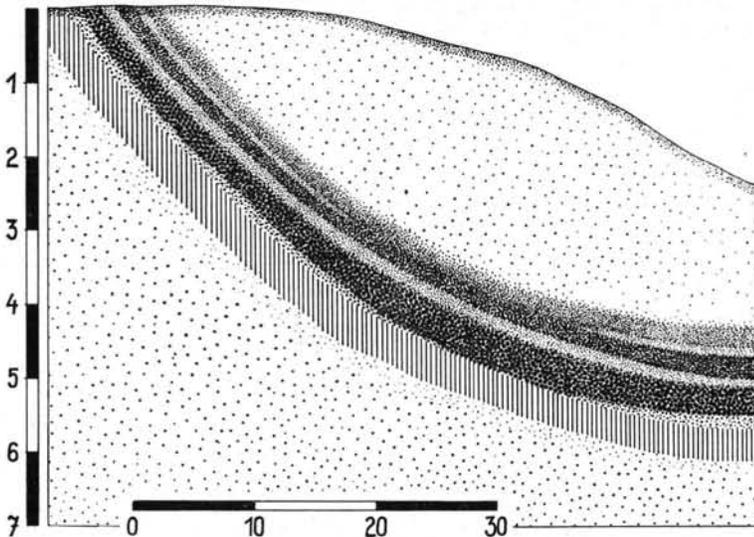


Fig. 1

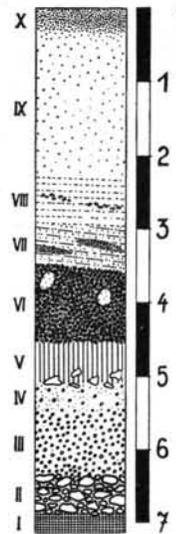


Fig. 2

Abb. 2

Fig. 1: Ausschnitt aus dem Lößprofil des Ziegeleiaufschlusses von Ober-Fellabrunn (leicht schematisiert, stark überhöht gezeichnet). Beschreibung des Schichtenaufbaues im Text.

Fig. 2: Profil aus dem Ziegeleiaufschluß von Hollabrunn.

Schichtenabfolge (von unten nach oben): I = graublauer tertiärer Tegel; II = tertiärer Schotter mit grünlichgrauem Quarzsand vermengt, z. T. starke Manganeinlagerungen und -überzüge; III = gelber bis rostfarbener rescher tertiärer Grobsand, nach oben allmählicher Übergang zu IV = leicht kalkhaltiger, hellgrauer Feinsand (tertiärer Dünen- oder Flugsand); V = rotbraune bis rostrote Verlehmung des liegenden Feinsandes mit zahlreichen kreidigen Konkretionen vorwiegend an der Unterkante; VI = Schwarzerdebildung, im bergfeuchten Zustand intensiv dunkelbraun, Schnittflächen etwas speckig glänzend, im Gegensatz zur sandigen Verlehmungszone feines, schluffiges Material, Lößstruktur mit Kalkauskleidungen der Kapillarröhrchen, im oberen Teil lößgefüllte Krotowinen; VII = leicht bräunlich gefärbter feinsandiger Schwemmlöß (Fließerde) mit linsenförmigen Einlagerungen aufgearbeiteter Schwarzerde; VIII = grauer, feinsandiger Schwemmlöß, darin lagenweise Holzkohlenreste; IX = ockerfarbener, leicht graustichiger primär gelagerter typischer Löß mit Kalkauskleidungen der Kapillaren; X = rezenter Boden, „Rest-Tschernosem“.

schwemmung humoser Erden zurückzuführen“ ist, wie LAIS an gleicher Stelle meint. Weder in Ober-Fellabrunn, noch in Zellerndorf (Abb. 3, Fig. 1) oder Breitenwaida-Kleedorf (Abb. 3, Fig. 3) ist — ebenso wie in anderen Profilen, von denen noch zu sprechen sein wird — die Mächtigkeit der „Humuszone“ und die Gliederung derselben auf Zusammenschwemmungen zurückzuführen. Bei fast allen derartigen Abfolgen, die in vielen Aufschlüssen des Weinviertels und des Marchfeldes beobachtet werden können, handelt es sich um autochthone äolische Bildungen! Diese weit verbreitete, gleichförmig ausgeprägte und charakteristische Bodenbildung, die durch ihren spezifischen Aufbau eine Gesetzmäßigkeit, d. h. einen bestimmten Klimarhythmus, erkennen läßt, kann daher zusammenfassend behandelt werden.

Zu unterst liegt eine im Durchschnitt 50 cm (maximal 1 m) mächtige „Verlehmungszone“ von rötlichbrauner Färbung. Die ursprüngliche Lößstruktur ist meist noch sehr gut erhalten; in allen Profilen können in dieser Verlehmungszone noch deutlich die zarten Wurzelröhrchen des primären Lösses festgestellt werden! Die im bergfeuchten Zustand meist ziemlich intensive Verfärbung wechselt beim Austrocknen von einem satten Rotbraun zu einem helleren, mehr ockerfarbenen Farbton über, wobei das Gefüge jedoch nicht verändert wird, d. h. keine Zerklüftung durch Trockenrisse eintritt. Das Porenvolumen, das in der Normalfazies des liegenden Lösses meist zwischen 44 und 46% liegt, ist in dieser Verlehmungszone — soweit darüber bereits genaue Daten vorliegen — etwas über 10% geringer und kann mit 31—35% angegeben werden. Die Bestimmungen des Gehaltes an Fe_2O_3 sind leider noch nicht in dem Umfange durchgeführt — das gleiche gilt für die vergleichenden Nachweise an Al_2O_3 und anderer Oxyde — daß gültige Durchschnittswerte angegeben werden könnten. Dennoch dürfte nicht fehlgegangen werden, wenn der durchschnittliche Gehalt an Fe_2O_3 mit 6.6% (im liegenden Löß um 4.5%) bezeichnet wird. Eine Anreicherung von Al_2O_3 scheint gegenüber dem unveränderten Basislöß nicht oder nur in einem höchst geringen Umfange eingetreten zu sein. Diese Verlehmungszone unterscheidet sich — das werden zukünftige Analysen noch unter Beweis zu stellen haben — von dem Löß, aus dem sie hervorgegangen ist, trotz der auffallenden Verfärbung, verhältnismäßig wenig, denn die Verdichtung des Gefüges, die Anreicherung von Fe_2O_3 wie auch die Korngrößenverfeinerung muß, im Vergleich zu anderen Bodenbildungen, als minimal bezeichnet werden. Der markanteste Unterschied liegt lediglich im Kalkgehalt.

In Ober-Fellabrunn beträgt der Kalkgehalt der Verlehmungszone im Durchschnitt nur 1.2%, während der unveränderte liegende Löß einen solchen von rund 36% aufweist. Es hat somit eine völlige Entkalkung eines 50—70 cm mächtigen sehr kalkreichen Lößpaketes stattgefunden. Demgemäß ist auch die Ausprägung des Ca-Horizontes, der in Form einer weißen, kreidigen Schichte deutlich sichtbar diese Verlehmungszone unterlagert und einen Kalkgehalt von rund 54% aufweist. Der geringe Kalkgehalt in der Verlehmungszone ist hier durchwegs sekundärer Herkunft. Die gleichen Verhältnisse sind in nahezu allen derartigen Verlehmungen anzutreffen; auch in der „Göttweiger Verlehmungszone“, die sich von der des Profiles von Ober-Fellabrunn durch nichts unterscheidet! Dies herauszustreichen, erscheint insofern wichtig, da WIESENER (1933) diese Verlehmung als fossile Bodenbildung in Abrede zu stellen versuchte, und zwar mit der Begründung, daß der Kalkmangel dieser Verlehmungszone als ursprünglich aufgefaßt werden müsse, da ein Ca-Horizont fehle. Diese absolut irrierte Meinung hier im Detail zu widerlegen, erübrigt sich, nachdem bereits LAIS (S. 135ff.) dazu ausführlicher Stellung nahm. Ergänzend sei hierzu jedoch bemerkt, daß LAIS, wenn er (S. 135, 137) das von WIESENER behauptete Fehlen des Kalkilluviums als „einen

Ausnahmefall“ ansieht, insofern irrt, da dies nicht der Fall ist. Die Verlehmungszone wird im Hohlweg bei Furth-Göttweig ebenso wie bei Steinaweg stets von einem gut ausgeprägten Ca-Horizont unterlagert. Dieser fehlt scheinbar nur an jenen Stellen, wo die Verlehmungszone nicht auf Löß, sondern unmittelbar auf Flußschottern liegt. Infolge der größeren Durchlässigkeit dieser Schotter konnte der nach unten abgeführte Kalk viel tiefer wandern und sich besser verteilen. Wie ich schon 1950 (S. 109) ausführte, fehlt im Hohlweg gegen Furth zu der überall nur geringmächtige Basislöß vollständig, so daß dort die oberste sandig-kiesige Partie der liegenden Schotterbank „verlehmt“ wurde. Dieser Verwitterungshorizont führt natürlich auf Grund des primären Kalkmangels des sandigen Kieses kein Kalkilluvium.

Die Ausprägung des Ca-Horizontes ist vom Kalkreichtum des von der Verlehmung erfaßten Substrates abhängig, d. h. ist nur dort deutlich wahrnehmbar, wo primär hoher Kalkgehalt vorlag. Im Profil des Ziegeleiaufschlusses bei Hollabrunn (Abb. 1, Nr. 56) wurde ein schwach kalkhaltiges tertiäres Feinsandpaket von dem gleichen Verlehmungsvorgang erfaßt, der 5 km weiter östlich in der Ziegelei von Ober-Fellabrunn den kalkreichen Liegendlöß in der kurz beschriebenen Art veränderte. Der primäre Kalkmangel ist auch der Grund, warum im Profil von Hollabrunn (vgl. Abb. 2, Fig. 2) kein Ca-Horizont in der Art wie in Ober-Fellabrunn und allen anderen Profilen ähnlicher Beschaffenheit ausgeprägt ist. Das Fehlen des Ca-Horizontes ist hier also lokal bedingt. Das Vorhandensein kalkiger Konkretionen in der Verlehmungszone, d. h. vorwiegend an deren Unterkante, ist auf sekundäre Infiltration von oben her zurückzuführen, wie weiter unten noch darzulegen sein wird.

Die besprochene Verlehmungszone wird in allen ungestörten und komplett erhaltenen Profilen stets von einer geringmächtigen Lage typischen Lösses bedeckt. Über dieser Lößlage folgt dann erst die „Humuszone“, d. h. Schwarzerdebildung. Diese ist in vielen Profilen deutlich gegliedert, und zwar derart, daß sich zwei schwach humose mehr oder minder lößartige Zwischenschichten einschalten, wobei der Humusgehalt und auch die Farbintensität von unten nach oben, sozusagen von Etage zu Etage, allmählich abnimmt, bis zu oberst schließlich wieder der helle Löß folgt. Verlehmungs- und Humuszone sind eindeutig durch eine Lößzwischenlage von ebenso eindeutiger äolischer Entstehung getrennt! Häufig ist jedoch diese dünne Lößauflage von der darüber folgenden Schwarzerdebildung mit einbezogen, d. h. erfaßt worden, so daß die Schwarzerde unmittelbar der Verlehmungszone aufzuliegen scheint, wie dies auch in einem kurzen Profilabschnitt in Ober-Fellabrunn beobachtet werden kann (vgl. Abb. 2, Fig. 1) und insbesondere im Profil von Hollabrunn (Abb. 2, Fig. 2) in Erscheinung tritt. Bei flüchtigerer Betrachtung kann dadurch der Eindruck entstehen, daß die Verlehmungszone mit der darüberliegenden Humuszone in einem genetischen Zusammenhang steht, d. h. den B-Horizont der Schwarzerdebildung darstellt, wie bisher ziemlich allgemein angenommen wurde. Dies ist jedoch absolut unrichtig. Das wird nicht nur durch das Profil von Ober-Fellabrunn bewiesen, wo die hangende Schwarzerdebildung auf weite Strecken durch einen noch erhaltenen Rest der Lößauflage, auch in Hanglagen, von der basalen Verlehmung getrennt wird, sondern auch durch das nahe gelegene und klar verknüpfbare Profil von Hollabrunn. Wie schon erwähnt und wie auch aus der Abb. beigefügten Legende hervorgeht, wurde dort ein kalkarmer tertiärer Feinsand (Dünen- oder Flugsand) verlehmt, d. h. restlos entkalkt. Über dieser Verlehmungszone sitzt nun eine Schwarzerdebildung auf, die aus Löß entstanden ist und auch alle typischen Merkmale desselben noch weitgehendst bewahrt. Diese Schwarzerde ist besonders in ihren mittleren Partien etwas stärker entkalkt. Ein beträchtlicher Teil des ursprünglichen Kalkgehaltes des Lösses

wurde somit nach unten abgeführt und in der sandigen Verlehmungszone in Form der bereits erwähnten Konkretionen angereichert. Diese Konkretionen bestehen demnach aus jenem Kalk, der durch die Verlehmung aus dem schwach kalkigen Tertiärsand abgeführt wurde, und dem später während der Schwarzerdebildung nach unten abgewanderten Kalk der Lößauflage.

Die fossile Bodenbildung erfolgte demnach in drei aufeinander folgenden Phasen: Verlehmung (auf Sand) — Lößakkumulation — Schwarzerdebildung. (Weitere Phasen sind hier durch spätere Solifluktionvorgänge verwischt worden.) „Daraus ergibt sich“ — wie bereits LAIS (S. 140) ausführte — „deutlich, daß der Entstehung des rotbraunen Lehmes ein zweiter von ihr unabhängiger bodenbildender Vorgang gefolgt ist, die Schwarzerdebildung“. Der „Unterboden“ — um im Sinne FREISING's zu sprechen — ist also nicht durch Degradation des „Oberbodens“ entstanden. Das läßt sich nahezu ausnahmslos an allen Profilen des Weinviertels und des Marchfeldes nachweisen, auch wenn — wie bereits gesagt — die Schwarzerdebildung der Verlehmung unmittelbar aufzusitzen scheint. Ein geringerer Rest des auf die Verlehmungszone akkumulierten Lösses, der zu einer Schwarzerde umgewandelt wurde, ist fast immer noch mehr oder minder unverändert erhalten geblieben; zumindest aber läßt sich diese Lößzwischen-schichte mit Hilfe der Karbonat-Kurve belegen. Als Beispiel dafür sei insbesondere das Profil von Schleimbach-Ulrichskirchen (Abb. 3, Fig. 2) gegeben. Jeder weitere Kommentar erübrigt sich. Das gleiche gilt auch für die in Abb. 3 wieder gegebenen Profile von Zellerndorf (Fig. 1) und Breitenwaidakleedorf (Fig. 3), die auch deshalb als Beispiele gewählt wurden, da beide Bodenbildungen schon seit längerer Zeit bekannt sind und bereits von GÖTZINGER

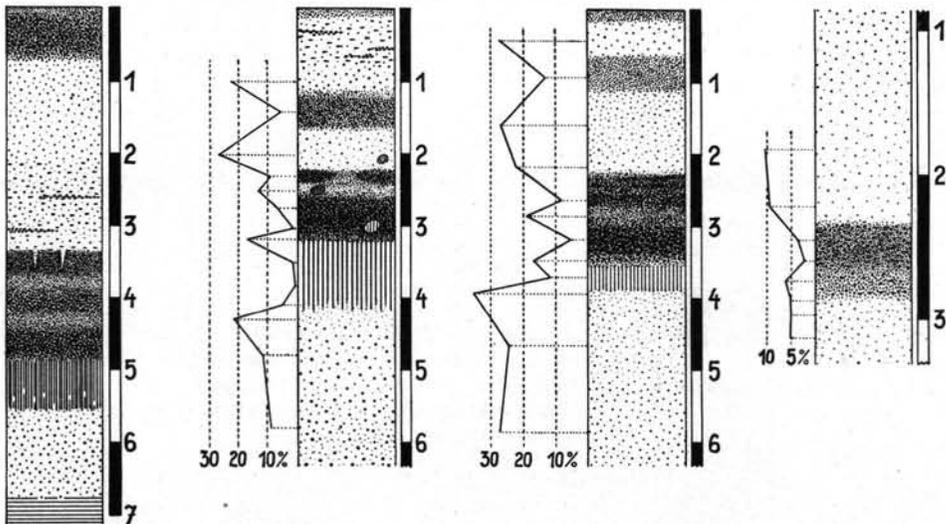


Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

Abb. 3

Fig. 1: Profil aus dem Ziegeleiaufschluß von Zellerndorf (Pulkautal).

Fig. 2: Profil aus dem Hohlweg zwischen Schleimbach und Ulrichskirchen (Marchfeld).

Fig. 3: Profil aus dem Ziegeleiaufschluß s.ö. der Straße zwischen Breitenwaid und Kleedorf (Weinviertel).

Fig. 4: Profilausschnitt eines Aufschlusses bei Kamegg am Hang hinter der aufgelassenen Ziegelei Gasselseder (Waldviertel, Kamptal).

(Kalkwerte nach Chr. Lumbe, Inst. f. Geol. u. Bodenkunde der Hochschule für Bodenkultur, Wien.)

beschrieben, aber leider nicht voll ausgewertet wurden. Breitenwaida-Kleedorf gibt gleichzeitig auch ein Beispiel für eine, allerdings nicht sehr häufig anzutreffende Variante dieses Verlehmungshorizontes. Er ist durch eine schwächere Verfärbung, kaum verändertes Lößgefüge, einen relativ hohen, aber sehr ungleichmäßig verteilten Kalkgehalt und durch eine geringe Mächtigkeit gekennzeichnet. Der trotz des deutlich ausgeprägten Ca-Horizontes verhältnismäßig hohe Kalkgehalt dürfte mit der geringmächtigen Ausbildung in einem ursächlichen Zusammenhang stehen. Eine Deutung soll weiter unten versucht werden.

Was nun die bereits kurz beschriebene Dreigliederung der „Humuszone“ betrifft, die, wie betont, auf autochthone Lößakkumulationen zurückzuführen ist, welche die Schwarzerdebildung unterbrachen, so ist diese selbstverständlich nicht in allen Profilen deutlich sichtbar ausgeprägt. Spätere Vorgänge, wie Denudation, Erosion und Solifluktion haben in vielen Profilen die ursprüngliche Abfolge zerstört und oft nur geringe Reste davon belassen. Durch lokale und, wie noch auszuführen sein wird, regionale Bedingungen konnte dieser Rhythmus der bodenbildenden Vorgänge auch gewiß nicht überall zur gleichförmigen Ausprägung gelangen. Komplette Abfolgen sind uns jedoch im gesamten Untersuchungsgebiet östlich des Mannhartsberges in guter Verteilung erhalten, im nördlichen Pulkautal (z. B. Zellerndorf, Abb. 1. Nr. 74) sowohl wie im Gebiete des Wagrams östlich der Schmida (Ruppersthal, Nr. 45, 46) als auch im zentral gelegenen Hügelland um Hollabrunn (Ober-Fellabrunn, Nr. 55) und im Osten an der March (Stillfried, Nr. 70), so daß der mögliche Einwand von zufälligen konvergenten lokalen Erscheinungen absolut entkräftet wird (6).

Die mächtigste und eindrucksvollste Ausprägung dieses eben behandelten Bodenbildungskomplexes ist in einem Aufschluß bei Stillfried zu beobachten. Eine genaue Wiedergabe und exakte Beschreibung wird von J. FINK (1954) gegeben. Hier sei dieses Profil in etwas schematisierter Form in Abb. 4 als Idealausprägung hingestellt.

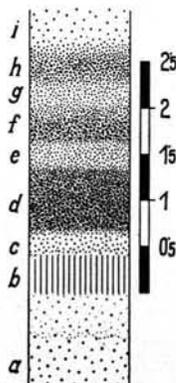


Abb. 4. Leicht schematisierter Ausschnitt des Lößaufschlusses beim Haus Nr. 6 in Stillfried a. d. March als Idealprofil des wärmezeitlichen Bodenbildungskomplexes (Zonen b—h).

Die charakteristische Abfolge dieses fossilen Bodenbildungskomplexes zwingt mehr oder minder zu folgendem Deutungsversuch: Nach einer Lößablagerung während einer Kaltzeit folgte eine Wärmephase, in deren Verlauf die obersten Partien des Lösses oder eines anderen die damalige Landoberfläche bildenden Gesteines verlehmt wurden (bis zu einer Tiefe von maximal 1 m), wobei u. a. der ursprüngliche Kalkgehalt nach unten abgeführt und in Form eines Inkrustationshorizontes angereichert wurde. Da dieser Verlehmungshorizont aber stets ein noch deutlich erhaltenes Lößgefüge aufweist, kann dieser, trotz Ähnlichkeit in Farbe und allgemeinem Habitus, nicht etwa mit den unteren, d. h. B-Horizonten

podsolierter Lehme der Waldsteppe gleichgesetzt werden, noch kann er, wie bereits ausführlicher dargelegt, als Degradationshorizont der Schwarzerde betrachtet werden. Auch der von FLOROV und PELISEK vertretenen Auffassung, die den rotbraunen Verlehmungshorizont als Ergebnis einer Degradation eines ursprünglichen Schwarzerdehorizontes und den darüberliegenden humosen Horizont als erneute Schwarzerdebildung, als „Regradation der Schwarzerde“ ansahen (7), kann nicht zugestimmt werden. Wie schon LAIS (S. 140) sagt, ist es „nicht gelungen, Beweise dafür zu finden, daß der rotbraune Lehm durch die Degradation eines ursprünglich vorhanden gewesenen Schwarzerdebodens entstanden ist... Die Entstehung eines rötbraunen Bodens kann sich in der Tat auch unabhängig von einem Schwarzerdeboden, das heißt aus dem Muttergestein unmittelbar vollziehen.“ Hierin stimme ich LAIS absolut zu, doch vermag ich nicht seiner Meinung beizupflichten, wenn er diese Verlehmungszone als unter Waldbedeckung unmittelbar entstandene Braunerdebildung auffaßt. Die kaum veränderte Lößstruktur dieser Verlehmungszone, die lediglich zarte Röhren ehemalige Wurzeln einer Gras- und Kräuterflora, bestenfalls die Wurzelröhren einer Halbstrauchvegetation erkennen lassen, sprechen absolut dagegen. Damit soll freilich nicht geleugnet werden, daß zur Bildungszeit dieser Verlehmung Gehölzbestände — vielleicht auch Wälder — existierten, doch dürften diese nur auf günstigen Standorten, vorwiegend in Talniederungen und Auen entlang der Flüsse gestockt haben. Für die verlehnten Lößkuppen des Weinviertels und Marchfeldes ließen sich jedenfalls keinerlei Belege für eine Gehölzbestockung finden. Die Wurzelröhren einer Koniferenart (*Pinus sp.*) im Löß knapp unterhalb des fossilen Bodens (vgl. Abb. 5) bei Groß-Engersdorf (Nr. 66 der Karte in Abb. 1) stellen eine aus-



Abb. 5. Mit Schwarzerde gefüllte Baumwurzelröhren im Löß unterhalb der fossilen Bodenbildung bei Groß-Engersdorf. Die in der linken Bildhälfte nach unten ziehende ehemalige Wurzel (die dunkle Röhrenfüllung ist kalküberzogen) windet sich in der Bildmitte um einen älteren Wurzelgang. Im Bilde rechts unten die Ausmündung eines durch die Erosion unterirdisch abfließender Wasser entstandenen röhrenartigen Kanals inmitten (!) der Lößwand. Aufn. v. Verf.

gesprochene Rarität dar (8), besagen jedoch nicht viel, da vereinzelte Vorkommen von Gehölzen auch während der glazialen Lößbildungszeit gewiß vorhanden waren, wie u. a. auch die zahlreichen Holzkohlefunde in jungpaläolithischen Kulturschichten beweisen. Fest steht m. E. nur, daß diese Verlehmung unter dem Einfluß eines warmen und wohl auch niederschlagsreicheren Klimas entstanden ist. Die Niederschläge dürften jedoch nur auf bestimmte Jahreszeiten beschränkt ge-

wesen sein und dazwischen dürften Zeitspannen arider Klimabedingungen geherrscht haben, welche die auffallende Rotfärbung bedingten. Diese Verlehmungszone ist m. E. mit der Schwarzerdebildung sehr nahe verwandt und unterscheidet sich von dieser lediglich durch einen anderen jahreszeitlichen Klimagang.

Die fossile Schwarzerde dürfte unter Klimabedingungen gebildet worden sein, die kurz folgendermaßen charakterisiert werden können: Die Hauptmenge der im ganzen Jahre etwa 400 bis höchstens 600 mm messenden Niederschläge fiel im Frühling und Frühsommer, so daß ein üppiger Graswuchs gedeihen konnte, der während des extrem niederschlagsarmen heißen Sommers infolge der starken Verdunstung, d. h. Austrocknung des Bodens, abstarb, aber nur mangelhaft zersetzt wurde. Der strenge, niederschlagsarme und auch wegen des Frostes trockene Winter verhinderte weiterhin den Abbau der Humussubstanzen und die Destruktion des Bodens. Die Bildung der besagten Verlehmungszone könnte so gedacht werden, daß durch die winterliche Durchfeuchtung des Bodens eine dichte Gras-, Kräuter- und Halbstrauchflora wohl existieren konnte, welche aber bald abstarb bzw. bis auf trockenheitsbeständige Arten eingeschränkt wurde, da sehr früh im Jahr ausgesprochen aride Bedingungen einsetzten, die lediglich von kurzfristigen, durch monsumartige Winde hervorgerufene Regen im Mittsommer unterbrochen worden sein dürften. Die Wirkung eines solchen Sommerregens auf die Bodenfeuchtigkeit wurde infolge der hohen Temperaturen durch die Verdunstung mehr als ausgeglichen und verhinderte das Aufkommen eines anspruchsvolleren Pflanzenwuchses. Eine Destruktion des Bodens fand dadurch nicht statt, wohl aber eine Abfuhr des primären Kalkanteiles nach unten und eine weitgehende Zersetzung der organischen Substanzen, die auch während der vermutlich relativ milden und wohl auch etwas niederschlagsreicheren Wintermonate weiter vor sich gegangen sein dürfte.

So entstand ein ganz spezifischer und in seiner Art einmaliger pleistozäner Bodentyp, der sich mit postglazialen Bodenbildungen kaum wirklich vergleichen läßt. Die auffallende Ähnlichkeit mit kastanienbraunen Steppenböden der süd-russischen Halbwüste ist nur eine äußere und besteht lediglich hinsichtlich Färbung und Struktur. Der fossile Boden unterscheidet sich jedoch grundlegend durch seine Entkalkung, die bei dem genannten rezenten Bodentyp nicht gegeben ist. Eine derartige Entkalkung bei ähnlicher Rotfärbung und wenig veränderter Struktur des Mutterbodens ist mir nur von rezenten Bodentypen der argentinischen Pampa und der südafrikanischen Savanne bekannt.

Nach dieser Wärmephase folgte eine gewiß nur kurzfristige Kälteoszillation, in der die vorher gebildete Verlehmung mit einer neuerlichen Lößbildung bedeckt wurde (die durchschnittliche Mächtigkeit dieser äolischen Auflage kann mit etwa 0.5 m angegeben werden). In Gebieten, die unter weniger trocken-kontinentalen Bedingungen standen oder an Stellen, die durch lokale Verhältnisse eine stärkere Durchfeuchtung des Bodens erlitten, kann diese Lößbildung durch Solifluktionshorizonte gekennzeichnet sein, d. h. durch Fließerden oder durch „gefleckte Horizonte“ (wahrscheinlich eine durch Frostsprengung und leichtes Bodenfließen entstandene Vermengung mit der liegenden Verlehmungszone) ersetzt sein.

Dieser kurzfristigen Kälteschwankung folgte wieder eine wärmere Klimaphase, in deren Verlauf der größte Teil des akkumulierten Lösses — häufig auch das ganze Schichtpaket — in eine Schwarzerde verwandelt wurde. Diese Wärmephase umfaßte zweifellos einen längeren Zeitraum, da sich an verschiedenen Profilen eine leichte Degradation nachweisen läßt, die vor allem durch eine mitunter weitgehende Entkalkung der unteren Partien des Schwarzerdepaketes gekennzeichnet ist (vgl. hierzu Abb. 3, Fig. 2). Auch das Profil von Stillfried ist hier typisch, wie die von J. FINK (1954) gegebene Karbonatkurve zeigt. Während dieses

Vorganges wurde der darunterliegenden Verlehmungszone zweifellos durch Infiltration etwas Kalk zugeführt, und auch der mitunter sehr beträchtliche Kalkgehalt in der die Verlehmungszone von der Schwarzerdebildung trennenden, d. h. erhaltenen Lößzwischenlage dürfte wohl z. T. durch einen sekundären Kalkanteil bedingt sein. Das kontinentale Steppenklimate zur Zeit der Schwarzerdebildung mit seiner im trockenen Spätsommer starken Verdunstung verursachte eine lebhaftige Bewegung des Bodenwassers, wodurch zweifellos auch der ursprüngliche Inkrustationshorizont, der sich an der Basis der Verlehmungszone bei manchen Profilen in Form von lößkindelartigen Konkretionen gebildet hatte, wieder angegriffen und aufgelöst, d. h. zu kreidigen Konkretionen (Biologlaska) umgewandelt wurde (z. B. in Zellerndorf), wobei auch, insbesondere bei geringmächtigen Verlehmungszonen, aufgelöster Kalk in diese hochgehoben wurde (wie z. B. in Breitenwaida-Kleedorf). Als Folge dieser heftigen und mehrmaligen Kalkwanderungen traten auch Umwandlungen ein, d. h. es kam zur Ausbildung von Kalzitkristallen in der Verlehmungszone.

Auf diese erste Schwarzerdebildung, die sich durch eine sehr intensive Färbung charakterisiert (die Kapillaren des noch gut erhaltenen Lößgefüges sind stets mit Kalk ausgekleidet; das Porenvolumen liegt im Durchschnitt bei 37%), folgte zweifelsfrei eine nochmalige rückläufige Klimaschwankung, in deren Verlauf wiederum eine Akkumulation von Löß vorherrschend wurde. Die danach abermals einsetzende Schwarzerdebildung, die aber gegenüber der ersten nicht nur durch einen geringeren Humusgehalt und eine hellere Färbung, sondern auch durch ein meist noch besser erhaltenes Lößgefüge unterschieden ist, scheint überhaupt unter Mitwirkung einer schwachen, aber ständigen Staubanwehung entstanden zu sein. Der Kalkgehalt ist meist bedeutend höher, als in der darunterliegenden ersten Schwarzerdebildung, und auch das Porenvolumen liegt schon näher dem des Lösses (in Ober-Fellabrunn 40%). Degradationserscheinungen sind bisher nirgends festzustellen gewesen.

Diesen beiden Zyklen folgte nun ein dritter und letzter. Wiederum wurde nach einer Phase mit vorherrschender Lößbildung eine Schwarzerde oder, vielleicht besser gesagt, ein schwarzerdeähnlicher Boden gebildet, der vermutlich unter stärkerer Beteiligung von stetig aufgewehtem Lößstaub stand, die allmählich zunahm und schließlich zu der typischen Lößbildung der neuen Kaltzeit überleitete.

Die fossilen Schwarzerdebildungen der beiden oberen Horizonte (*f* und *h* in Abb. 6) unterscheiden sich von dem unteren Schwarzerde-Horizont (*d*) durch geringeren Humusgehalt (daher auch die hellere Färbung), höheren Kalkanteil und durch ihr typisches Lößgefüge. Damit sind sie auch deutlich von rezenten Schwarzerden differenziert, die alle auch ein ausgesprochen krümeliges Gefüge aufweisen, worauf auch LAIS (S. 138) hinwies. Der Grund für diese morphologischen Unterschiede liegt m. E. in der verschiedenartigen Genetik: die fossilen Schwarzerdebildungen sind z. T. unter äolischer Staubzufuhr bei gleichzeitiger Erhöhung der Landoberfläche entstanden!

Die Übergänge zwischen den Schwarzerdebildungen und den Phasen mit vorherrschender Lößbildung sind allmähliche, und es handelt sich hierbei ganz gewiß nicht um stark differenzierte Klimaschwankungen, sondern um relativ geringfügige Oszillationen um einen Schwellenwert, der einmal die Lößbildung und dann wiederum die Schwarzerdebildung begünstigte. Die allgemeine Klimatendenz ist zweifellos eine abfallende, d. h. sich glazialen Bedingungen allmählich, besser gesagt, stufenweise nähernde. Das kann an den nach oben zunehmenden Werten des Porenvolumens und des Kalkgehaltes bei gleichzeitiger Abnahme des Humusgehaltes und der Farbintensität deutlich erkannt werden. Den Rhyth-

mus der bodenbildenden Vorgänge möchte ich in folgender Klimakurve (eigentlich Temperaturkurve) zusammenfassen (Abb. 6).

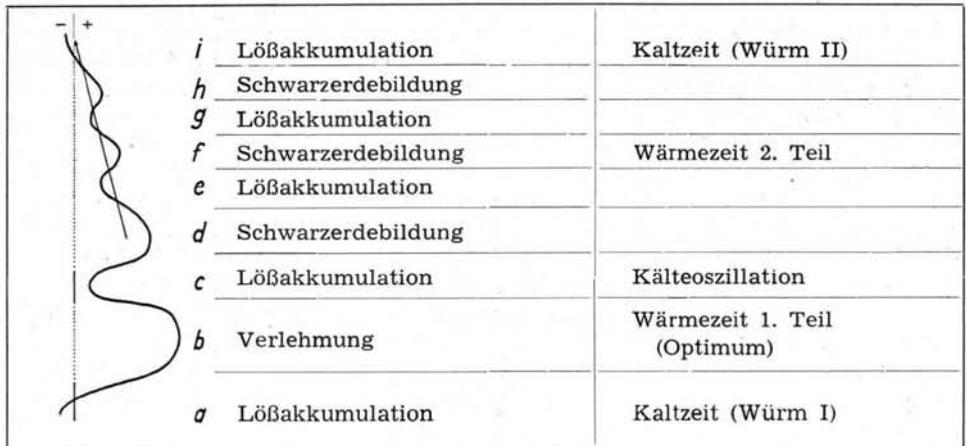


Abb. 6. Schematische Darstellung des Klimaablaufes (Wärmeganges) und der bodenbildenden Vorgänge während der F-Wärmezeit. Die Kurve ist auf einen theoretischen thermischen Grenzwert bezogen.

Die Ergebnisse verschiedener palynologischer Untersuchungen, welche die hier vertretene Auffassung weitgehendst zu unterstützen und zu ergänzen vermögen, seien hier übergangen und einer gesonderten Arbeit vorbehalten, die auch eine Neubearbeitung der jungpleistozänen Ablagerungen von Roggendorf (vgl. BRANDTNER 1949) beinhalten wird.

Wie schon betont, tritt die Dreigliederung der „Humuszone“ nicht immer voll in Erscheinung. Einmal können die geringmächtigen Lößauflagen zur Gänze von den stets danach folgenden Schwarzerdebildungen erfaßt worden sein, zum anderen können spätere Vorgänge Störungen des primären Aufbaues bewirkt haben oder durch besondere lokale Bedingungen von vornherein nicht zur Ausprägung gekommen sein. Das zeigen auch die auf Abb. 2 und 3 wiedergegebenen Profile, insbesondere das von Hollabrunn. Und in ganz besonderem Maße gilt dies für den „Restboden“ im Hohlweg bei Furth-Göttweig und nahezu alle damit analogen fossilen Bodenbildungen der näheren und weiteren Umgebung.

Die komplette oder zumindest einigermaßen vollständige Ausprägung dieses ausführlicher beschriebenen wichtigen Leithorizontes ist nur im östlichen Teil Niederösterreichs nördlich der Donau erhalten geblieben, während sie im Gebiete westlich des Höhenzuges des Mannhartsberges (in der Wachau, im Kamp- und Kremstal sowie im Gebiet um den Dunkelsteiner Wald und südlich des Tullner Beckens) nicht beobachtet werden kann. Es läßt sich ferner feststellen, daß die Mächtigkeit der „Humuszone“ von Osten gegen Westen hin zusehends abnimmt und schließlich überhaupt nicht mehr in der typischen östlichen Form ausgebildet worden zu sein scheint. Solifluktionerscheinungen verschiedenster Art haben zumeist eine völlige Abtragung der humosen Bildungen bewirkt, die nur in spärlichen Resten — linsenförmigen Einlagerungen in der Fließerde — erhalten geblieben sind, so daß über die Beschaffenheit der westlichen Ausprägung dieser humosen Bodenbildungen nichts ausgesagt werden kann. In einigen wenigen Profilen, z. B. in Paudorf (vgl. FINK 1954), lassen sich überhaupt keine Anhaltspunkte für die ehemalige Existenz humoser Bodenbildungen finden; die Verlehmungszone scheint unmittelbar in typischen Löß überzugehen. Das kann m. E. freilich

auch dadurch vorgetäuscht sein, daß ein Fließerdehorizont später wiederum durch eine äolische Abtragung entfernt wurde, so daß Verlehmung und Löß unmittelbar, aber mit zeitlichem Abstand, aufeinander folgen. Die Mächtigkeit der Verlehmungszonen nimmt dagegen im allgemeinen nach Westen hin zu, ohne dabei aber ihren Habitus wesentlich zu verändern.

Es drängt sich hierbei die Erklärung auf, daß diesen Erscheinungen klimatische Ursachen zu Grunde liegen, die regional bedingt sind. Auch heute sind das Weinviertel und das Marchfeld durch geringere jährliche Niederschlagsmengen gekennzeichnet. Dieser Raum, der dem pannonischen Florenbereich angehört, ist gegenüber dem Waldviertel, einschließlich der Wachau und dem Gebiet um und östlich des Dunkelsteiner-Waldes, die dem baltischen Florenbereich angehören, auf Grund der klimatischen Differenzierung auch heute durch andere Bodentypen charakterisiert, wie u. a. die neue Bodentypenkarte von J. FINK (1953) klar vor Augen führt. Es kann angenommen werden, daß die derzeit bestehende Klimagrenze auch während der fraglichen pleistozänen Wärmezeit in ihrer wesentlichen Linienführung bestand. Nur so sind diese faziellen Unterschiede erklärbar. Eine ähnliche, aber etwas weiter gegen Süden und Westen verschobene Klimagrenze muß auch für die darauffolgende Kaltzeit angenommen werden. Der Löß im Osten Niederösterreichs ist zweifellos unter extrem kontinentalen Bedingungen gebildet worden, denn er ist, im allgemeinen gesehen, locker gelagert, aber relativ stark verfestigt und meist sehr schneckenarm. Die Lössen südlich des Tullner Beckens und der oberen Wachau sind dagegen dichter gelagert, aber weich, häufig auch braunstichig und reicher mit Schnecken durchsetzt. Auffallend ist ferner die oft regellose Einlagerung zahlreicher Lößkindeln von mitunter bedeutender Größe, die in den Lössen des Weinviertels und des Marchfeldes fehlen.

Im niederschlagsreicheren westlichen und südwestlichen Teil Niederösterreichs hat, vermutlich während aller jungpleistozänen Perioden, die Erosion und infolge der stärkeren Durchfeuchtung auch die Solifluktion ein größeres Ausmaß erreicht und sich auf die Erhaltung fossiler Bodenbildungen bestimmend ausgewirkt. Im kontinental-trockenen Weinviertel und insbesondere im Marchfeld haben Solifluktionserscheinungen im Löß nur eine sehr untergeordnete, lokale Rolle gespielt und sind nur in wenigen Profilen zu beobachten. Eiskeile, wie sie im Profil von Weinsteig (vgl. FINK 1954) festgestellt werden konnten, haben — außer den Frostspalten im Profil von Zellerndorf (siehe Abb. 3, Fig. 1), das unter ähnlichen Durchfeuchtungsverhältnissen stand — bisher noch keine weiteren Entsprechungen gefunden. Die von J. BÜDEL (1951, S. 25) erkannte Gesetzmäßigkeit in der Abfolge von Fließerde und Lößbildung ist auch im niederösterreichischen Untersuchungsgebiet klar zu erweisen, doch hat hier infolge der mangelnden Durchfeuchtung dieser Rhythmus nicht immer in Erscheinung treten können, so daß zwischen Bodenbildung und nachfolgender Lößbildung tatsächliche allmähliche Übergänge festzustellen sind und nicht bloß solche, die durch Verschleppungen durch Fließerden vorgetäuscht sind. Man wird vielmehr in vielen Fällen schwach geköpfter Bodenprofile sogar Denudation, äolischen Abtrag, dafür verantwortlich machen können. Naßböden, wie sie H. FREISING (1951) in württembergischen Lößprofilen nachweisen konnte, fehlen in Niederösterreich, anscheinend auch im Westen, völlig! Ein unmittelbarer Vergleich der Untersuchungsergebnisse oder gar eine Übertragung der in Niederösterreich festgestellten Gliederung auf andere Gebiete und umgekehrt ist daher schlechtweg unmöglich. Wenn sich schon in einem relativ so eng begrenzten Raume ein derartiger Wechsel der Fazies — dieser sonst so gangbare geologische Begriff hat m. E. in der Lößforschung bisher noch zu wenig allgemeinen Eingang gefunden — feststellen läßt, um wie viel mehr müssen bei der klimatischen Differenzierung weit voneinander gelegener Ge-

bierte fazielle Unterschiede in der Bodenausbildung zum Ausdruck kommen; und das gilt nicht bloß für den eben ausführlicher besprochenen Leithorizont.

Neben diesem kann — durch ein Lößstockwerk getrennt — eine zweite Bodenbildung unterschieden werden, die überall, wo sie aufgeschlossen ist, denselben unterlagert, also älter ist. Es handelt sich hierbei um jenen fossilen Boden, der erstmals in einem Aufschluß am Hundssteig bei Krems a. d. Donau erkannt und von GÖTZINGER als „Kremser Verlehmungszone“ bezeichnet wurde. Diese Verlehmungszone unterscheidet sich von dem Verlehmungshorizont des zuerst beschriebenen Bodenbildungskomplexes vor allem durch eine größere durchschnittliche Mächtigkeit und weitaus intensivere Rotfärbung. Das völlig vernichtete ursprüngliche Lößgefüge und die restlose Entkalkung lassen nicht nur auf einen stärkeren Verwitterungsgrad, sondern auch auf einen weitaus längeren Zeitraum der Bodenbildung schließen, die unter wesentlich anderen klimatischen Bedingungen vor sich gegangen sein mußte. Die im bergfeuchten Zustande oft ziegelrot gefärbte Verlehmungszone behält auch nach Austrocknung ihren Farbwert, zerfällt dabei jedoch in scharfkantige Tonerdeaggregate. Die speckig glänzenden Spaltflächen zeigen Mangananflüge. Durch die tiefgreifende Verwitterung hat eine sehr wesentliche Veränderung des Korngrößenaufbaues des ursprünglichen Lösses stattgefunden, die sich durch eine markante Dominanz des Kolloidtones ausdrückt. Die Verwitterungsintensität gibt sich ferner auch durch eine bedeutendere Anreicherung von Eisen- und Aluminiumoxyd zu erkennen.

Die Verlehmungszone geht fast immer nach oben hin allmählich in eine sepia-braune, leicht humose Ausprägung über (der Humusgehalt ist jedoch nur in Spuren nachweisbar), die meist aber nur wenige Dezimeter mächtig ist und sich im Gefüge durch nichts von dem basalen Verlehmungshorizont unterscheidet. Mitunter weist diese humose Schichte auch einen minimalen Kalkgehalt auf. Dieser ist in Form eines Pseudomyzeliums auf den Spaltflächen zu beobachten und zweifellos sekundären Ursprungs. Der humose Horizont im Hangenden der häufig bis zu 2 m mächtigen Verlehmung hat somit mit einer Schwarzerdebildung, wie sie weiter oben beschrieben wurde, nichts gemein und kann auch mit einer solchen nicht verwechselt werden!

Im gesamten Untersuchungsgebiet ist der mächtig entwickelte fossile Boden von sehr uniformem Habitus, und es konnten bisher keinerlei regionale, d. h. fazielle, Unterschiede festgestellt werden. Daraus kann geschlossen werden, daß während der Bildungszeit dieses Bodentyps, für den sich nur im mediterranen Raum Entsprechungen finden lassen, ganz Niederösterreich unter einheitlichen klimatischen Bedingungen stand, die ähnlich denen der heutigen Mittelmeerländer beschaffen gewesen sein mußten. Die Kremser Bodenbildung unterscheidet sich demnach von dem darüberliegenden jüngeren Bodenbildungskomplex in jeder Beziehung. Ähnlich ist lediglich die Ausbildung des Ca-Horizontes, der ebenfalls vorwiegend in Form einer leicht zerreibbaren weißen, kreidigen Schichte die „Verlehmungszone“, d. i. der mächtig entwickelte B-Horizont dieser Bodenbildung, unterlagert; lößkindelartige Konkretionen, wie sie in der Regel in den westdeutschen Lößgebieten unter den Verlehmungshorizonten anzutreffen sind, konnten bisher weniger häufig beobachtet werden. Daraus ist wohl zu schließen, daß auch diese ausgesprochene Warmzeit in Niederösterreich unter gewissen kontinentalen oder wenigstens zeitweise semiariden Klimateinflüssen stand.

Neben diesen beiden voneinander deutlich zu unterscheidenden Horizonten fossiler Bodenbildung tritt in niederösterreichischen Lößablagerungen noch eine dritte, allerdings seltener anzutreffende Bodenbildung in Erscheinung, die stets über dem zuerst beschriebenen Bodenbildungskomplex beobachtet werden kann, also den jüngsten fossilen Boden darstellt. Es ist das unbestreitbare Verdienst

G. GÖTZINGER's, diese ziemlich unauffällige Bodenbildung erstmals in einem Aufschluß bei Paudorf südlich von Göttweig erkannt zu haben. Der von ihm eingeführte Terminus „Paudorfer Verlehmungszone (bzw. Leimenzone)“ wird den tatsächlichen Gegebenheiten freilich nicht ganz gerecht. Ich habe 1950 (S. 104) von einer „durch Humusanreicherung dunkel gefärbten Lößzone“ gesprochen, muß aber heute zugeben, daß diese Definition nicht ganz zutreffend ist.

Die P a u d o r f e r B o d e n b i l d u n g ist ein pedologisch schwer faßbarer, zu meist schwach und keineswegs einheitlich ausgebildeter Horizont (9). Die Ausprägung desselben variiert nicht nur regional, sondern — wie vor allem die Aufschlüsse von Stillfried zeigen — auch lokal auf engstem Raum. Auf eine Wiedergabe der Profile kann hier verzichtet werden, da von J. FINK (1954) eine präzise Darstellung gegeben wird. Hier sei nur festgestellt, daß sich diese fossile Bodenbildung als eine schwach braun gefärbte, leicht humose, dünne Lage im Löß zeigt. Das Lößgefüge ist vollständig erhalten. An einer Stelle ist dieser gewiß nur unter sehr gemäßigten klimatischen Bedingungen entstandene Boden durch eine geringe Entkalkung gekennzeichnet, in einem anderen, benachbarten Aufschluß ist er, trotz absolut gleichem Habitus, nach den Angaben FINK's (1954) fast zur Gänze entkalkt. Eine Deutung dieser Tatsache fällt schwer, denn eine solche wie in Stillfried beobachtete Kalkfreiheit konnte bisher noch an keinem anderen Aufschluß festgestellt werden und scheint auch im Widerspruch zu dem völlig erhaltenen Lößgefüge und der kaum merkbaren Verfärbung zu stehen. Die Bodenbildung geht nach oben und unten allmählich in primär gelagerten Löß über, Störungen durch Solifluktion sind nicht feststellbar — es könnte bestenfalls äolischer Abtrag angenommen werden; ein Ca-Horizont ist nicht sichtbar ausgeprägt. Ob diese seltsame Ausprägung vielleicht mit den eingelagerten Holzkohleflitterchen und kleinen angebrannten Knochenstückchen, die einen in unmittelbarer Nähe gelegenen paläolithischen Lagerplatz vermuten lassen (10), in einem ursächlichen Zusammenhange steht, läßt sich, zumindest vorderhand, wohl kaum entscheiden.

Im Profil von Breitenwaida-Kleedorf (Abb. 3, Fig. 3) ist die Paudorfer Bodenbildung in Form einer rd. 50 cm mächtigen, schwach rötlich getönten ockerbraunen Schichte im Löß ausgebildet. Auch hier hat das primäre Lößgefüge keine Veränderung erfahren. Die den Boden wirt durchziehenden Kapillaren sind — ähnlich wie in den darunter liegenden Schwarzerdebildungen des älteren Bodenbildungskomplexes — mit Kalksinter ausgekleidet. Der Kalkgehalt beträgt in der ganzen Bodenbildung rund 12%, ist jedoch ungleichmäßig verteilt. Der Kalkanteil des Lösses unter- und oberhalb der Bodenbildung liegt gleichbleibend bei 28%; es ist somit eine 58%ige Reduzierung des primären Kalkgehaltes gegeben, was m. E. auf eine etwa 70%ige ursprüngliche Entkalkung schließen läßt. Von dem jetzt nachweisbaren Kalkgehalt von 12% ist also etwa ein Drittel als Neubildung anzusehen, die mit der Zirkulation des Bodenwassers sekundär in den Kapillaren abgesetzt wurde; der vom Verwitterungsvorgang belassene primäre Kalkanteil — „Restkalk“ — ist mit $\pm 8\%$ anzusetzen. Dieser genügt — insbesondere bei Annahme gemäßigter Klimabedingungen —, um die alkalische Reaktion des Bodens zu erhalten und damit seine Auswaschung zu verhindern. Diese Bodenbildung nimmt sonach in ihren Eigenschaften sozusagen eine typologische Mittelstellung zwischen Verlehmung und Schwarzerdebildung des tiefer gelegenen Komplexes ein, ähnelt und unterscheidet sich zu etwa gleichen Teilen von dieser und jener. Wichtig erscheint auch die Feststellung, daß dieser Boden durch keinen nachweisbaren Ca-Horizont unterlagert wird und nach oben sowohl als auch nach unten ganz allmählich in den primär gelagerten typischen Löß übergeht.

Im Profil von Schleinbach-Ulrichskirchen (Abb. 3, Fig. 2) liegt zu oberst dagegen ein Boden vor, der seinem ganzen Habitus nach einer Schwarzerdebildung

viel näher steht. Seine Farbe ist im bergfeuchten Zustand ein sattes Braun, das jedoch bei Austrocknung wesentlich heller wird und eine etwas rötliche Nuance erhält. Der ebenfalls rund 50 cm mächtige Boden führt keinen Ca-Horizont, sondern geht nach unten allmählich in den typischen primär gelagerten Löß über. Auch nach oben hin ist ein ebensolcher allmählicher Übergang festzustellen, der ganz besonders durch die Spuren starker Regenwurm-tätigkeit charakterisiert wird und jeden Zweifel an einer autochthonen Bildung ausschließt. Der schwarzerdeähnliche Boden zeigt in seinem vorzüglich erhalten gebliebenen Lößgefüge jedoch keine nennenswerten Kalkauskleidungen.

In einem Aufschluß bei Röschitz (Nr. 73 in Abb. 1) ist in gleicher Position eine ganz ähnliche, aber schwächer ausgeprägte Bodenbildung zu beobachten. Der im bergfeuchten Zustand hellbraun verfärbte, an der ausgetrockneten Lößwand jedoch mehr rötlich erscheinende, nur etwa 30 cm mächtige Boden, hebt sich vom Löß nur sehr undeutlich ab. Auch hier ist das Lößgefüge völlig erhalten, aber ohne sichtbare Kalkauskleidungen. Der ungleichmäßig verteilte Kalkgehalt beträgt rund ein Drittel von dem des darunterliegenden Lösses. Ein Ca-Horizont ist nicht ausgebildet.

Die klimatischen Bedingungen, unter denen die hier beschriebenen Böden gebildet worden waren, können sich gegenüber der glazialen Lößbildungszeit m. E. nur durch eine relativ geringe Wärmezunahme und Steigerung der Niederschlagsmengen ausgezeichnet haben. Eine Wiederbewaldung auf den Böden ist undenkbar; der Bewuchs bestand ziemlich gewiß nur aus Gräsern und Halbsträuchern und dürfte sich von dem der glazialen Lößsteppe kaum wesentlich unterscheiden haben. An günstigen Standorten dürften aber wohl geschlossene, jedoch keineswegs dichte Baumbestände anspruchsloserer Arten existiert haben.

Etwas anders geartet ist dieser Bodenbildungshorizont (9) im westlichen Teil Niederösterreichs. In Kamegg (Nr. 36 in Abb. 1) zeigt die „Paudorfer Bodenbildung“ eine gewisse Gliederung (vgl. Abb. 3, Fig. 4): Über einer rötlichbraunen, rund 20 cm mächtigen Schichte folgt mit ziemlich raschem Übergang eine rund 30 cm mächtige, im bergfeuchten Zustand intensiv sepiabraun gefärbte, leicht humose Ausbildung, die nach oben allmählich in einen primär gelagerten Löß übergeht. Das Lößgefüge scheint in beiden Horizonten etwas verändert. Der Boden erscheint im Vergleich zu den Ausprägungen im Weinviertel und Marchfeld dichter, doch liegt dieser Erscheinung die hier etwas abweichende primäre Lößstruktur zu Grunde. Der Löß des oberen Kamptales ist, wie schon erwähnt, dichter gelagert, leicht feinsandig und weist, wie auch aus der gegebenen Abbildung hervorgeht, einen auffallend geringen Kalkgehalt auf. Daher dürfen die absoluten Kalkwerte der Bodenbildung nicht als eine intensivere Verwitterung, d. h. Entkalkung, aufgefaßt werden; der Entkalkungsgrad ist im Verhältnis keineswegs höher, im Gegenteil sogar niedriger. Wie aus der gegebenen Karbonat-Kurve deutlich wird, führt auch diese einer „Verlehmungszone“ äußerlich so ähnliche Bodenbildung keinen Ca-Horizont. Der rötlichbraune Unterteil des Bodens mit einem sehr ungleichmäßig verteilten, aber konstanten Kalkwert von 6.3% (es wurden mehrere Proben aus dem gleichen Bodenhorizont untersucht) erweist sich kalkreicher als der liegende Löß. Dagegen weist der humose Bodenoberteil auffallend geringe Kalkwerte auf: zu oberst 3.6% (ebenfalls sehr ungleichmäßig verteilt), unten sogar nur 2.4%. Diese merkwürdige Kalkverteilung ist wohl nur so zu erklären, daß der Kalkgehalt des rötlichbraunen Unterteils sekundärer Herkunft ist, d. h. zum Teil aus dem humosen Oberteil stammt. Es ist daher vom pedologischen Standpunkt aus kaum vertretbar, diesen rötlich gefärbten Unterteil als B-Horizont des humosen Oberteiles anzusehen; jedenfalls kann eine solche Erscheinung an keinem rezenten Boden wahrgenommen werden. Da die Entste-

hung dieses rotbraunen Unterteiles der fossilen Bodenbildung nur unter weitgehenderer Abfuhr des primär vorhanden gewesenen Kalkgehaltes gedacht werden kann, der in einem dem Entkalkungsumfange adäquaten Ca-Horizont angereichert worden war, muß der im rotbraunen Unterteil nachzuweisende relativ hohe Kalkanteil eine Neubildung sein. Er wird wohl aus dem ursprünglich vorhanden gewesenen, aber infolge der geringen Kalkmengen kaum ausgeprägten Kalkilluvium stammen, das unter der Einwirkung starker Verdunstung während der Bildungszeit des humosen, schwarzerdeähnlichen Bodenoberteils hochgehoben und im rotbraunen Unterteil wieder — ungleichmäßig — verteilt wurde. Da der Kalkgehalt des von der Bodenbildung erfaßten Lösses aber primär nur $\pm 5,3\%$ betragen haben konnte, muß der im rotbraunen Unterteil heute feststellbare Kalk-„Überschuß“ von wenigstens 1% (das ist bei der Kalkarmut des liegenden Lösses immerhin ein Fünftel des Gesamtanteiles!) aus dem humosen Bodenoberteil stammen, der insbesondere in seinen unteren Lagen stärker entkalkt ist.

Aus alledem ist jedenfalls abzuleiten, daß der Entstehung des rotbraunen Horizontes, der seinem Habitus nach am ehesten mit dem eines rezenten kastanienbraunen Steppenbodens verglichen werden kann, ein zweiter bodenbildender Vorgang gefolgt sein mußte, der zur Ausbildung des humosen, schwarzerdeähnlichen Horizontes führte. Beide Horizonte bilden jedoch — im Gegensatz zum darunter liegenden Bodenbildungskomplex — insofern eine Einheit, da der humose Horizont nicht als eine unabhängige, etwa aus einer Lößauflage hervorgegangene Neubildung aufgefaßt werden kann, sondern ziemlich zweifelsfrei aus dem ursprünglich rund 50 cm mächtigen rotbraunen Steppenboden (11) durch eine Art von „Regradation“ hervorgegangen sein dürfte, die unter dem Einfluß geänderter klimatischer und floristischer Bedingungen die obersten 30 cm des Bodens schwach humifizierte. Dieser Vorgang führte mit einer lebhafteren Aufwärtsbewegung des Bodenwassers dem mäßig entkalkten rotbraunen Bodenunterteil wieder Kalk zu. Durch eine später einsetzende leichte Degradation der humosen „Bodensekundärbildung“ wurde aber wieder etwas Kalk nach unten abgeführt, wodurch der rotbraune „Primärboden“, d. i. Bodenunterteil, „übersättigt“ wurde. Die fossile Bodenbildung von Kamegg stellt somit, trotz der visuellen Ähnlichkeit mit degradierten Schwarzerdeböden, sozusagen ein „umgekehrtes Profil“ im pedologischen Sinne dar, was aber durch die vermutliche Temperaturabnahme bzw. durch die rückläufige Klimaentwicklung in der zweiten Hälfte dieser Wärmezeit verständlich erscheint.

So problematisch dieser Deutungsversuch auch sein mag, so wird doch eines klar unter Beweis gestellt: diese fossile Bodenbildung unterscheidet sich in allen ihren Merkmalen deutlich von den älteren Bodenbildungen und ist ohne jeden Zweifel unter dem Einfluß eines die glaziale Lößakkumulation unterbrechenden wärmezeitlichen Klimas autochthon entstanden. Die von FREISING mit Nachdruck (12) verfochtene Meinung, die „Paudorfer Bodenbildung“ sei durch Aufarbeitung und Verschleppung der „Göttweiger Bodenbildung“ entstanden, d. h. werde durch Fließerden bloß vorgetäuscht, ist irrig. Eine derartige Argumentation widerlegt sich überdies selbst, weil das Vorhandensein eines durch Fließerden gekennzeichneten Horizontes mitten im primär gelagerten Löß allein schon einen klimatischen Unterbruch der glazialen Bedingungen anzeigen würde, ganz abgesehen von verschiedenen anderen Einwänden, die erhoben werden können, hier aber übergangen seien, da die tatsächlichen Gegebenheiten im Gelände, die Herr FREISING zuerst hätte prüfen müssen, deutlich genug für sich sprechen und nur eine Interpretation in der hier vertretenen Art zulassen.

Das wird auch durch das Bodenprofil des namengebenden Aufschlusses unterstrichen. Wie die sorgfältigen Untersuchungen J. FINK's (1954) zeigen, kann auch

im Profil von Paudorf von keinem durch Fließerden vorgetäuschten Horizont (9) die Rede sein. Die Gliederung dieses fossilen Bodens in einen schwach humosen, bräunlich gefärbten Oberteil und einen mehr rötlichbraunen Unterteil mit einem dazwischen geschalteten „gefleckten Horizont“, d. h. einer wahrscheinlich durch Einwirkung von Bodenfrost entstandenen Vermischungszone, lassen, ebenso wie der hier ausnahmsweise vorhandene, aber kaum sichtbare Ca-Horizont, keinen Zweifel hinsichtlich seiner autochthonen Entstehung offen. Die hier zu beobachtende Gliederung des Bodens weicht wohl etwas stärker ab und die Entstehung des „gefleckten Horizontes“ ist — sollen nicht rein lokale Ursachen angenommen werden — schwer deutbar und soll vorderhand auch gar nicht versucht werden, doch im allgemeinen Habitus fügt sich auch dieser Boden zwanglos in die Reihe der anderen dem gleichen stratigraphischen Horizont angehörenden Bildungen ein. Das völlig erhaltene Lößgefüge, die schwache Färbung des Bodens, der sich damit nur undeutlich vom liegenden und hangenden Löß abhebt und die geringe Mächtigkeit sind typische Merkmale, ebenso wie die schon erwähnte und stets zu beobachtende Eigenschaft des humosen Oberteiles, nämlich bei Austrocknung, insbesondere in gegen Osten exponierten Aufschlüssen, durch Oxydation der Humuskolloide den gleichen rötlichen Farbton wie der Bodenunterteil anzunehmen.

Dieses Erscheinungsbild ist überall, wo die „Paudorfer Bodenbildung“ aufgeschlossen ist, mehr oder minder das gleiche, wenn auch im Hinblick auf Kalkgehalt, Fleingliederung etc. gewisse lokale und anscheinend auch regionale Differenzierungen zu beobachten sind. Die nicht ganz uniforme Ausprägung kann bei weniger eingehenden Untersuchungen, die sich noch dazu auf ein nur geringes Beobachtungsmaterial stützen können, zu Verwechslungen führen, wie solche in der Tat auch unterliefen. Der zur Verfügung stehende Raum verbietet es, hier im Detail darauf einzugehen; es sei daher nur kurz vermerkt, daß die Paudorfer-Bodenbildung im Profil des Laaerberges bei Wien sowie im Ziegeleiaufschluß von Groß-Mugl und Weisteig nicht vorliegt. Die von LAIS (S. 147, 148) gemachten Angaben beruhen, wie auch aus dem Text entnommen werden kann, nicht auf Autopsie.

Die Paudorfer Bodenbildung ist seltener anzutreffen als der ältere Bodenbildungskomplex, aber immerhin häufiger, als es bisher den Anschein hatte. Im Gebiet zwischen Eggenburg und Straning konnte ich mehrmals diesen fossilen Boden knapp unterhalb der rezenten Krume, an günstigen Stellen noch von etwas Löß bedeckt, antreffen (diese Vorkommen sind noch nicht näher untersucht und in der Karte Abb. 1 nicht eingetragen), ebenso zwischen Klein-Weikersdorf und Mailberg. Diese fossile Bodenbildung ist stets sehr nahe der heutigen Oberfläche und nur selten von einer mächtigeren Lößschichte bedeckt; oft ist sie durch die restlose Abtragung der Lößdecke bloßgelegt und bildet somit stellenweise den heutigen Boden, d. h. täuscht eine rezente Bodenbildung vor. Dies ist insbesondere an stark geneigten, regelmäßigen Winden ausgesetzten Hängen mit pleistozänem Feinrelief festzustellen. Weder die Quartärgeologie noch die Bodenkunde haben sich bislang mit dieser Erscheinung näher befaßt; man betrachtet im allgemeinen jeden Boden, der heute oberflächlich ansteht, als rezente beziehungsweise postglaziale Bildung, was aber keineswegs immer zutrifft. In vielen Gebieten Niederösterreichs — das werden zukünftige Untersuchungen noch unter Beweis zu stellen haben — stellen fossile Böden, insbesondere die Paudorfer Bodenbildung, einen nicht unwesentlichen Anteil des rezenten Ackerbodens.

Daraus ergibt sich eine beachtliche Abtragung während des Holozäns, die bis heute anhält, ja im Gegenteil durch die Inkulturnahme immer weiterer Geländeteile und die Vernichtung der schützenden Rasendecke, besonders im Weinviertel und Marchfeld, ein Maximum erreicht hat. Und daraus ergibt sich des weiteren,

daß das oberste Lößstockwerk nicht immer das letzte und jüngste zu sein braucht und in den meisten Fällen auch tatsächlich nicht ist.

IV. Stratigraphische Auswertung

Wie aus den obigen Darlegungen hervorgeht, können in Niederösterreich (neben anderen, hier nicht behandelten älteren Bodenbildungen) drei fossile Böden deutlich voneinander geschieden werden, die vorläufig als Kremser, Fellabrunner und Paudorfer Bodenbildung bezeichnet werden sollen. Ihre Bedeutung und ihr Aussagewert für die Pleistozänstratigraphie braucht hier nicht näher begründet zu werden. Umstritten ist lediglich ihre Altersstellung, d. h. ihre Einordnung in die allgemeine Eiszeitabfolge. Da eine allgemein gültige und anerkannte Stratigraphie jedoch nicht existiert, im Gegenteil die verschiedensten Auffassungen und Meinungen vertreten werden, die eine zwanglose Ein- oder Zuordnung verhindern, muß eine Neuordnung versucht werden, gilt es, vom Gegenstand der Untersuchung her eine Gliederung zu treffen.

Die relativchronologische Stellung der fossilen Landoberflächen ist durch das Lagerungsverhältnis eindeutig gegeben. Die Kremser Bodenbildung ist, im Rahmen der hier aufgeworfenen Fragestellung, der älteste, zugleich auch mächtigste und am stärksten ausgeprägte Horizont (9). Wie dargelegt, ist die Entstehung nur in einer Warmzeit denkbar, und zwar unter Klimabedingungen, die ähnlich denen der heutigen Mittelmeerländer beschaffen gewesen sein mußten. Die beiden jüngeren Bodenbildungen können dagegen nur unter weitaus gemäßigteren Klimaeinflüssen kontinentalen Charakters entstanden sein, d. h. in Wärmezeiten, in denen die Steppe herrschte; dichtere Baumbestände sind nur an günstigen Standorten denkbar, lockere, lichte Wälder lediglich entlang der Flüsse und in feuchten Talniederungen.

Die Kremser Bodenbildung ist als Ausdruck einer ausgesprochenen Waldzeit aufzufassen, sie ist somit die letzte, der Nacheiszeit vorangegangene, echte Waldzeit; in ihr lag das letzte Klimaoptimum, das auch von dem des Postglazials nicht annähernd erreicht worden war. Diese Warmzeit umfaßte zweifellos einen ungleich längeren Zeitraum, als für die Entstehung der beiden jüngeren Bodenbildungen als notwendig angenommen werden kann, und dürfte vermutlich auch die Dauer des Postglazials bei weitem übertroffen haben.

Daraus ist mit großer Sicherheit zu schließen, daß während der Bildungszeit dieses Bodens ein allgemeiner Gletscherrückgang erfolgte, die Schneegrenze noch höher lag, als zur Zeit des postglazialen Klimaoptimums.

Der Fellabrunner Bodenbildungskomplex, charakterisiert durch einen deutlichen Kälteeinbruch und zwei Oszillationen mit vorherrschender Lößbildung, umfaßte — wie schon betont — einen gewiß weitaus geringeren Zeitraum. Diese F-Wärmezeit, wie ich sie kurz bezeichnen möchte, stand unter sehr schwankenden Klimabedingungen, die weit unter den optimalen Klimaverhältnissen der vorangegangenen Warmzeit gelegen haben mußten und auch nicht die der postglazialen Wärmezeit erreichten. Der kontinentale Klimacharakter und die mehrmaligen Klimarückschläge verhinderten eine allgemeine Wiederbewaldung. Die Dauer der einzelnen Wärmephasen war außerdem vermutlich viel zu gering, um anspruchsvolleren Pflanzenarten eine Einwanderung und Ausbreitung zu gestatten. Es ist daher anzunehmen, daß sich die F-Wärmezeit auch im Gletscherhaushalt ähnlich ausdrückte. Die einzelnen Wärmephasen konnten infolge der relativen Kurzfristigkeit und der teilweisen Aufhebung durch die stets darauffolgenden Kälteoszillationen gewiß nicht richtig zur Auswirkung kom-

men, so daß es nur zu einem relativ geringen Gletscherrückzug gekommen sein dürfte.

Die Paudorfer Bodenbildung, die, wie dargelegt, als Ausdruck einer sicherlich nur ganz kurzen Wärmezeit aufgefaßt werden kann, die keine Wiederbewaldung, sondern nur an günstigen Standorten lockere Gehölzbestände zuließ, mochte sich dagegen vielleicht bloß in Form einer minimalen Gletscherschwankung ausgewirkt haben. Ein stärkerer Gletscherrückzug ist kaum anzunehmen, denn ehe die Gletscher auf die veränderten Klimaverhältnisse reagierten, waren diese — zumindest in ihrer maximalen Wirksamkeit — bereits vorbei.

Ist es von vornherein gar nicht zu erwarten, daß sich eine im Periglazialraum nachweisbare Gliederung in ebensolcher Deutlichkeit auch im Bereiche der glazialen Vergletscherung abzeichnet, so gilt dies in viel höherem Maße für die gletscherferne niederösterreichische Lößlandschaft, die besser als ein „Distoglazialraum“ zu bezeichnen wäre; hier wurden alle klimatischen Vorgänge viel genauer registriert und können, auch bezüglich ihrer graduellen Unterschiedlichkeit, besser abgelesen werden. Die grundsätzliche Frage, was unter einem „Interglazial“ und was unter einem „Interstadial“ zu verstehen sei, kann daher nur unter Berücksichtigung der Perspektiven entschieden werden, die sich aus dem Studium der Bedingungen in gletscherfernen Gebieten ergeben. Die einseitige Betrachtung der geomorphologischen Untersuchungsergebnisse an Moränen und fluvioglazialen Ablagerungen vermag kein objektiv richtiges Bild zu ergeben.

Aus diesem Grunde ist auch die seinerzeit von A. PENCK mehr theoretisch gegebene und jüngst wieder von I. SCHAEFER (1953) wiederholte Definition zu einseitig und wird dem heutigen Forschungsstande nicht mehr gerecht — ganz abgesehen davon, daß die Begriffe im allgemeinen praktischen Gebrauch längst einen Bedeutungswandel erlitten haben. Nach SCHAEFER ist unter einem Interglazial (S. 95) „die Zeit einer großen Gletscherschwankung innerhalb einer Eiszeit“ (mit Bodenbildung und Wiederbewaldung), unter einem Interstadial (S. 7), „die Zeit einer großen Gletscherschwankung, jedoch ohne Wiederbewaldung und damit zusammenhängender Bodenbildung“ zu verstehen. Eine langatmige Diskussion sei hier vermieden; ich möchte nur folgende Gegenfragen aufwerfen:

Wie soll eine Warmzeit, d. h. eine große Gletscherschwankung mit Bodenbildung und Wiederbewaldung bezeichnet werden, die zwischen zwei verschiedenen Vergletscherungsperioden, d. i. Glazialen, liegt? Wie soll eine Wärmezeit bezeichnet werden, die eine Gletscherschwankung innerhalb eines Glazials bedingte und in der auch eine Bodenbildung, aber keine Wiederbewaldung erfolgte, sondern nur die Ausbreitung einer üppigen Steppenflora, und wie soll eine kurze Wärmezeit, in der wohl (ohne Wiederbewaldung) eine Bodenbildung erfolgte, die aber keine größere, d. h. morphologisch deutlich faßbare, Gletscherschwankung verursachte (ein solcher Vorgang ist a priori nur innerhalb eines Glazials denkbar), genannt werden?

Welche Ursachen können denn überhaupt eine „große Gletscherschwankung“ auslösen? Doch wohl nur veränderte Klimaverhältnisse! Selbst Gletscherschwankungen geringen Umfanges wird man (bis auf gelegentliche lokale Ausnahmen) auf eine Wärmezeit zurückführen müssen. Eine solche brauchte wohl keine Wiederbewaldung mit sich zu bringen, mußte aber unbedingt eine Bodenbildung verursacht haben. Eine Gletscherschwankung, noch dazu eine große, ohne Bodenbildung ist eine widersinnige theoretische Annahme und konnte nie existiert haben! Wohl kann aber der Nachweis einer Bodenbildung fehlen; das besagt jedoch etwas ganz anderes. Im unmittelbaren Einflußbereich des Gletschers konnte, insbesondere bei kurzfristigen Wärmezeiten, oft gar kein Boden gebildet werden, weil die Entwicklung des Gletschers, d. h. das Abschmelzen desselben, dem Klima-

gange zeitlich stark nachhinkte. Ehe das Gebiet für eine Bodenbildung überhaupt frei wurde, war zumindest ein Teil der Wärmezeit bereits verstrichen und dann verhinderten noch kalte Fallwinde, in deren Gefolge Nachtfrost, Ausblasung etc. auftraten, eine Zeit lang die Einwanderung der Pionierflora und damit auch die Bodenbildung. Auch heute zeigen noch viele alpine Schuttfluren keine oder höchstens nur Anfangsbodenbildungen!

Für eine so weittragende Frage, wie die nach der Feingliederung des Pleistozäns darf nicht allein von glazialmorphologischen Ergebnissen ausgegangen werden, denn sie können nur einen Teil der Phänomene widerspiegeln und somit ein nur lückenhaftes Bild vermitteln. Die PENCK'sche Definition kann heute als überholt betrachtet werden; an ihre Stelle muß — wie dies praktisch schon lange geübt wird, insbesondere von seiten der Palynologie — eine andere treten: Unter einem Interglazial ist, wie schon der Name sagt, eine Zwischeneiszeit zu verstehen, d. h. eine Warmzeit, die zwei Vergletscherungsperioden, d. i. Glaziale, voneinander trennt. Die einzelnen Vergletscherungsphasen eines Glazials werden als Stadia bezeichnet. Dementsprechend ist unter einem Interstadial eine Wärmezeit innerhalb eines Glazials, d. h. zwischen zwei Stadien, zu verstehen. Eine Bodenbildung (zumindest in den gletscherfernen Gebieten) versteht sich für alle Warm- bzw. Wärmezeiten von selbst, während eine allgemeine Wiederbewaldung nicht immer gegeben zu sein braucht und vor allem für die Wärmezeiten, Interstadiale, schon theoretisch kaum gefordert werden kann.

Nachdem die Abfolge der in Frage stehenden Böden zweifelsfrei gegeben ist, die klimatischen und floristischen Verhältnisse der einzelnen Bildungszeiten in den wesentlichsten Zügen als gesichert gelten dürfen und die mit großer Sicherheit erschließbare relative Dauer derselben auch eine Rekonstruktion der wahrscheinlichen Auswirkungen auf den Gletscherhaushalt gestattet, zeichnet sich bereits ein recht deutliches Bild ab. Es kann nunmehr — im Sinne der festgelegten Begriffe — die Fragestellung ganz eng gefaßt werden: welche der drei in Niederösterreich anzutreffenden Bodenbildungen ist mit dem Riß-Würm-Interglazial zu identifizieren?

Die letzte Zwischeneiszeit ist in zahlreichen über das ganze extramediterrane Europa verteilten Pollendiagrammen klar erfaßt (13) und eindeutig als eine ausgesprochene Waldzeit ausgewiesen. Die gut bekannte und charakteristische Zusammensetzung und Ausbreitung der Arten läßt optimale, mehr oder minder mediterrane Klimabedingungen (jedoch mit deutlichen kontinentalen Einflüssen) erkennen, die in den gleichen Gebieten während des Postglazials nicht mehr erreicht worden waren. Das nach der gleichzeitigen Transgression des Eem-Meeres am besten einheitlich als E-Warmzeit zu bezeichnende Riß-Würm-Interglazial (WOLDSTEDT 1953) ist zweifellos auch die, dem Postglazial vorangegangene letzte echte Waldzeit. Jedenfalls konnten von seiten der Palynologie bis jetzt noch keine jüngeren Ablagerungen nachgewiesen werden, die auf eine auch nur annähernd ähnliche Walddichte hätten schließen lassen können. Die jungpleistozänen Torflager in der Grube Marga bei Senftenberg in der Niederlausitz (FIRBAS & GRAHMANN 1928) haben, ebenso wie die Ablagerungen von Roggendorf bei Melk a. D., Niederösterreich (BRANDTNER 1949), Petrosawodsk an der Neglinka (POKROWSKAJA 1937), Nevlje bei Stein, nördlich von Laibach (BUDNAR-LIPOGLAVSEK 1943, 1944) — um nur einige wichtige Beispiele zu nennen —, lediglich eine relativ dürftige, d. h. artenarme und anspruchslose Flora ergeben, die nur auf sehr gemäßigte, mehr oder minder subglaziale Klimaverhältnisse hinweist. Nur an bodenfeuchten Orten und in niederschlagsreicheren, insbesondere in ozeanisch beeinflussten Gebieten ist es, aber nur kurzfristig, zu Mischwaldbeständen gekommen, aber auch diese standen unter dem Zeichen einer absoluten Dominanz der anspruchslosen

Kiefer. Bezeichnend für diese auf die E-Warmzeit folgende F-Wärmezeit ist, daß *Pinus Cembra* noch 45 km nördlich der äußersten Würmmoränen in der Lößlandschaft um Roggendorf stockte, d. h. dort in Form von Holzresten inmitten des wärmezeitlichen Torfes nachgewiesen werden konnte (HOFMANN 1949)!

Hält man sich allein diese Tatsachen vor Augen, dann erscheint es nahezu unmöglich, eine andere als die Kremser Bodenbildung mit der E-Warmzeit zu parallelisieren, denn nur diese Bodenbildung allein kann, wie aus allem Gesagten hervorgeht, unter jenen Klima- und Vegetationsbedingungen entstanden sein, die für das Riß-Würm-Interglazial palynologisch eindeutig belegt sind. Daraus ergibt sich zwingend die Existenz von zwei Wärmezeiten, d. h. Interstadialen, welche durch den Fellabrunner Bodenbildungskomplex und die Paudorfer Bodenbildung markiert werden, innerhalb des letzten Glazials. Eine Dreigliederung des Würms stößt jedoch bei einigen Quartärgeologen heute noch auf absolute Ablehnung, so daß es notwendig erscheint, die Richtigkeit der hier vertretenen Interpretation durch weitere Argumente zu erhärten.

Die reichen paläontologischen und prähistorischen Funde im Löß gestatten es, diesen selbst zur Klärung der umstrittenen Gliederungsfrage heranzuziehen. Die Feststellung, daß im Löß über dem Fellabrunner Bodenbildungskomplex (im westlichen Teil Niederösterreichs ersetzt durch eine Ausprägung vom Typus Furth-Göttweig) stets Kulturschichten des Aurignaciens und Gravettiens mit der für diesen Zeitabschnitt typischen Begleitfauna angetroffen werden können, soll hier nur festgehalten, aber nicht zur Beweisführung herangezogen werden, obwohl sich daraus sehr wohl Perspektiven ergeben, die durchaus im Sinne der hier vertretenen Auffassung sprechen (vgl. BRANDTNER 1950). Hier sei vielmehr die Tatsache herausgestellt, daß sich der Löß (abgesehen von den schon eingangs dargelegten lokal bedingten Differenzierungen) über der Kremser Bodenbildung in keinem wesentlichen Gesichtspunkt von dem über dem Fellabrunner Bodenbildungskomplex liegenden Lößstockwerk unterscheidet, wohl aber stark vom Habitus des Lösses unterhalb der Kremser Bodenbildung, wenn ein solcher überhaupt erhalten ist.

Die Kremser Bodenbildung sitzt bis auf wenige Ausnahmen unmittelbar Schottern oder gewachsenem Fels bzw. tertiären Ablagerungen auf, welche nur eine geringmächtige Lößdecke aufweisen, die von der Bodenbildung restlos erfaßt wurde. Gelegentlich ist auch das Liegende in die Bodenbildung mit einbezogen worden, wobei sich mitunter zwischen den liegenden, meist tertiären Schichten und dem Boden eine Diskordanz ergibt. Der Bodenbildung ist also zweifellos — sehr zum Unterschied zu den jüngeren Bodenbildungen — eine ungemein starke Abtragung vorausgegangen, der alle älteren Lößablagerungen zum Opfer fielen. Nur an wenigen Stellen haben sich durch günstige lokale Bedingungen ältere Löss- und Böden erhalten. Mit der Kremser Bodenbildung ist somit ein geologischer Schnitt gegeben, der klar Älteres von Jüngerem trennt. Oberhalb dieser Bodenbildung, die somit zumeist die unterste erhaltene pleistozäne Landoberfläche darstellt, ist mit einer so auffälligen Regelmäßigkeit keine derartige Zäsur festzustellen. Im Gegenteil, die Löss- über der Kremser Bodenbildung sind nicht nur im allgemeinen Habitus — generell gesehen — gleich geartet, sondern führen auch die absolut gleiche Vergesellschaftung der typischen *Primigenius*-Fauna. Unter den zahlreichen Funden aus dem Löß unmittelbar über der Kremser Bodenbildung konnte noch nie auch nur ein einziges Fragment gefunden werden, das paläontologisch ein rißeiszeitliches Alter hätte auch nur andeuten können! Wohl aber haben sich bei Senftenberg (Nr. 25 in Abb. 1) in einem Löß unterhalb dieses markanten Horizontes einige Belege ergeben, die für eine solche rißeiszeitliche Altersstellung sprechen (14).

Die Tatsache, daß Rißblöße nur selten erhalten sind — das gleiche gilt auch für rißeiszeitliche Höhlensedimente — ist ja nicht neu, sondern immer wieder festgestellt und diskutiert worden. Diese Erscheinung hat eine so weite Verbreitung, daß darin eine Gesetzmäßigkeit erkannt werden kann, die wohl auch für das niederösterreichische Lößgebiet anzunehmen ist. Die Abtrennung des Jungpleistozäns ist nicht bloß eine methodische Konvention, sondern ist stratigraphisch vorgezeichnet.

Es wäre daher geradezu widersinnig, wenn der über der Kremser Bodenbildung liegende Löß etwa unter der Bezeichnung „Jung-Riß“ vom Löß oberhalb des Fellabrunner Bodenbildungskomplexes getrennt werden würde. Auch die schon vorgeschlagene Bezeichnung „Prä-Würm“ ist unmotiviert und wäre nichts anderes als eine Kompromißlösung, ein durch nichts begründetes Zugeständnis einer Auffassung zuliebe, die eine Mehrgliederung des Würmglazials aus hypothetischen Gründen oder infolge etwas einseitiger Betrachtung nicht wahrhaben will, die aber umgekehrt eine Mehrgliederung des Rißglazials ohne weiteres als gegeben betrachtet, obwohl eine solche in keiner Weise besser belegt oder pollenanalytisch nachgewiesen werden konnte.

Die Einheitlichkeit der über der Kremser Bodenbildung folgenden Serie (= Würm) von 3 Lössen mit 2 eingeschalteten fossilen Steppenböden kann auch morphologisch durchaus schlüssig bewiesen werden, obwohl gerade in diesem Punkte die Verhältnisse insofern etwas ungünstig liegen, da der weitaus überwiegende Teil der bisher untersuchten Lößprofile überhaupt nicht mit Flußterrassen in Beziehung gesetzt werden kann. Die meisten und gerade paläopedologisch aussagefähigsten Aufschlüsse im östlichen Teil Niederösterreichs befinden sich in verhältnismäßig hoher Lage auf tertiärem Untergrund, und die kleinen Fließchen, welche dieses Hügelland („außeralpines Wiener-Becken“) zerschneiden, haben keine nennenswerten und gliederungsfähigen Terrassen gebildet. Auch das tief in Urgestein eingeschnittene enge Kamp- und Krems-Tal weisen nur stellenweise schwach differenzierte kleinere Schotterkörper auf, deren Einordnung naturgemäß schwierig ist. Lediglich in der Wachau und im Traisen-Tal ist eine eindeutige Verknüpfung einiger Lößprofile mit Terrassenschottern möglich. Es würde jedoch den Rahmen vorliegender Arbeit, die lediglich einen allgemeinen Überblick geben soll, bei weitem sprengen, wollte hier eine detailliertere Darstellung der Terrassengliederung auch nur versucht werden. Dies sei einer gesonderten Arbeit vorbehalten.

Hier sei lediglich kurz festgehalten, daß der über der Kremser Bodenbildung folgende Löß fast ausnahmslos auf Hochterrassenschottern liegt. Ein Übergreifen dieses Lößpaketes auf Deckenschotter ist selten und kann fast als Ausnahme gelten. Die Deckenschotter führen zumeist nur eine sehr geringmächtige Lößdecke und diese ist fast stets jüngeren Datums und entstammt jener Akkumulationsphase, die nach der F-Wärmezeit folgte. Dies mag vorerst widersinnig erscheinen, hat jedoch eine recht einfache Erklärung.

Die ursprünglich wohl auf Deckenschottern gelegene ältere Lößdecke wurde während der langen E-Warmzeit anscheinend zur Gänze erodiert. Das danach einsetzende Bodenfließen, womit die folgende Kaltzeit (Würm I) eingeleitet wurde, vollendete vermutlich die Abtragung und zerstörte alle älteren Bildungen. Dieser nunmehr praktisch bloßgelegte Schotterkörper wurde von der die Solifluktion ablösenden Lößakkumulation mehr oder minder gemieden, was darauf zurückzuführen sein dürfte, daß eine den Lößstaub festhaltende Pflanzendecke fehlte oder zumindest nur sehr kümmerlich entwickelt war. Fest steht jedenfalls, daß nur auf der tiefer gelegenen Hochterrasse eine mächtigere Lößablagerung stattfand, die schließlich auch den Erosionsabfall zwischen Deckenschotter und

Hochterrasse etwas ausglich. Die schwache Lößdecke, die sich hierbei auch auf den Deckenschottern gebildet hatte, wurde während der F-Wärmezeit in den Bodenbildungsprozeß gewiß mit einbezogen, doch müssen gleichzeitig — wenigstens stellenweise — auch Abtragungsvorgänge angenommen werden. Sicher ist, daß solche während der folgenden Solifluktuationsperiode stattfanden, der diese Bodenbildungen wieder zum Opfer gefallen sein dürften; jedenfalls ist fast stets ein Auskeilen dieses fossilen Bodens gegen die Oberkante des Deckenschotterabfalles zu beobachten. Der Erosionsabfall wurde damit so weit ausgeglichen und planiert, daß die nunmehr einsetzende Lößakkumulation (Würm II) ungehindert übergreifen konnte und alle ursprünglichen Reliefunterschiede entdecken konnte. Die Paudorfer Bodenbildung und die letzte Lößdecke (Würm III) ist aber — wie schon weiter oben hervorgehoben wurde — zumeist wiederum den Abtragungsvorgängen während der geologischen Gegenwart zum Opfer gefallen.

Diesen Vorgang kurz zu schildern, erschien mir notwendig, einerseits um die etwas ketzerisch anmutende Behauptung, daß auf Deckenschottern meist nur Würm II-Löß anzutreffen sei, etwas näher zu begründen, andererseits um darzutun, wie leicht es bei weniger eingehenden, die Gesamtsituation nicht erfassenden Untersuchungen, zu Fehldeutungen kommen kann.

Ein gelegentliches Vorkommen der Bodenbildung vom Typus Furth-Göttweig (F-Wärmezeit) oder der Kremser Bodenbildung (E-Warmzeit) auf Deckenschottern ist selbstverständlich durchaus möglich, wurde aber bisher noch nicht angetroffen (15).

Ein wichtiger und wohl auch absolut schlüssiger Beweis für das riß-würm-interglaziale Alter der Kremser Bodenbildung ist ihre eindeutige Lagerung auf Hochterrassenschottern, wie dies am klarsten bei Willendorf a. d. Donau (Nr. 2 in Abb. 1) festgestellt werden kann. Die Kremser Bodenbildung liegt dort an einer Stelle mit rund 1 m Mächtigkeit und typischer Ausprägung auf dem Schotter der deutlich und zweifelsfrei ausgeprägten Hochterrasse der Donau. Dies wurde schon von BAYER 1912 absolut richtig gesehen (1), fügte sich jedoch in keiner Weise in sein subjektives Schema und wurde in seiner späteren Publikation (1927) nicht mehr erwähnt und fand auch leider von GÖTZINGER keine Beachtung.

Das Vorhandensein der Kremser Bodenbildung auf der Donau-Hochterrasse zwingt gleichzeitig zu dem Schluß, daß sofort nach dem Aufhören der Schotterakkumulation eine Tieferlegung der Erosionsbasis erfolgt sein mußte, die das Trockenfallen zumindest der obersten Partien des Schotterkörpers bedingte und eine Auflage lößartigen Materials (16) von mindestens 1 m Mächtigkeit gestattete. Man wird alle diese Vorgänge wohl zur Gänze in die E-Warmzeit stellen müssen, und zwar gar nicht so sehr an den Beginn derselben, sondern in einen klimatisch schon etwas fortgeschritteneren Zeitraum, da die Tiefenerosion erst nach Aufhören der Schotterzufuhr einsetzen konnte, was ganz von der etwas langsamer vor sich gehenden rückläufigen Gletscherbewegung abhing.

Über der Kremser Bodenbildung folgt in Willendorf etwas über 2 m typischer Löß (Würm I), auf dem die Bodenbildung der F-Wärmezeit liegt, und zwar in einer ähnlichen Ausprägung wie in Furth-Göttweig, jedoch mit einem Ca-Horizont in Form von lößkindelartigen Konkretionen. Die über der rund 1 m mächtigen rotbraunen Verlehmung ursprünglich gelegenen humosen Bodenbildungen sind nur mehr in Resten erhalten geblieben, und zwar in Form von etwa 10—15 cm dicken Schwarzerdebändern, die mehr oder minder linsenförmig einem fast 1 m starken Fließerdepaket eingeschaltet sind, welches auch reine Sandlagen führt. In diesem Umlagerungshorizont fanden sich in 4 Straten Kulturreste des Aurignaciens. Die gewiß an sekundärer Lagerstätte angetroffenen Artefakte (17) be-

weisen, daß das Aurignacien bereits in der zweiten Hälfte der F-Wärmezeit (= Interstadial Würm I/II) in Niederösterreich auftrat. Über diesem Solifluktionshorizont folgt dann, ziemlich scharf aufsitzend, der typische Löß der zweiten Würm-Vergletscherung, in dem (nach BAYERR) 5 Kulturschichten des Gravettiens mit ungemün reichem Inventar — u. a. die bekannten Venus-Statuetten — angetroffen worden waren und die bis heute noch nicht restlos ausgegraben wurden. Weitere Würmphasen sind hier nicht mehr erhalten; der rezente Rohboden liegt nur wenige Dezimeter über der letzten Fundschicht.

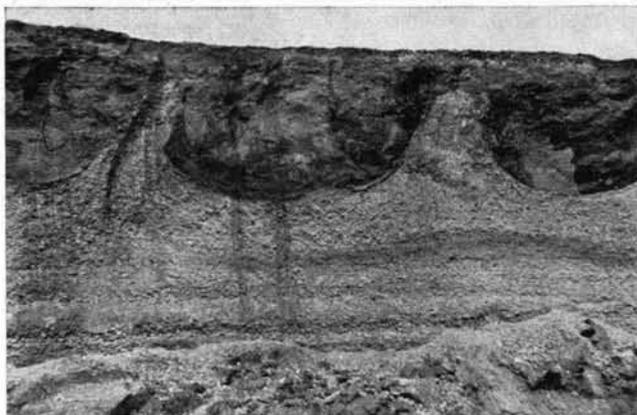


Abb. 7. Kryoturbate Bildungen im „Niederterrassenschotter“ bei Gänserndorf (Marchfeld). In den bis zu 2 m tiefen „Taschen“ ist ein mit Fließerde (Schwemmlöß) vermengter fossiler Boden (im Bilde an der dunklen Farbe erkennbar) eingewürgt. Aufn. v. Verf.

Die in Willendorf anzutreffende Abfolge — und wäre sie auch die einzige dieser Art — kann wohl kaum noch einen Zweifel offen lassen. Die Parallelisierung der Kremser Bodenbildung mit dem Riß/Würm-Interglazial (E-Warmzeit) darf als gesichert angesehen werden und damit auch die Dreigliederung der Würmeiszeit, denn die beiden darüberfolgenden Bodenbildungen sind nicht weg zu diskutierende Gegebenheiten und lassen keinen anderen Schluß zu.

Für die hier postulierte Dreigliederung des Würm kann noch ein weiteres morphologisches Argument ins Treffen geführt werden. Die bisher als Ausdruck der letzten pleistozänen Schotterakkumulation aufgefaßte Niederterrasse zeigt im Gebiet des Marchfeldes verschiedene Erscheinungen, die eine solche Deutung absolut widerlegen. So ist z. B. bei Bockfließ eine Überlagerung des Niederterrassenschotter mit typischem Löß von nahezu 2 m Mächtigkeit zu beobachten. An der Basis des Lösses ist ein dünner Fließerdehorizont wahrnehmbar und die obersten Partien des sonst sehr schön horizontal geschichteten Schotter zeigen kryoturbate Störungen. Kryoturbation konnte fast in allen Schottergruben des gesamten Gebietes von H. MAIDAN festgestellt werden. Am eindrucksvollsten sind solche in einer Schottergrube bei Gänserndorf ausgebildet. Alle Abbauwände, in einer Gesamtlänge von mehr als zweihundert Metern, weisen dicht nebeneinander liegende, bis zu 2 m tiefe „Taschen“ auf (vgl. Abb. 7), in die ein mit Schwemmlöß bzw. Fließerde vermengter fossiler Boden eingewürgt ist, und ich glaube kaum fehl zu gehen, wenn ich diesen als Rest des ursprünglich über den Niederterrassenschottern liegenden Fellabrunner Bodenbildungskomplexes identifiziere. Damit kann dieser Schotter aber nur als Akkumulationsniveau des Würm I gedeutet werden und die rund 4 m tiefer gelegenen Schotter des sogenannten „Fluß-Alluviums“ müssen, zumindest in der Hauptmasse, noch als Ablagerungen des

späteren Würm angenommen werden. Der Niveau-Unterschied zwischen „Niederterrasse“ und „Fluß-Alluvium“ ist somit als Ausdruck der während der F-Wärmezeit erfolgten Erosion aufzufassen! Zu im wesentlichen gleichen Ergebnissen gelangte auch H. KÜPPER im Gebiete östlich von Wien (vgl. PAPP-THENIUS 1949, H. KÜPPER 1950, 1952), und die von J. FINK gemeinsam mit H. MAIDAN durchgeführten jüngsten Untersuchungen, deren Veröffentlichung in Kürze erfolgen dürfte, werden zweifellos diese Auffassung bestätigen und eine weitgehendste Klärung erbringen.

Damit dürfte wenigstens in den wesentlichen Zügen die Vollgliederung des jüngeren Pleistozäns in Niederösterreich erreicht sein. Das kurze und auch klimatisch nur schwach ausgeprägte Interstadial Würm II/III wird freilich kaum morphologisch nachgewiesen werden können, und es steht auch gar nicht zu erwarten, daß sich diese Wärmezeit durch deutliche erosive Vorgänge ausdrückte. Dem paläopedologischen Nachweis (Paudorfer Bodenbildung) darf jedoch hinlängliche Beweiskraft zugemessen werden, und damit kann auch die hier vertretene Dreigliederung der Würmeiszeit wohl als ein genügend gefestigtes Ergebnis gelten, das aber durch Detailuntersuchungen noch zu vervollständigen und weiter zu untermauern sein wird.

Anmerkungen

- (1) Dies geht vor allem aus seinen z. T. unpubliziert gebliebenen, im Naturhist. Mus. i. Wien (Prähist. Abteilung) erliegenden Tagebuchaufzeichnungen (insbes. Tagebuch Nr. 28 vom Jahre 1912/13) hervor, die heute noch eine wahre Fundgrube darstellen.
- (2) Vgl. die Zusammenstellung in BRANDTNER 1950, Abb. 2, Seite 106.
- (3) Ich möchte nicht versäumen, hier auch Herrn Dr. H. HOLZER zu nennen, der vor allem sedimentpetrographische Untersuchungen durchführte, nun aber, einem Rufe folgend, in der Türkei weilt.
- (4) Die wenigen bislang in N.-Österr. beobachteten älteren Bodenbildungen seien hier völlig übergangen.
- (5) Es sei hier nicht verabsäumt, vor allem Herrn H. MAIDAN für seine wertvolle Mitarbeit im Gebiete des Marchfeldes sowie Herrn L. PIFFL für die Hinweise auf mehrere sehr aufschlußreiche Profile zu danken und allen jenen, hier nicht namentlich aufgeführten Herren der Finanzlandesdirektion, Abt. Bodenschätzung, die durch ihre Unterstützung mit dazu beitrugen, daß dieses ansehnliche Untersuchungsmaterial zustande kam.
- (6) Nach einer mündlichen Mitteilung von J. FINK konnte eine gleiche Abfolge kürzlich auch in einem Lößaufschluß bei Linz a. Donau, Ober-Österr., beobachtet werden.
- (7) Zitiert nach LAIS 1951, S. 139.
- (8) Dieser interessante Beleg ist in Form eines herausgeschnittenen Blockes im Inst. f. Geol. u. Bodenkunde d. Hochschule f. Bodenkultur, Wien, aufbewahrt. Unter den aus der erdigen Röhrenfüllung gewonnenen Ligninresten konnten Kiefernen-Tracheiden mit Hoftüpfel bestimmt werden.
- (9) Hier ist der Begriff „Horizont“ nicht im pedologischen, sondern im geologisch-stratigraphischen Sinne gebraucht.
- (10) Vereinzelt Artefaktfunde (vgl. L. FRANZ: Die paläolithischen Funde von Stillfried a. d. March. In: „Studien zur vorgeschichtlichen Archäologie“, Alfred Götze zu seinem 60. Geburtstag, hrsg. v. H. Mötefindt, Verl. Curt Kabitzsch, Leipzig 1925, S. 19—23), welche jüngst auch in der nächsten Umgebung des besagten Aufschlusses gemacht werden konnten und dem jüngeren Gravettien angehören dürften, rechtfertigen diese Vermutung.
- (11) Der von LAIS (1951) vertretenen Meinung, die in diesem Horizont ebenfalls eine zumindest braunerdeartige Bodenbildung unter Waldbedeckung sieht, vermag ich nicht zuzustimmen.
- (12) H. FREISING: Der Klimaablauf im jüngeren Eiszeitalter; Vortrag, gehalten am 18. 9. 1953 und Exkursionsvortrag am 20. 9. 1953 bei der DEUQUA-Tagung in Stuttgart.
- (13) Es kann hier nur generell auf das als bekannt vorausgesetzte einschlägige Schrifttum verwiesen werden.

- (14) Das durch drei fossile Bodenbildungen gegliederte Lößprofil des Ziegeleiaufschlusses von Senftenberg wird im Rahmen einer Monographie mit allen Funden, insbesondere denen, die bei der von Verf. durchgeführten Freilegung der Aurignacien-Kulturschichte zutage traten, eine eingehende Darstellung erfahren.
- (15) Die diesbezüglichen Angaben GÖTZINGER's sind, wie ich schon an anderer Stelle (1950) feststellte, unrichtig.
- (16) Es könnte sich hier auch um Hochflutlehm handeln; die durch die Bodenbildung hervorgerufenen starken Veränderungen lassen die primäre Beschaffenheit des Substrates nicht mehr erkennen.
- (17) BAYER's Angabe von 4 „Kulturschichten“ ist zweifelsohne unrichtig; lediglich der oberste auf der Fließerde liegende Fundhorizont (der allein reicheres Material barg) konnte eine in situ angetroffene Kulturschichte darstellen.

Literaturhinweise

- BAYER, J.: Der Mensch im Eiszeitalter; I. und II. Teil, Wien 1927.
- BONDARCHUK, V. G.: Physical Geographical Conditions of the Formation of Loess and Humus Horizons in the South of USSR. - *Transact. Inst. Geography* 37, Problems of Quaternary Paleogeography, Acad. Sci. USSR, Moskau-Leningrad 1946, S. 195-206 (russ. mit engl. Untertiteln).
- BRANDTNER, F.: Die bisherigen Ergebnisse der stratigraphisch-pollenanalytischen Untersuchung eines jungeszeitlichen Moores von interstadialem Charakter aus der Umgebung von Melk a. Donau, N.-Ö. - *Archaeologia Austriaca* 2, S. 5-32. Wien 1949. - - Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. - *Ebenda* 5, S. 101-113. Wien 1950.
- BÜDEL, J.: Die Klimazonen des Eiszeitalters. - *Eiszeitalter und Gegenwart* 1, S. 16-26. Öhringen 1951.
- BUDNAR-LIPOGLAVSEK, A.: Rastlinski ostanki neveljskega paleolitskega najdišča. - *Zbornik Prirodoslovnega društva* 3, Laibach 1943. - - Rastlinski ostanki in mikrostratigrafia mamutovega najdišča v Nevljah. - *Prirodoslovna izvestja* 1, S. 93-188. Laibach 1944 (mit deutscher Zusammenfassung).
- FINK, J.: Die Bodentypen Österreichs. - „Österr. Landwirtschaft in Bild und Zahl“, hrsg. v. Statistischen Zentralamt, S. 15-18. Wien 1953. - - Die fossilen Böden im österreichischen Löß. - *Dzt. im Druck* („Quartär“, 1954); Text nicht eingesehen.
- FIRBAS, F. & GRAHMANN, R.: Über jungdiluviale und alluviale Torflager in der Grube Marga bei Senftenberg (Niederlausitz). - *Abh. math.-phys. Kl. sächs. Akad. Wiss.* 15, Nr. IV, 1928.
- FLOROV, N.: Die Untersuchung der fossilen Böden als Methode zur Erforschung der klimatischen Phasen der Eiszeit. - *Die Eiszeit* 4, 1927. - - Über Lößprofile in den Steppen am Schwarzen Meer. - *Ztschr. f. Gletscherkunde* 15, 1927.
- FREISING, H.: Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. - *Jahreshefte geol. Abt. württemberg. statist. Landesamtes* 1, S. 54-59. 1951.
- GÖTZINGER, G.: Zur Gliederung des Lösses. Leimen- und Humuszonen im Viertel unter dem Manhartsberge. - *Verhandl. geol. Bundesanstalt*, Nr. 8/9, Wien 1935. - - Das Lößgebiet um Göttweig und Krems an der Donau. - *Führer f. d. Quartär-Exkursionen in Österr.*, I. Teil, S. 1-11. Wien 1936. - - Quartärgeologische Beobachtungen und Wegbeschreibungen. - *Ebenda*, S. 45-58. - - Exkursion am 7. und 8. September 1936 in das Lößgebiet des niederösterreichischen Weinviertels und angrenzenden Waldviertels. - *Verh. d. III. Int. Quartär-Konferenz* i. Sept. 1936, S. 333-338. Wien 1938.
- GÖTZINGER, G. & HASSINGER, H.: Exkursion am 3. September 1936, Wien-Herzogenburg-Göttweig-Spitz-Krems-Wien. - *Ebenda*, S. 325-328.
- GRAHMANN, R.: Die dritte Internationale Quartärkonferenz (INQUA) und ihre Belehungsreisen in Österreich, September 1936. - *Ztschr. f. Gletscherkunde* 25, S. 241-280. 1937.
- HOFMANN, E.: Die Holzreste aus dem Moor von Roggendorf. - *Archaeologia Austriaca* 5, S. 30-31. 1949.
- HOLZER, H.: Ein Beitrag zur Frage nach der Herkunft des Lösses auf sedimentpetrographischer Grundlage. - *Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 2, S. 80-90. Innsbruck 1952.
- KÜPPER, H.: Eiszeit Spuren im Gebiet von Wien. - *Sber. österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I*, 159, S. 199-206. Wien 1950.
- KÜPPER, H. (mit Beiträgen von PAPP, A., PLÖCHINGER, B. u. WOLETZ, G.): Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. - *Mitt. d. geograph. Ges.* 94, Wien 1952.

- KÜPPER, H. (mit Beiträgen von BRANDTNER, F., PAPP, A. u. PLÖCHINGER, B.): Kalk- und Quarzschotter im Pleistozän aus dem Bereich des unteren Fische-Tales (NÖ.). - Anz. math.-nat. Kl. österr. Akad. Wiss., Jg. 1951, Nr. 7, S. 171-179. Wien 1952.
- LAIS, R.: Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. - Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. **41**, S. 119-178. 1951.
- PAPP, A. & THENIUS, E.: Über die Grundlagen der Gliederung der Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich unter besonderer Berücksichtigung der Mio-Pliozän- und Tertiär-Quartär-Grenze. - Sber. österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, **158**, S. 763-787. Wien 1949.
- POKROWSKAJA, I. M.: Ergebnisse der Analyse des Pollens der Baumarten aus den submoränen Ablagerungen am Fluß Neglinka (Stadt Petrosawodsk). - Travaux de la section soviétique de l'Association internationale pour l'étude du Quaternaire (INQUA), Lief. III, Leningrad-Moskau 1937 (S. 119-129, russ. mit deutscher Zusammenfassung).
- POSER, H.: Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 27-55. 1951.
- SCHAEFER, I.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet, Stellungnahme zu den Ausführungen H. Graul's. - Geologica Bavarica **18**, S. 49-112, Vorwort S. 5-9. München 1953.
- SCHÖNHALS, E.: Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 109-130. 1951. - - Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses. - Eiszeitalter und Gegenwart **3**, S. 19-36. 1953.
- WIEGERS, F.: Über die Fossilführung und Gliederung der Lößformation im Donautal bei Krems. - Z. deutsch. geol. Ges. **66** (M.Ber.), S. 379-383. 1915.
- WIESENEDER, H.: Zur Frage der fossilen Verwitterungshorizonte im Löß Niederösterreichs. - Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Abt. B, 1933, S. 199-209.
- WOLDSTEDT, P.: Über die Benennung einiger Unterabteilungen des Pleistozäns. - Eiszeitalter und Gegenwart **3**, S. 14-18. 1953.

Manusk. eingeg. 8. 2. 1954.

Anschr. d. Verf.: Dr. Friedrich Brandtner, Wien XIX, Diemgasse 6.

Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern ¹⁾

Von Karl Brunnacker, München

Zusammenfassung. Die würmeiszeitlichen Periglazialbildungen Südbayerns setzen sich folgendermaßen zusammen: unten eine Fließerde, darüber Löß mit einer eingeschalteten Bodenbildung, die je nach Landschaft und Standort als brauner Verwitterungshorizont, als Tundren-Naßboden oder als Fließerde ausgebildet ist. Im Riß/Würm-Interglazial ist auf Löß Braunerde entstanden. Sie wurde am Ausgang des Interglazials in einen gleyartigen Boden (Pseudogley nach KUBIENA) umgewandelt. Im vorletzten Interglazial war die Bodenentwicklung entsprechend. Die Niederterrasse und die älteren der beim spätglazialen Eisrückzug entstandenen Schotterflächen sind tiefgründig zu Lehm verwittert, während die jüngeren Rückzugsflächen nur flachgründigen, rendzina-artigen Boden tragen.

Summary. The Würm-periglacial deposits of southern Bavaria are composed in the following manner: solifluction deposits at the base, thereupon a loess with an intercalated soil, which may have the form of a brown weathering horizon, a tundra-gley, or a solifluction deposit according to landscape and position. In the Riß/Würm-Interglacial a Braunerde-soil (according to the definition of RAMANN) has developed on Loess. At the end of the interglacial period the Braunerde was transformed into a „gleyartigen Boden“ (Pseudogley according to KUBIENA). The same development of soils took place in the preceding interglacial period. The fluvio-glacial gravel deposits of the Würm-glaciation, including the gravels of the first retreat of the ice are deeply weathered to loam, whereas the younger ones are covered with shallow rendzina-like soils.

Die folgenden Ausführungen sollen einen Überblick über die räumliche und zeitliche Differenzierung der mittel- und insbesondere jungpleistozänen Bodenentwicklung in Südbayern geben (vgl. dazu K. BRUNNACKER 1953).

a) Die regionale Klimadifferenzierung in ihrer Beziehung zum heutigen Bodentyp

Für das Regensburger Gebiet mit rd. 600 mm Jahresniederschlag sind auf dem jüngsten Löß degradierte Schwarzerden und Braunerden hoher Basensättigung als nacheiszeitliche Bodenbildungen kennzeichnend. Nach S hin nimmt die Durchfeuchtung des Bodens infolge steigender Niederschläge zu. Bei rd. 900 mm Jahresniederschlag zeigen die Lößbraunerden gleyartige Erscheinungen infolge Staunässeeinwirkung. Bei noch höheren Niederschlagsmengen kommen gleyartige Böden hier auf dem an die Stelle des Lösses tretenden Decklehm vor. Diese Bodenartung ist die Folge der nach den Alpen hin zunehmenden Bodendurchfeuchtung. Wir können daher annehmen, daß in den Interglazialzeiten eine ähnliche regionale Klima- und Bodendifferenzierung bestanden hat.

b) Der regionale Fazieswechsel im jüngsten Löß

Wie die im Folgenden beschriebene Ausbildung des jüngsten Lösses zeigt, hat auch in den pleistozänen Kaltzeiten eine entsprechende regionalklimatische Differenzierung die Lößausbildung modifiziert. Die graugelbe Farbe des jüngsten Lösses geht nach S zu in gelbgrau über, bei den Schneckenschalen treten die der Succineen stark in den Vordergrund. Weiter südlich nimmt der Kalkgehalt rasch ab, Schneckenschalen fehlen dann, und auf Nässeeinwirkung (Vergleyung) hinweisende graue Flecken und Streifen (wie Eisenfleckigkeit) treten auf. Südlich anschließend folgt der durch den heutigen gleyartigen Boden überprägte „Deck-

¹⁾ Vortrag auf der Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Stuttgart, September 1953.

lehm“. Beim Decklehm, der sich stratigraphisch nicht mehr gliedern läßt, bleibt offen, ob es sich nicht auch um ältere Ablagerungen handelt.

Bei dieser Entartung des Lösses nach S zu kann es sich nicht um die Wirkungen des heutigen Klimas handeln, da — abgesehen von dem gleyartigen Boden auf Decklehm — die heutige Bodenbildung unabhängig von der Ausbildung des Untergrundes darauf liegt. Damit ist es möglich, einen Teil Südbayerns, der während der letzten Lößbildung einer Vergleyung ausgesetzt war, vom übrigen Südbayern mit normaler Lößfazies abzutrennen. Der Grenzverlauf der beiden Fazien fällt etwa mit der heutigen 900 mm-Niederschlagslinie zusammen.

c) Gliederung und Ausbildung der würmeiszeitlichen Periglazialablagerungen

Unter dem gelblich gefärbten jüngsten (und mit durchschnittlich 1,5—2 m mächtigsten) Löß liegt ein bis 1 m mächtiger Lößlehm oder Löß. Er ist grau gefärbt und zeigt zahlreiche Eisenhydroxydflecken und röhrenförmige, konzentrisch-schalige Eisenkonkretionen, trägt also die Spuren einer Vergleyung. Außerdem ist manchmal eine Fließerde zwischen dem unteren und dem oberen Löß eingeschaltet. Zwischen den beiden Lössen findet sich ein Frostbodenhorizont in Form spitzenartiger Aufbrüche des Untergrundes.

Hier kann es sich aber nicht um einen vertikalen Fazieswechsel eines einzigen, zuerst unter feuchteren, dann unter trockeneren Bedingungen abgelagerten Lösses handeln, etwa analog dem horizontalen Fazieswechsel vom Decklehm zum Löß der Feuchtbodenzone und zum Löß normaler Ausbildung. Es handelt sich vielmehr um zwei Lösses, die durch eine „Tundren-Naßboden“-Zeit getrennt wurden. Andernfalls müßte ein kontinuierlicher Übergang von der Liegendfazies zur Hangendfazies bestehen. Bemerkenswert ist, daß interglaziales Verwitterungsmaterial des Hochterrassenschotters wie des rißeiszeitlichen Lösses seine rötliche bis braune Färbung im Bereich dieses Tundren-Naßbodens kaum verloren hat.

Unter dem vergleyten Löß bzw. Lehm liegt teilweise die recht mächtige Basisfließerde und darunter der rötliche Schotterlehm der interglazialen Hochterrassenverwitterung. Die Basisfließerde geht in Südbayern (im Gegensatz z. B. zu Mainfranken) nicht durch Wechsellagerung in den Löß über. Auch hier liegt ein Frostbodenhorizont dazwischen. Außerdem zeigen die hangenden Teile der Basisfließerde manchmal schwache Naßbodeneinwirkungen, die auf ähnliche Klimabedingungen weisen, wie sie nach Ablagerung des unteren würmeiszeitlichen Lösses in der Zeit des oben genannten Trundren-Naßbodens bestanden haben. Im größten Teil Südbayerns kann damit die würmeiszeitliche Abfolge gegliedert werden:

- W II: Oberer Löß (Hauptstadium der Lößbildung)
- W I/II: Tundren-Naßboden
- W I: Unterer Löß
- Frühglazial: Basisfließerde
- R/W: Interglazialer Verwitterungshorizont

Der W I/II-Tundren-Naßboden ist nach N hin noch an der Donau bei Dillingen und bei Straubing zu finden. Im dazwischenliegenden Regensburger Gebiet kommt dagegen ein Profilaufbau vor, der durch einen bodentypologischen „Fazieswechsel“ bedingt ist. Dort ist nämlich die Braunerde des letzten Interglazials auf Löß oder Auelehm durch einen spätinterglazialen gleyartigen Boden überprägt (z. B. Köfering, Ried, Hagelstadt). Darüber liegt dann die Basisfließerde, die hier vielfach noch mit den Eisenmangankonkretionen der vorangegangenen gleyartigen Bodenbildung durchsetzt ist. Über dieser kommt dann wieder der Untere

Löß — mit verhältnismäßig geringem Kalkgehalt, mit Schneckenschalen und mit bräunlicher Färbung. Dieser Untere Löß aber wird jetzt im Hangenden durch einen bis 50 cm mächtigen braunen Entkalkungshorizont abgeschlossen. Darüber liegt der verhältnismäßig mächtige Obere Löß.

In der Zeit der WI/II-Bodenbildung tritt demnach ein bodentypologischer Fazieswechsel in Südbayern hervor. Es kann sich um Fließerde, einen Tundren-Naßboden oder um einen braunen Verwitterungshorizont handeln. Am ehesten ist dieser Fazieswechsel wieder als Folge der regionalen Klimadifferenzierung zu erklären: Wo stärkere Durchfeuchtung des Bodens vorlag, da entstand ein Tundren-Naßboden oder sogar Fließerde, wo es trockener war, ein brauner Verwitterungshorizont, der selbstverständlich mit einer Braunerde typologisch nicht zu vergleichen ist.

d) Die Bodenbildung des Riß/Würm-Interglazials

Auf Grund der auf den Hochterrassen in Südbayern liegenden Lößfolge (im Vergleich zu benachbarten Lößprofilen auf noch älterem Untergrund) kann nur die Bodenbildung der letzten Warmzeit (= Braunerde) als die des Riß/Würm-Interglazials angesprochen werden (vgl. BRANDTNER 1950, FREISING 1951, SCHÖNHALS 1951). In ihrem Klimacharakter entspricht sie etwa dem Postglazial.

An der Donau war diese letzte Warmzeit durch eine Braunerde mit rötlichem (B)-Horizont vertreten, wie er auch heute bei den postglazialen Lößbraunerden in Niederbayern vorkommt. Auf den kalkgeröllreichen Hochterrassen zeigt sie ein rötlich gefärbter Verwitterungslehm an. Verglichen mit entsprechenden heutigen Bodenbildungen war diese letzt-interglaziale Bodenbildung jeweils etwa doppelt so mächtig, was (auch unter Berücksichtigung der durch den Menschen ausgelösten Bodenerosion im jüngsten Postglazial) auf einen entsprechend längeren Zeitraum schließen läßt.

Da bei der heutigen Bodenbildung die rötliche Färbung des (B)-Horizontes der Braunerde und des Schotterlehms in nicht so weiter regionaler Verbreitung auftritt wie bei der letztinterglazialen, darf auf etwas sommertrockenere Verhältnisse im letzten Interglazial geschlossen werden; denn die rote Farbe des Bodens weist erfahrungsgemäß auf zeitweise scharfe Austrocknung.

Auch das Bodenprofil des vorletzten Interglazials, welches an einigen Stellen in Niederbayern (Köfering, Geiselhöring) erschlossen ist, zeigt in seinem (B)-Horizont eine derartige rötliche Färbung. Darauf liegt ebenfalls ein gleyartiger Boden.

e) Die Periglazialablagerungen der vorletzten Kaltzeit

Der das vorletzte vom R/W-Interglazial trennende Löß kann in Südbayern durch Fließerdeinschaltungen, Naßböden und in einem Fall durch braune Verwitterungshorizonte in bis drei Glieder unterteilt werden. Insgesamt weisen die in die Abfolge der vorletzten Eiszeit eingeschalteten Bodenbildungen auf eine stärkere Nässeeinwirkung als im WI/II-Interstadial hin.

f) Die spätglaziale Bodenbildung

Auf den südbayerischen moränennahen Teilen der Niederterrassen liegt, soweit sie nicht postglazial überdeckt wurden, ein von E. KRAUS (1922) als „Blutlehm“ bezeichneter rötlicher Schotterverwitterungslehm. Dagegen findet sich auf den beim spätglazialen Eisrückzug entstandenen jüngeren Erosionsterrassen (z. B. Gautinger Stufe, Altstadtstufe, Epfacher Stufe) eine flachgründige, rendzinaartige Bodenbildung. Der bis an die Oberfläche noch kalkhaltige rendzinaartige Boden stellt eine Entwicklungsvorstufe des entkalteten tiefgründigeren

Schotterverwitterungslehms dar. Demnach muß es in der Zeit des spätglazialen Eisrückzuges eine Bodenbildungszeit gegeben haben, die den Böden der Haupt-Niederterrasse den Entwicklungsvorsprung gesichert hat. Diese spätglaziale Bodenbildung läßt sich dort, wo eine postglaziale Moorüberdeckung auf der Niederterrasse liegt, als eine vorwiegend durch mechanische Verwitterung gekennzeichnete, 20—30 cm mächtige Schotterzersatzzone erkennen. Diese hat dann beim Einsetzen der postglazialen, vorwiegend chemischen Verwitterung den Wasserhaushalt der Niederterrasse gegenüber den jüngeren Vorterrassen günstiger beeinflußt.

Die Mächtigkeit des postglazialen Schotterverwitterungslehms nimmt nach S hin infolge der rasch zunehmenden Durchfeuchtung zu. Allgemein wird seine Mächtigkeit außerdem durch die Schotterzusammensetzung variiert.

g) Schlußbemerkungen

Der obige Überblick über den Löß und die jung- und mittelpleistozänen Böden Südbayerns — auf der DEUQUA-Tagung 1953 in Stuttgart vorgetragen — konnte nur die wesentlichsten Erscheinungen skizzieren. Zum Schluß sei deshalb noch darauf hingewiesen, daß bei einer Parallelisierung von Periglazialprofilen mit Hilfe fossiler Böden neben der dominierenden zeitlichen Differenzierung die folgenden Modifikationen Berücksichtigung finden müssen: Eine regionale Differenzierung von „ozeanisch“ zu „kontinental“, innerhalb derselben von „trocken“ zu „feucht“ (wie hier für Südbayern beschrieben) und zuletzt eine Berücksichtigung von „Hangrichtung“ und „Hangneigung“. Schließlich war unter eiszeitlichen Klimabedingungen die Vegetation — als neben dem Wasserhaushalt (und dem hier einheitlichen Löß-Ausgangsgestein) der wichtigste Faktor für die damalige Bodenbildung — in viel stärkerem Maße von der Dauer der Vegetationszeit, von deren Temperaturablauf und von der Wasserversorgung abhängig, als es bei warmzeitlichem Klima im gleichen Gebiet der Fall ist.

Schon diese kurzen Ausführungen zeigen, daß die Klärung der pleistozänen Bodengenese und ihrer regionalen und auch lokalen Modifikationen eine sehr breite Grundlage erfordert, deren Erörterung über den Rahmen des hier gegebenen Überblickes hinausgehen würde.

Angeführte Schriften

- BRANDTNER, F.: Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. - *Archaeologia Austriaca* 5, 101-113. Wien 1950.
- BRUNNACKER, K.: Der würmeiszeitliche Löß in Südbayern. - *Geologica Bavarica* 19, S. 258-265. München 1953.
- FREISING, H.: Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. - *Jh. geol. Abt. württ. statist. L.-Amt* 1, 54-59. Stuttgart 1951.
- KRAUS, E.: Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums. - *Geognost. Jh.* 34, 169-221. München 1922.
- SCHÖNHALS, E.: Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. - *Eiszeitalter und Gegenwart* 1, 109-130. Öhringen 1951.

Manusk. eingeg. 18. 12. 1953.

Anshr. d. Verf.: Dr. K. Brunnacker, Bayer. Geol. Landesamt, München 22, Prinzregentenstraße 26.

Steingeräte der mittleren Altsteinzeit aus Kleinheppach (Landkreis Waiblingen)

Von Hans Freising, Eßlingen am Neckar

Summary. The flint tools found near Kl. Heppach (Waiblingen district / Baden-Württemberg) which are described and shown in this article originate from the Middle Palaeolithics. This era belongs to the penultimate glacial period.

In Kleinheppach, einem freundlichen Dorfe am Fuße des rebenbekränzten Belzberges, besitzt Herr Eugen Reinhard eine einzigartige heimatgeschichtliche Sammlung, die er in 25jähriger Arbeit zustandegebracht hat (MÜLLER 1948). Unter den vielen Tausenden geschlagener Steingeräte der mittleren und jüngeren Steinzeit, die Eugen Reinhard und sein Sohn Lothar auf der Scheitelfläche und auf den Hängen des Belzberges gesammelt haben, befinden sich auch über 50 Fundstücke von einem sehr alten Gepräge. Herr Eugen Reinhard stellte in zuvor-kommendster Weise eine Auswahl dieser Steingeräte für eine Veröffentlichung zur Verfügung. Die Abbildungen, die Herr Gerhard Lutz, Stuttgart, anfertigte, verdanke ich dem Landesamt für Denkmalpflege, Abteilung Bodendenkmalpflege, in Stuttgart. Allen sei hiermit bestens für ihr Entgegenkommen und ihre Hilfe gedankt.

1. Fundort

(vgl. Topographische Karte des Deutschen Reiches 1 : 25 000, Blatt 7122 Winnenden)

Die Buocher Höhe, die den Welzheimer Wald im Südwesten begrenzt, bricht unvermittelt in einer 150 bis 200 m hohen Geländestufe gegen die westwärts vorgelagerte flachwellige Lettenkeuper-Ebene ab. Aus dieser gewaltigen Bergflanke schieben sich einzelne Kuppen („Köpfe“) bollwerkartig heraus (Korber Kopf, Hörnleskopf, Kleinheppacher Kopf). Der Belzberg (451,9 m) mit dem Kleinheppacher Kopf umfaßt den südlichen Teil dieser Geländestufe. Die Hänge und vor allem die Höhen bieten eine überwältigende Fernsicht über das endlose lößbedeckte Schmidener und Lange Feld. Gegen Süden fällt der Blick in das breite Remstal, das hier von der Ebene aufgenommen wird. Kein Wunder, daß diese beherrschenden Höhen den Menschen immer wieder zum Verbleib angelockt haben.

Den Belzberg bauen Schichten des Keupers auf. Am unteren Berghang erscheinen Gipskeuper, Schilfsandstein und Bunte Mergel. Über den Berghang verläuft eine Verwerfung in Richtung NW—SO, so daß sich die Schichtfolge am oberen Berghang nochmals wiederholt. Auf der Scheitelfläche steht Stubensandstein an (VOLLRATH 1925).

Die hier vorgelegten Steingeräte wurden teils auf den Äckern der Scheitelfläche des Belzberges, teils in den Weingärten am Südwesthang nach und nach aufgefunden. Auf der Scheitelfläche liegen sie im sandig aufgewitterten Stubensandstein und geraten durch die Bodenbearbeitung an die Oberfläche. Während sich die Steingeräte auf der Scheitelfläche am Orte ihrer Ablage vorfinden, sind sie am Berghang zweifellos verlagert. Ob diese Fundstücke aus dem in die Weingärten gebrachten Boden herrühren oder ob sie aus der Hangschuttdecke durch die tiefreichende Bodenbearbeitung zum Vorschein kamen, wird sich kaum mehr klären lassen. Auf alle Fälle können sie nur von den Hängen des Belzberges stammen. Es ist möglich, daß die Geräte ursprünglich an den Steilwänden der ausbeißenden Kiesel- und Stubensandsteinschichten lagen, wo wir auch Haltplätze des Urmen-

schen vermuten dürfen. Diese Felswände sind jedoch bei der Anlage der Weinberge zum allergrößten Teil beseitigt worden.

2. Die Funde

Der mittel- und jungsteinzeitliche Mensch verarbeitete hauptsächlich die aus den oberen Weißjurakalken ausgewitterten und hierher gebrachten Hornsteinknollen. Bei den nachstehend besprochenen Steingeräten handelt es sich aber — soweit feststellbar — um Weißjurahornsteingeröle, die offenbar in den ausgedehnten Schotterfeldern des Remstales aufgefunden wurden.

Von diesen Steingeräten habe ich 9 Stück ausgewählt, die hier näher betrachtet werden sollen.

Taf. 1/1a—c: Mandelförmiger Fäustel mit kleiner Querschneide, gearbeitet aus einem flachen Flußgeröll. Kräftige, flächige Absplisse¹⁾ auf der gewölbten Vorder- und Rückseite; an den beiden Seitenkanten stellenweise feine randliche Absplisse. Auf der Vorderseite blieb eine kleine Fläche unterhalb der Mitte, auf der Rückseite das Griffende z. T. unbearbeitet. Diese roh belassenen Flächen zeigen noch die alte, braune, lackartig glänzende Geröllrinde. In der Seitenansicht erscheint die linke Seitenkante schwach bogig gekrümmt und besitzt einen leicht zickzackförmigen Verlauf. Querschnitt spitzoval. Werkstoff: Weißjurahornstein von gelblich-brauner Farbe.

L(änge) 7,25, B(reite) 4,63, D(icke) 1,52 cm, G(ewicht) 50,48 Gramm.

Gefunden am 18. 12. 1930 von Eugen R e i n h a r d auf den Grundstücken 1934—1937, Gewinn Unteres Waldstück (Scheitelfläche des Belzberges).

Slg. R e i n h a r d 17.

Taf. 1/2a—c: Kleinerer, langgestreckter, spitzer Keil, aus einem Flußgeröll gearbeitet. Dicker, rohbelassenes Griffende, die übrigen Teile der Vorder- und Rückseite mit groben, flächigen Absplissen. Die rechte Seitenkante der Vorderseite ist durch beidseitige randliche Absplisse zu einer Schneide zugerichtet. In der Seitenansicht zeigt sie (bis auf das untere Ende) einen nahezu geraden, leicht zickzackförmigen Verlauf. Die linke Seitenkante ist nur im oberen Drittel schneidenförmig, der restliche Teil wird von einer stumpfen, roh belassenen Seitenfläche eingenommen. Querschnitt des Stückes in der unteren Hälfte dreieckig, an der Spitze rautenförmig. Werkstoff: Schmutzigweißer Weißjurahornstein mit hellgrauen Kernen.

L 6,15, B 4,35, D 3,47 cm, G 79,60 Gramm.

Gefunden am 24. 9. 1944 von Eugen R e i n h a r d auf dem Grundstück 1869, Gewinn Unteres Waldstück (Scheitelfläche des Belzberges).

Slg. R e i n h a r d 1370.

Taf. 2/3a—c: Kleiner mandelförmiger Fäustel mit breiter, schrägsteher Querschneide, aus einem flachen Flußgeröll gearbeitet. Die gewölbte Vorder- und Rückseite mit sehr kräftigen, groben, flächigen Absplissen, wobei das Griffende unbearbeitet belassen wurde. Die linke obere Seitenkante der Vorderseite weist feine randliche Absplisse auf. In der Seitenansicht verlaufen die beiden Seitenkanten in einer fast geraden Zickzacklinie. Querschnitt spitzoval. Werkstoff: Schmutzigweißer Weißjurahornstein.

L 5,85, B 4,56, D 2,2 cm, G 49,69 Gramm.

Gefunden im Februar 1936 von Eugen R e i n h a r d auf dem Grundstück 891 (oberhalb des Kelterbrünnele, Südwesthang des Belzberges).

Slg. R e i n h a r d 600 b.

Taf. 2/4a—c: Kleine dreieckige Spitze, gearbeitet aus einem Abschlag. Die linke Seitenkante der Vorderseite ist durch beidseitig flache randliche Absplisse zu einer geraden Schneide zugerichtet. Die rechte Seitenkante erscheint in der Seitenansicht als schmale, glatte Fläche, die in der oberen Hälfte durch steile Absplisse abgestumpft wird. Dreieckiger Querschnitt. Werkstoff: Gelblichweißer Weißjurahornstein.

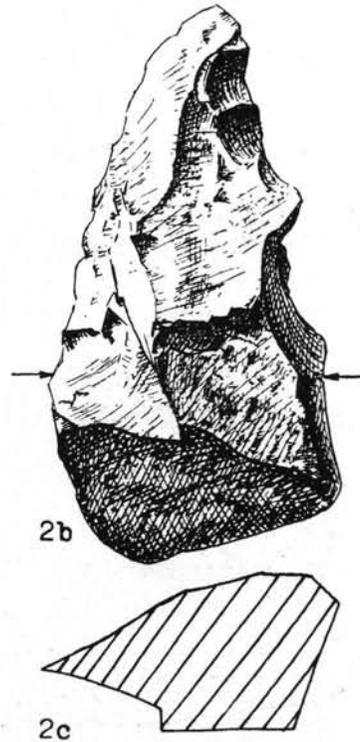
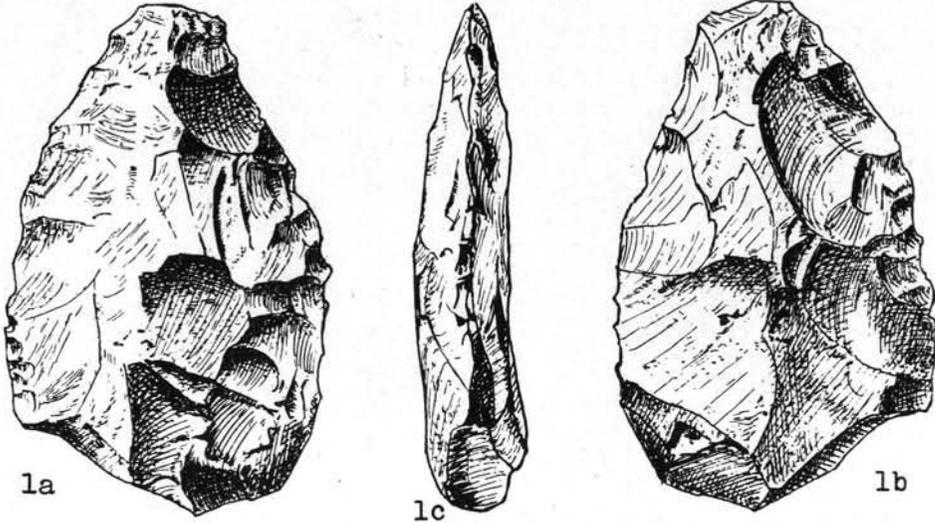
L 3,17, B 5,3, D 1,63 cm, G 20,71 Gramm.

Gefunden am 6. 1. 1936 von Eugen R e i n h a r d d. Ä. (10. 9. 1875 — 18. 1. 1945) auf den Grundstücken 1934—1937, Gewinn Unteres Waldstück (Scheitelfläche des Belzberges).

Slg. R e i n h a r d 626.

¹⁾ Das unzutreffende, aus dem Französischen stammende Wort „Retusche“ ist abzulehnen. Vgl. Much 1919.

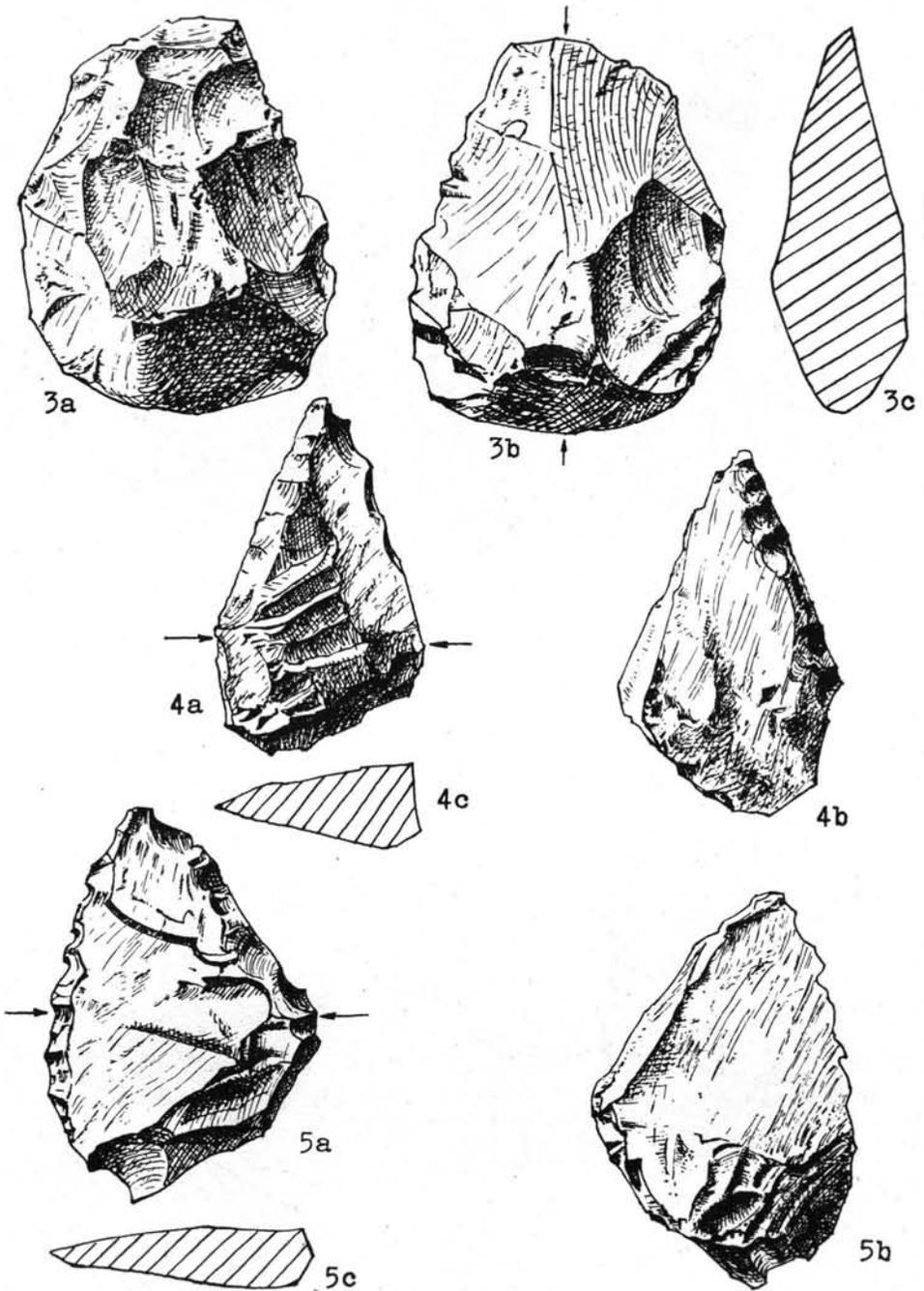
Tafel 1



Kleinheppach, Lkr. Waiblingen

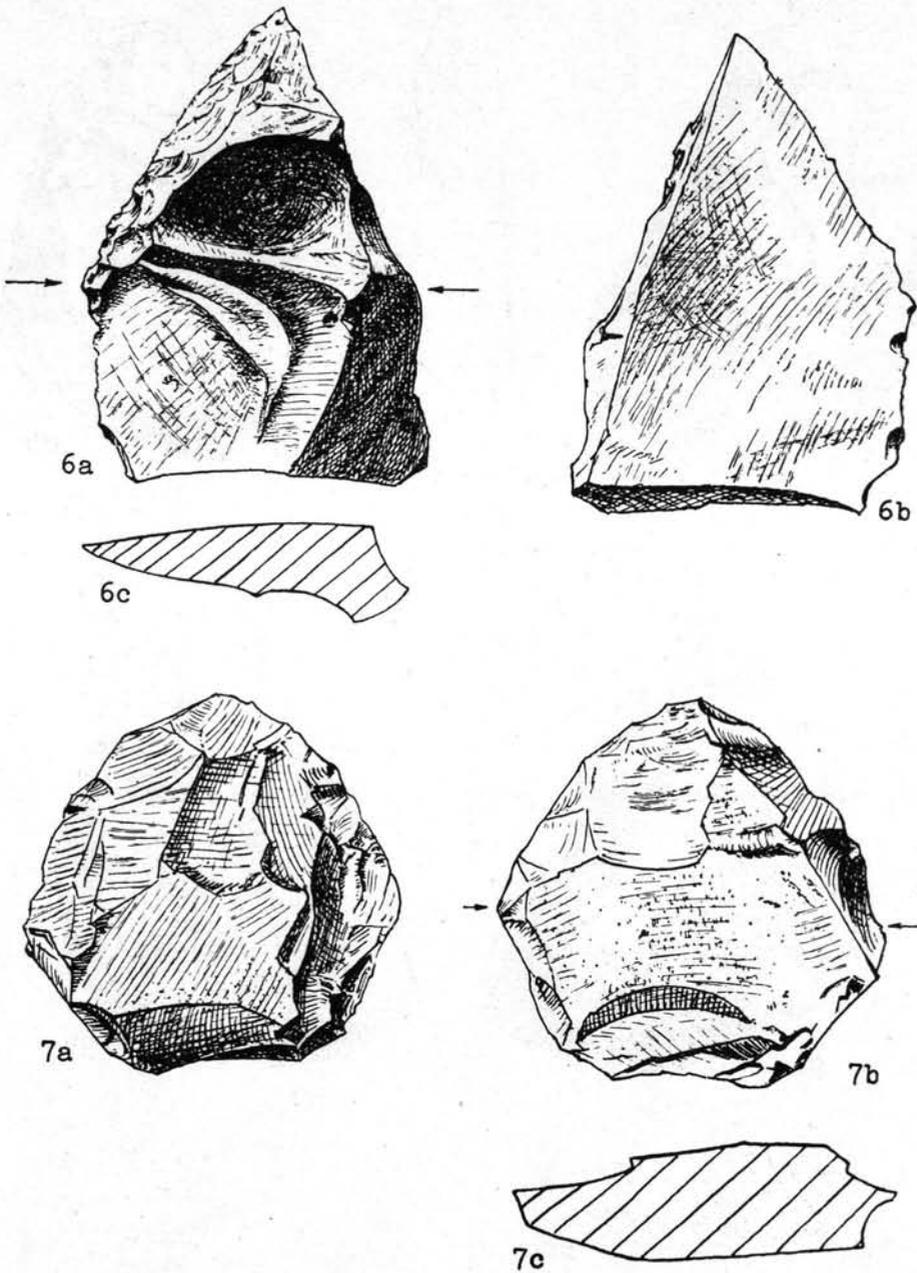
1. Fäustel (a Vorderseite, b Rückseite, c Ansicht der linken Seitenkante der Vorderseite).
 2. Langgestreckter, spitzer Keil (a Vorderseite, b Rückseite, c Querschnitt).

Tafel 2



Kleinneppach, Lkr. Waiblingen

3. Fäustel mit Querschneide (a Vorderseite, b Rückseite, c Längsschnitt).
 4. Kleine Spitze (a Vorderseite, b Rückseite, c Querschnitt).
 5. Bogenschaber (a Vorderseite, b Rückseite, c Querschnitt).

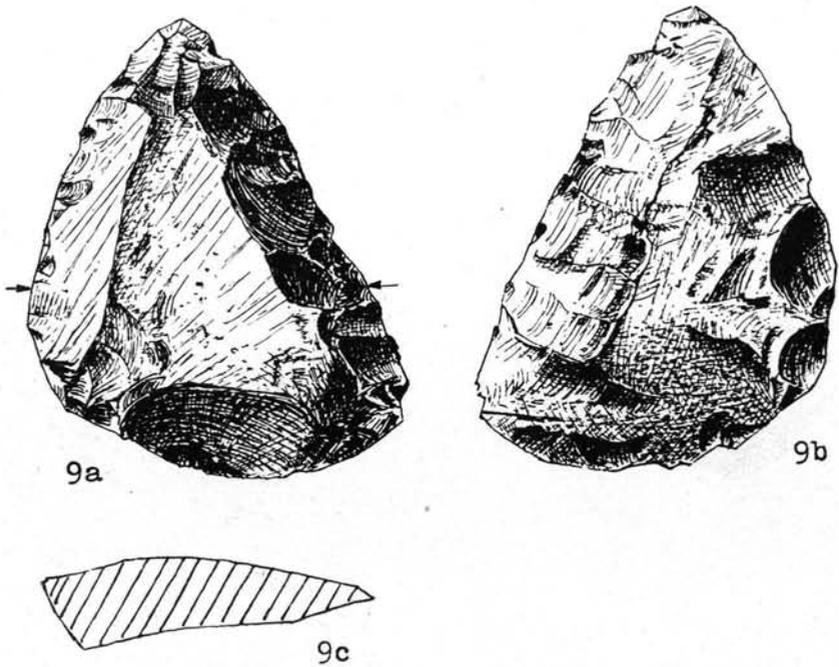
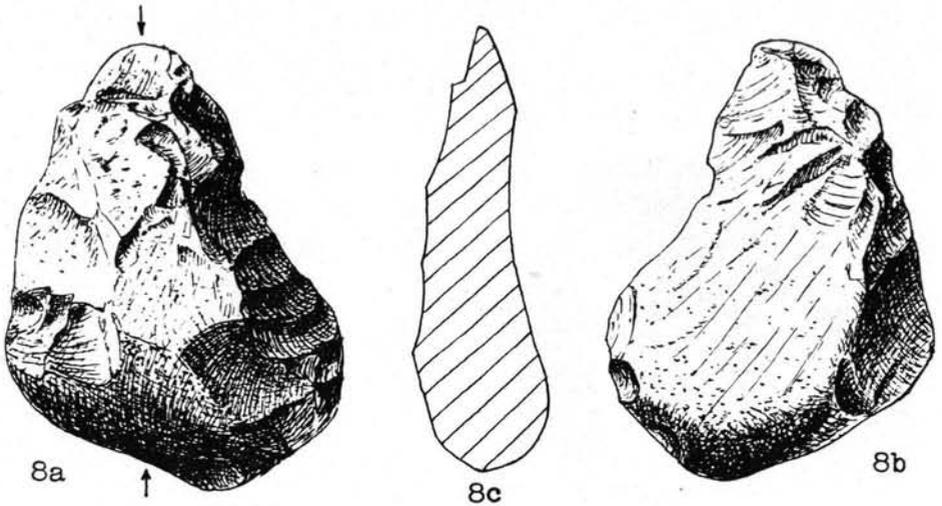


Kleinheppach, Lkr. Waiblingen

6. Spitzschaber (a Vorderseite, b Rückseite, c Querschnitt).

7. Fäustel (a Vorderseite, b Rückseite, c Querschnitt).

Tafel 4



Kleinheppach, Lkr. Waiblingen

8. Bogenschaber (a Vorderseite, b Rückseite, c Längsschnitt).

9. Geradschaber (a Vorderseite, b Rückseite, c Querschnitt).

- Taf. 2/5a—c: Kleiner bogiger Schaber, zugerichtet aus einem dreieckigen, flachen Abschlag. Die linke Seitenkante zeigt nur auf der Vorderseite feine randliche Absplisse, die rechte ist stumpf belassen. Die Rückseite ist glatt und weist einen undeutlichen Schlagbuckel auf, dessen rechte Hälfte durch flächige Absplisse abgearbeitet ist. Querschnitt flach-dreieckig. Werkstoff: Schmutzigweißer Weißjurahornstein.
L 5,87, B 4,04, D 1,2 cm, G 23,73 Gramm.
Gefunden am 22. 5. 1938 von Eugen Reinhard auf den Grundstücken 1934—1937, Gewann Unteres Waldstück (Scheitelfläche des Belzberges).
Slg. Reinhard 889.
- Taf. 3/6a—c: Spitzschaber, aus einem kräftigen, breiten Abschlag gearbeitet. Die linke Seitenkante der Vorderseite ist in ihrem oberen Teil durch einseitige, flächige Absplisse, die gegen den Rand immer feiner werden, abgeschrägt. Auf der linken Seitenkante erscheint in der Seitenansicht eine schmale, glatte Seitenfläche. Von der verhältnismäßig glatten Rinde des Knollens hat sich bloß ein geringer Rest am rechten unteren Teil der Vorderseite erhalten. Die Rückseite ist flach und glatt. Querschnitt dreieckig. Werkstoff: Gelblichweißer Weißjurahornstein.
L 7,07, B 5,08, D 1,8 cm, G 51,05 Gramm.
Gefunden am 19. 8. 1949 von Eugen Reinhard auf dem Grundstück 1029 (oberhalb des Kelterbrünnele, Südwesthang des Belzberges).
Slg. Reinhard 2144.
- Taf. 3/7a—c: Rundlicher, kleiner, dicker Fäustel, gearbeitet aus einem Flußgeröll. Auf der Vorderseite sehr kräftige, flächige Absplisse an den Rändern. Stellenweise feine randliche Absplisse an den Seitenkanten. Auf der Rückseite beschränken sich die flächigen, groben Absplisse ebenfalls auf die Ränder; die Mitte und die unterste Grifffläche zeigen noch die lackartig glänzende, hellbraune Geröllrinde. In der Seitenansicht verläuft die Schneide stark zickzackförmig. Werkstoff: Schmutziggelber Weißjurahornstein.
L 5,64, B 5,58, D 2,07 cm, G 70,83 Gramm.
Gefunden am 18. 9. 1931 von Eugen Reinhard auf dem Grundstück 1256 (Südwesthang des Belzberges).
Slg. Reinhard 34.
- Taf. 4/8a—c: Bogiger Schaber, zugerichtet aus einem flachen Flußgeröll. Vorderseite mit groben, flächigen Absplissen überarbeitet. An der rechten Seitenkante der Vorderseite steilere Absplisse; an der gerundeten oberen Spitze und an der rechten Seitenkante feine randliche Absplisse. Der untere Teil der Vorderseite ist roh belassen und zeigt die alte Gerölloberfläche. Die Rückseite ist zum allergrößten Teil unbearbeitet; bloß an der rechten Seitenkante, an der Spitze und am unteren Teil des linken Randes sind steile bis flache Absplisse angebracht. Werkstoff: Schmutzigweißer Weißjurahornstein.
L 6,93, B 5,0, D 2,12 cm, G 57,71 Gramm.
Gefunden am 18. 8. 1940 von Eugen Reinhard d. Ä. auf dem Grundstück 1018 (oberhalb des Kelterbrünnele, Südwesthang des Belzberges).
Slg. Reinhard 1190.
- Taf. 4/9a—c: Dreieckiger Schaber, gearbeitet aus einem kräftigen, breiten Abschlag. Der breite Schlagbuckel befindet sich in der Abbildung unmittelbar links oben neben der Ziffer 9b; er ist durch flächige Absplisse abgeflacht worden. Die Schaberkante verläuft gerade, die beiden anderen Seitenkanten wölben sich bogig aus. Die scharfe Schaberkante wurde durch sehr dünne flache Absplisse auf der Ober- und Unterseite erzielt. In der Seitenansicht verläuft sie als gestreckte Zickzacklinie. Dreieckiger Querschnitt. Werkstoff: Schmutzigweißer Weißjurahornstein.
L 6,6, B 5,5, D 1,83 cm, G 47,82 Gramm.
Gefunden am 8. 6. 1941 von Eugen Reinhard auf dem Grundstück 1982 (Südostende der Scheitelfläche des Belzberges).
Slg. Reinhard 1270.

3. Der formenkundliche Vergleich

Da die vorliegenden Steingeräte nicht aus einem Schichtverband stammen, kann ihr Alter und ihre Zugehörigkeit zu einer Gruppe nur durch einen formenkundlichen Vergleich ermittelt werden.

Es liegen folgende Gerätearten vor:

Fäustel: Taf. 1/1a—c, 2/3a—c, 3/7a—c.

Lange, spitze Keile mit einer beidseitig gearbeiteten Schneidkante:
Taf. 1/2a—c.

Kleine Spitzen mit einer beidseitig gearbeiteten Schneidkante:
Taf. 2/4a—c.

Spitzschaber mit einseitig gearbeiteter Arbeitskante: Taf. 3/6a—c.

Bogenschaber: Taf. 4/8a—c, 2/5a—c.

Geradschaber: Taf. 4/9a—c.

Der Fäustel, Taf. 1/1a—c, besitzt ein entsprechendes Gegenstück aus der Heidenschmiede, Markung Heidenheim, Lkr. Heidenheim (PETERS 1931, Taf. 7/1). Auch der kleine Fäustel mit der breiten Querschneide, Taf. 2/3a—c, kann mit entsprechenden Stücken (1072, 1585, 2759) aus der Schicht 7 der Bocksteinschmiede, Markung Rammingen, Lkr. Ulm, verglichen werden (Abb. 1)²⁾. Sehr kennzeichnend ist der langgestreckte Keil mit einer Schneidkante und roh belassener Grifffläche. Derartige Geräte sind aus der Schicht 7 der Bocksteinschmiede (WETZEL 1940, Abb. 7; WETZEL 1944, Abb. 2, 3, 4 und 5) bekannt. Dieselbe Gerätform tritt auch als kleine dreieckige Spitze mit einer beidseitig gearbeiteten Schneidkante, Taf. 2/4a—c, auf; sie findet sich ebenfalls in der Schicht 7 der Bocksteinschmiede (249). Spitzschaber mit einseitig gearbeiteter Arbeitskante in der Art wie Taf. 3/6a—c lieferte die Schicht 6 der Vogelherdhöhle, Markung Stetten ob Lontal, Lkr. Heidenheim (RIEK 1934, Taf. 5/5), vgl. Abb. 2. Schaber mit gerader Arbeitskante, Taf. 4/9a—c, kamen z. B. in der Heidenschmiede zum Vorschein (PETERS 1931, Taf. 7/2). Zu dem Stück Taf. 4/8a—c liegt ein entsprechendes aus der Schicht 6 der Vogelherdhöhle (RIEK 1934, Taf. 8/5) vor.

Dieser Vergleich zeigt hinreichend, daß die Kleinheppacher Steingeräte entsprechende Gegenstände aus den unteren Schichten der Alb-Höhlen besitzen. Mit dieser mittelaltsteinzeitlichen Gruppe hat sich zuletzt Karl J. NARR (1951) eingehender befaßt. Kleinheppach wird sich am ehesten zu den Hinterlassenschaften aus der Bocksteinschmiede, Schichte 7, stellen lassen. R. WETZEL bezeichnet diese Gruppe als „Micoquien“. In ihr treten bereits echte Blattspitzen auf (WETZEL 1940, Abb. 8; WETZEL 1944, Abb. 12). Über dieser Fundschichte lag ein ärmliches „Moustérien“. Das „Micoquien“ der Bocksteinschmiede hat vieles mit dem „Moustérien“ von Mauern, Lkr. Neuburg an der Donau, gemeinsam, wie z. B. die schönen gleichseitigen Fäustel (WETZEL 1940, Abb. 6; WETZEL 1944, Abb. 10, 11; BOHMERS 1951, Taf. 13/1). In Mauern überlagert BOHMERS „Altmühlgruppe“ mit ihren herrlichen Blattspitzen das „Moustérien“. Würden die Blattspitzen fehlen, könnte man die Altmühlgruppe vom etwas tieferliegenden „Moustérien“ formenkundlich kaum unterscheiden. Diese Widersprüche in den Zuordnungen zeigen nur, daß sich diese mittelaltsteinzeitlichen Fundschichten zeitlich sehr eng aneinander anschließen.

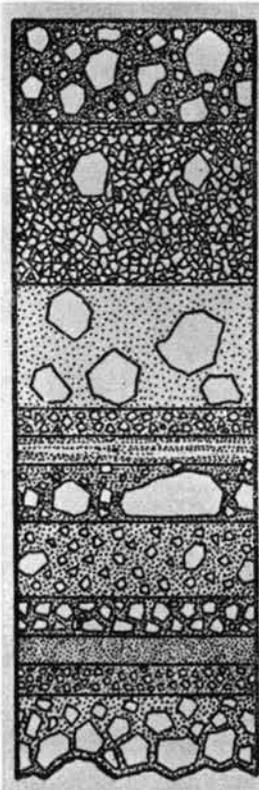
4. Die erdgeschichtliche Stellung

Die Vorgeschichtsforschung stuft heute die mittelaltsteinzeitlichen Hinterlassenschaften in den ersten Abschnitt der Würmvereisung („Würm I“) ein (RIEK

²⁾ Der Ausgräber der Bocksteinschmiede, Herr Prof. Dr. Robert W e t z e l, Tübingen, gestattete mir entgegenkommendst die Durchsicht der Steingeräte aus dieser Höhle, wofür ich bestens danke.

1934, BOHMERS 1951, NARR 1951). Eine nachfolgende Schwankung („WI—WII — Interstadial“) soll diesen Abschnitt von einem zweiten („Würm II“) trennen. Die sorgfältige Betrachtung der Lößauschlüsse lehrt aber ganz eindeutig, daß diese Auffassung u n h a l t b a r ist.

Mittlere Schichtmächtigkeit (in m)

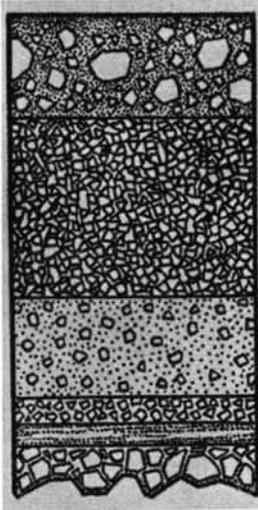


- (1) 0.80 schwarzer Humus (Neuzeit und Jungsteinzeit)
- (2) 1.30 feinsplittiger Kalkschutt („Bergkies“), (Magdalénien)
- (3) 1.00 Löß
- (4) 0.20 feiner lössiger Kalkschutt (Aurignacien)
- (5) 0.25 ockergelber Lehm
- (6) 0.45 Kalkschutt mit braunlehmiger Füllung (Moustérien)
- (7) 0.60 lockerer brauner Boden mit feinem Kalkschutt (Jung-Acheuléen, Micoquien)
- (8) 0.30 gröberer Kalkschutt, dunkel, lehmig
- (9) 0.20 steinloser brauner Mulm (Kultur)
- (10) 0.20 feiner Kalkschutt mit gelbem Mulm (Kultur)
- (11) 0.70 grober Kalkbruch mit rotgelbem Mulm

Abb. 1. Die vereinfachte Schichtfolge der Bocksteinschmiede, Markung Rammingen, Lkr. Ulm (WETZEL 1940).

R. WETZEL (1940) stellte bereits die Schichten der Bocksteinschmiede (Abb. 1), der Vogelherdhöhle (Abb. 2) und des Stadels im Hohlestein (Markung Asselfingen, Lkr. Ulm) nebeneinander, ohne jedoch auf die zeitliche Zuordnung der einzelnen Schichtglieder einzugehen. Die Schichtfolgen der beiden erstgenannten Höhlen wären zeitlich folgendermaßen anzusprechen. Die Schichte 5 stellt zweifellos eine ausgesprochene Zeitmarke dar. In ihr prägt sich eine feuchte, warme Witterung ohne wesentliche Frostwirkung aus, denn auf dem eingangsnahen Höhlenboden kam nur Lehm zum Absatz. Die nachfolgende (letzte) Kaltzeit äußert sich in einer beträchtlichen Schuttlieferung als Folge lebhafter Frostsprengung der anstehenden Kalkfelsen. Im unteren Teil der Frostschuttsschichten gesellt sich der jüngste Löß (Löß III) hinzu. Auch die Schichten 11 bis 6 der Bocksteinschmiede müssen wegen ihrer reichlichen Schutführung als eine kaltzeitliche Bildung aufgefaßt werden. Sie entsprechen der Schicht 6 der Vogelherdhöhle. Ohne Schwierigkeiten läßt sich die Abfolge dieser Höhlenschichten mit den Lössen und Bodenbildungen in Einklang bringen. Die Schicht 5 entspricht zeitlich der Göttweiger Bodenbildung, denn über ihr finden sich sowohl in der Frostschuttsschichte der

Mittlere Schichtmächtigkeit (in m)



- (1) 0.80 dunkle Humusschichten (Jungsteinzeit)
- (2) 1.40 feinsplitteriger Kalkschutt („Bergkies“)
- (3) 0.80 lockerer Boden mit feinem Kalkschutt (Aurignacien)
- (4) 0.20 feinsplitteriger Kalkschutt
- (5) 0.20 ockergelber Lehm
- (6) 0.40 grober Kalkschutt (Jung-Acheuléen, Micoquien)
- Höhlensohle (Kultur)

Abb. 2. Die vereinfachte Schichtfolge der Vogelherdhöhle, Markung Stetten ob Lontal, Lkr. Heidenheim (WETZEL 1940).

Höhlen als auch in den Fließerden und Lössen der letzten Kaltzeit die Hinterlassenschaften der jüngeren Altsteinzeit (Schmalklingenkultur). In der Göttweiger Bodenbildung spiegelt sich keine „Schwankung“ innerhalb der Würmeiszeit, sondern eine Warmzeit („Zwischeneiszeit“ im Sinne A. Pencks), denn sie steht in ihrem Aufbau und in ihrer Mächtigkeit der Kremser Bodenbildung der vorletzten Warmzeit kaum nach. Allerdings tritt die Göttweiger Bodenbildung in den allermeisten Aufschlüssen nur noch in Resten oder umgelagert als Fließerde in Erscheinung (FREISING 1951). Was als „Paudorfer Verlehmungszone“ bezeichnet wird, sind entweder die aus der Göttweiger Bodenbildung hervorgegangenen Fließerden oder Reste ihres stark abgetragenen Unterbodens mit Fließerdeauflage. Zusammenfassend ist zu sagen, daß sich zwischen der mittleren und jüngeren Altsteinzeit ein sehr beträchtlich langer Zeitraum, die letzte Warmzeit (das letzte „Interglazial“), einschleibt. Es besteht daher im deutschen Raum kein unmittelbarer Zusammenhang zwischen der jungaltsteinzeitlichen Schmalklingenkultur und der mittelaltsteinzeitlichen Blattspitzenkultur!

Wie die Lössen, die Bodenbildungen, die Höhlenablagerungen der Bocksteinschmiede und der Vogelherdhöhle sowie die menschlichen Hinterlassenschaften in Süddeutschland einander zugeordnet werden müssen, veranschaulicht nachstehende Übersicht.

5. Zusammenfassung

Die hier beschriebenen und abgebildeten Steingeräte aus Kleinheppach gehören — wie der formenkundliche Vergleich gezeigt hat — der mittleren Altsteinzeit an. Zeitlich fällt dieser Abschnitt in die vorletzte Kaltzeit des Eiszeitalters. Diese Hinterlassenschaften, bisher nur aus den Höhlen der Schwäbischen Alb bekannt, wurden im Bereich der ehemaligen Länder Württemberg und Hohenzollern zum ersten Male auch im freien Gelände festgestellt.

Zeitlicher Ablauf des Endabschnittes des Eiszeitalters	Löss- und Boden- bildungen	Zeitliche Stellung der		
		Höhhlenschichten		menschlichen Hinterlassen- schaften Süd- deutschlands aus der
		Bockstein- schmiede (Abb. 1)	Vogelherd (Abb. 2)	
Letzte Kaltzeit	Löß III	(2) (3) (4)	(2) (3) (4)	Jüngeren Altsteinzeit
Letzte Warmzeit	Göttweiger Bodenbildung	(5)	(5)	
Vorletzte (= zweit- letzte) Kaltzeit	Löß II	(6) (7) (8) (9) (10) (11)	(6)	Mittleren Altsteinzeit
Vorletzte (= zweit- letzte) Warmzeit	Kremser Bodenbildung			
Vorvorletzte (= drittletzte) Kaltzeit	Löß I			

Schrifttum

- BOHMERS, A.: Die Höhlen von Mauern. Teil I. Kulturgeschichte der altsteinzeitlichen Besiedlung. Groningen 1951. [= Palaeohistoria 1 (1951)].
- FREISING, Hans: Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. - Jahreshefte geol. Abt. württ. statist. Landesamt, 1, S. 54-59, 1951.
- MUCH, Rudolf: Spleiß. - Wiener prähist. Z. 6, S. 1-5, 1919.
- MÜLLER, W.: Die Reinhardtsche Sammlung in ihrer Bedeutung für die Vorgeschichtsforschung unseres Landes und für die Heimatforschung des Kreises Waiblingen. O. O. 1948.
- NARR, Karl J.: Alt- und mittelpaläolithische Funde aus rheinischen Freilandstationen. - Bonner Jahrbücher 151, S. 5-51, 1951.
- PETERS, Eduard: Die Heidenschmiede in Heidenheim a. Br. Stuttgart 1931. [= Fundberichte aus Schwaben 6, 1931].
- RIEK, Gustav: Die Eiszeitjägerstation am Vogelherd im Lonetal. Erster Band. Die Kulturen. Tübingen 1934.
- VOLLRATH, Paul: Begleitworte zur Geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Waiblingen mit der Umgebung von Eßlingen, Schorndorf, Marbach und Winnenden. III. Auflage. Stuttgart 1925. - - Geognostische Karte von Württemberg. Blatt 17 Waiblingen. Stuttgart 1925.
- WETZEL, Robert: Die Lonetalarbeit als Gemeinschaftsforschung. - Jahressbände wiss. Akad. Tübingen des NSD.-Dozentenbundes 1, S. 79-93, 1940. - - Die Faustkeilfunde der Grabung Bocksteinschmiede. - Bericht über die Kieler Tagung 1939 [der] Forschungs- und Lehrgemeinschaft „Das Ahnenerbe“, S. 81-92, Neumünster 1944.

Manuskript, eingeg. 26. 1. 1953.

Anschrift des Verf.: Dr. Hans Freising, Eßlingen am Neckar, Kimmichweiler 13.

Riss or Würm?

By F. E. Zeuner, London

Zusammenfassung. Die Klimaschwankungen des jüngeren Pleistozäns werden anhand von drei unabhängigen Gruppen von Beobachtungsmaterial besprochen, nämlich von Schwankungen des Meeresspiegels, den Terrassenunterkanten der Themse und den fossilen Böden der Lößzone von Nordfrankreich bis Niederösterreich. Die gleiche Abfolge von Klimaphasen ergibt sich in jedem Falle. Das Letzte Interglazial weist in der Mitte eine leichte Schwankung auf und war zeitweilig sommer-wärmer als heute. Die folgende Kaltphase war kurz, aber intensiv (Meeresspiegel ca. —100 m), und auf sie folgte eine Warmphase mit durchaus gemäßigttem Klima (Halling-Stage der Themse), welche oft mit dem Letzten Interglazial verwechselt wird. Auf diese Phase folgt die Vereisungsgruppe Weichsel-Würm. Die vorausgehende Kaltphase wird oft als Jungriß bezeichnet, doch ist Würm I vorzuziehen, da das vorausgehende Interglazial länger war als das Interstadial zwischen der fraglichen Phase und dem jüngeren Würmkomplex.

Sommaire. La succession des phases climatologiques du Pleistocène supérieur est discuté aux points-de-vue des oscillations du niveau de la mer, des niveaux d'abrasion fluviales de la Tamise, et des sols fossiles qui se trouvent dans des coupes de loess du nord de la France, du bassin de Mayence, la Bohème et l'Autriche. Ces témoignages étant d'accord, on obtient une succession générale comme suit: Après l'avant-dernière glaciation, le dernier interglaciaire avec une oscillation légèrement froide au milieu, mais autrement tempéré et même plus chaud que le climat récent pendant l'été. Il suit une glaciation, la phase qu'on a appelée aux Alpes ou Würm I ou Jeune-Riss. Après cette période froide, une interstadiare parfaitement tempéré qui la sépare du complexe würmien proprement dit. On a souvent pris cette phase interstadiare (Halling stage de la Tamise) pour le propre dernier interglaciaire. C'est comme ça qu'on est arrivé à l'appellation Jeune-Riss au lieu de Würm I qui est préférable, l'interglaciaire entre Riss et la phase froide en question ayant été plus long que l'interstadiare qui le sépare du Würmien plus récent.

In all areas where conditions of observation are favourable, geologists agree that the four major glaciations recognized by PENCK can be subdivided into phases. This applies in particular to the Alps. Corresponding evidence has come forth in the periglacial zone where both river terraces and weathering horizons have revealed sequences of climatic fluctuations more complicated than the original scheme of PENCK. This multiplicity of cold phases has inevitably raised the problem of their correct assignment to major glaciations, and the controversy which has in the last few years developed over the assignment of a certain glacial phase to the Riss Glaciation or the Würm Glaciation is merely an illustration of the difficulties which are bound to arise. Since the forelands of the northern Alps are the typical area for the subdivision of the Pleistocene glaciations, for it was here that PENCK defined the terms Günz, Mindel, Riss and Würm, the uncertainty as to what should be called Riss and what Würm is a serious matter.

That this problem is not confined to the Alpine sequence is indicated by similar complications that have arisen in other areas. On the margin of the Scandinavian ice-sheet, the chronological position of the Warthe phase has caused considerable difficulty. In Denmark the connection of the Skärümhede series with boulder clays is open to discussion. In the loess zone of western Europe, a loess occurs which has occasionally been assigned to the Younger Loesses by one group of investigators and to the Older Loesses by another, for instance at Achenheim in Alsace (ZEUNER 1952, p. 157, p. 407; 1954). In eastern England there is uncertainty about the Little Eastern Glaciation of SOLOMON, and in the Mediterranean basin the relation of certain eustatic terraces with interstadials of Last Glaciation age or with the Last Interglazial has been worrying some investigators, as illustrated

by Caton THOMPSON's treatise on the Levalloisian culture in North Africa. It will take some time before a common denominator can be applied to these local or regional chronologies, and before an agreement is reached about the nomenclature to be used which is satisfactory to all. Nevertheless the Alpine problem of „Riss or Würm“ being paralleled by corresponding problems elsewhere, other areas are likely to contribute information which may be helpful in the solution of Alpine problems. Broadly speaking the question is one of the length and the duration of the successive temperate phases separating the glacial phases. More information about this is available in the periglacial and pluvial zones than in the immediate vicinity of the Alpine moraines, and the present paper is intended to view the problem in the light of such non Alpine evidence.

At the outset it is essential to adopt a nomenclature for the climatic phases of the Pleistocene which is not local. In other words, in this article (as in other works of the writer) the terms Riss and Würm are restricted to the Alpine area, Saale and Weichsel being those applicable to the Scandinavian ice-sheet, and so forth, and in the general terminology, the two complexes of cold phases, with the separation of which we are concerned, are called Penultimate Glaciation and Last Glaciation. The equation Würm = Weichsel = Last Glaciation is known to be correct in a broad sense, though in detail many controversial points remain.

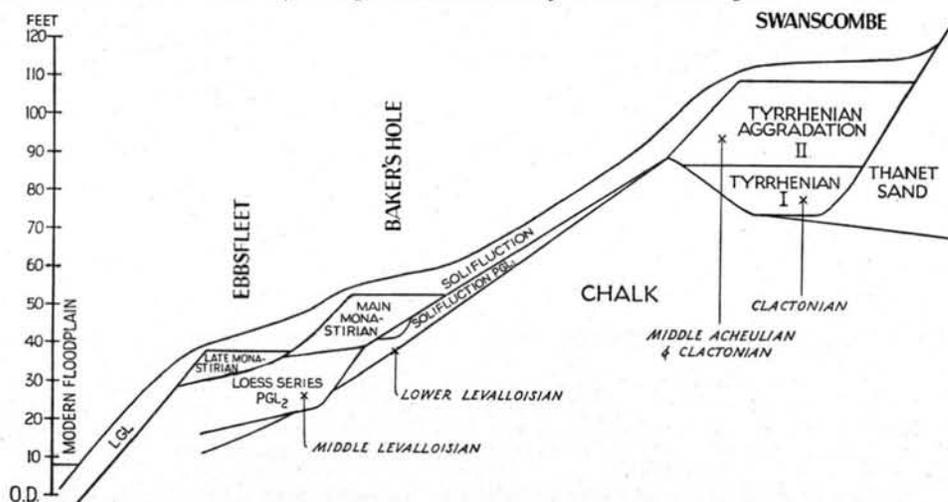


Fig. 1. Section from the Ebbsfleet Valley to Swanscombe, Lower Thames, illustrating the sequence of climatic phases from the Great Interglacial onwards.

After the cutting of the bench (G-bench) at Swanscombe, aggradation (in two stages) to Tyrrhenian sea-level of the Penultimate Interglacial (33 m above sea-level) with Clactonian II and early Middle Acheulian.

Then occurred erosion to low sea-level, and formation of Main Coombe Rock (solifluction) and of some stream-deposited gravel (Baker's Hoe) in the cold climate of the first phase of the Penultimate Glaciation, with early Levalloisian at Baker's Hole.

Partial removal of the Coombe Rock suggests a slight break in the sequence (? interstadial PGL 1/2 ?), which was followed by deposition of cold gravels (Middle Levalloisian) and loess (second phase of the Penultimate Glaciation).

Aggradation of river gravels to the Main Monastirian sea-level followed in the first part of the Last Interglacial (Upper Gravels at Baker's Hole).

Thereafter the sea-level dropped again, erosion cutting through the Main Monastirian gravels and partly through the loess series. A new rise of the sea-level (Late Monastirian) brought the aggradation of the 'temperate loam' of Burchell, in the second part of the Last Interglacial. This was followed by further phases of down-cutting and solifluction during the Last Glaciation, not illustrated here, but evidenced by the three buried channel benches (see Fig. 2).

The sequence of events is perhaps most conclusively reproduced by the thalassostatic portion of the River Thames, where the sections of Swanscombe and Ebbsfleet have provided an unambiguous starting point, whilst an investigation of the longitudinal profile of the terraces carried out by the writer in conjunction with Mr. Day KIMBALL has revealed a number of rhythms of bench cutting and estuarine aggradation which can only correspond to fluctuations of the sea-level. Briefly, these sections (fig. 1; discussed in ZEUNER 1952, p. 193, and 1945, p. 127) show that following the Great Interglacial two cold phases occurred, the second of which witnessed the deposition of the major part of the loess in Kent. Following these cold phases coupled with a low sea-level, the sea-level rose to about 18 m., the Thames adjusting itself to it by the formation of the Taplow Terrace. A second high sea-level is indicated by the Upper Flood Plain Terrace at about 7.5 m. That these two correspond to the Main and Late Monastirian shore-lines recognized on the coasts of the Atlantic and Mediterranean will be difficult to refute.

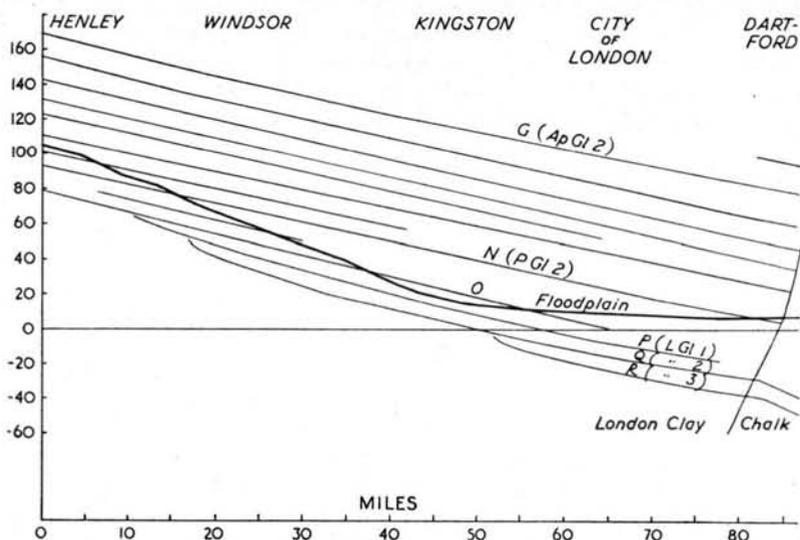


Fig. 2. The erosional benches of the Thames between Henley and Dartford. Each of these benches indicates a phase of low sea-level, i. e. a phase of climate colder than the present.

G: Swanscombe bench of Antepenultimate Glaciation 2 on which the Hornchurch boulder clay lies (probably equivalent of Elster Glaciation of Germany).

N: Taplow bench of Penultimate Glaciation 2 (probably Saale Glaciation of Germany).

This is followed by 5 benches of which the lowest 3 are the buried channel benches P, Q and R as indicated in Table 1, which correspond to the three phases of the Last Glaciation.

Now, the lower of these aggradations rests on a rock bench which has been identified over some distance along the course of the river (fig. 2). It is followed by three more rock benches all continuing to a low sea-level, the last being followed by the rise of the sea-level up to its present-day height. These are the well known „buried channel benches“. That there are three, confirms the observation made elsewhere that the Last Glaciation had three cold phases. But the terraces of the Thames provide additional information of great interest. The aggradation which rests on the first of the three buried channel benches constitutes the Lower Flood Plain Terrace which always remains a few feet above the modern flood plain. This stage, the Halling Stage of KING & OAKLEY (1936), occasionally also

called the Eyot Phase, indicates a sea-level at a height of something like 3 m above the present, though because of the inevitable error of measurement and the tidal amplitude an exact figure cannot at present be given. The fact that the sea-level rose as high as this suggests that the climate of this phase was temperate.

The Halling stage was followed by two cold phases separated by a less cold interval (Ponders End aggradation) during which the sea-level never rose to the present height (ZEUNER 1945, p. 130).

This evidence from the Lower Thames suggests that following the two Monastirian sea-levels, three cold phases occurred. The first and second of these were separated by a mild phase as temperate as the present day climate, in other words, of a fully interglacial character. The oscillation between the second and third, however, never led to a deglaciation comparable with that of the Postglacial. It is unlikely, therefore, that during this second mild phase the climate assumed a temperate character.

As a fossil shore-line, the Halling stage has been found in a large number of places on the south coast of western England. Its transgression platform occurs at Lannacombe (South Devon) for instance, where it is covered with thick solifluction deposits proving that this level cannot be of Postglacial age. It also occurs in Jersey (Channel Islands), at Gibraltar, Arab's Gulf (west of Alexandria), the Atlantic coast of Morocco and elsewhere (ZEUNER 1953).

The climatic sequence supplied by this evidence, therefore is as follows: —

- 1) Two phases of the Penultimate Glaciation.
 - 2) The Last Interglacial, with two warm phases represented by sea-levels at 18 and 7.5 m above the present and separated by a slight oscillation.
- The warm character of these two phases is evidenced by their *Strombus* fauna in the Mediterranean which corresponds to the Eem fauna of the North Sea.
- 3) A cold phase with low sea-level.
 - 4) The Halling phase with sea-level rising to about 3 m above the present, of a temperate character.
 - 5) Two cold phases separated by an oscillation during which the sea-level remained below present height and the climate of which never became typically temperate.

- 6) The Postglacial.

Turning now to the loess belt, it is remarkable that the same sequence of climatic phases is exhibited by the Younger Loesses, though not everywhere. Three Younger Loesses have been established in the Mainz basin, in Alsace, in Czechoslovakia and in Lower Austria. To find them, therefore, it appears that one has to go to areas where the summer is comparatively warmer and where the climate has continental tendencies. Farther west, especially in France, the Third Younger Loess appears to be absent, which is not surprising, since during that last phase of the Last Glaciation, which was the weakest of the three, the influence of the ocean made itself most strongly felt. The division between the Second and Third phases of the Last Glaciation, however, is evidenced by soils occurring between solifluction levels in several French sites, as it is, incidentally, at the Petersfels in southern Germany.

The evidence from the Mainz Basin has been studied by SCHÖNHALS (1950, 1951a, b) from the pedological point of view. Whilst the Last Interglacial soil is usually a chernozem, the soil between the First and Second Younger Loesses is a brownearth. Similarly the soil between the Second and Third Younger Loesses has brownearth characteristics, but it is thinner and less deeply weathered.

At the prehistoric site of Achenheim situated on the French side of the southern Rhine Rift, the presence of the three Younger Loesses has been suggested on the

GENERAL NOMENCLATURE	SEA-LEVELS	LOWER THAMES	LOESS OF North FRANCE	LOESS OF MAINZ BASIN	LOWER AUSTRIA	ALPS	PREHISTORIC INDUSTRIES	
POSTGLACIAL	FLANDRIAN	TILBURY STAGE	FORMATION DE SOL	BRAUNERDE	WEATHERING	WEATHERING	MESOLITHIC	
LAST GLACIATION 3	C. — 30 M.	THIRD BURIED CHANNEL (R)		JÜNGERER LÖSS III	YOUNGER LOESS III	WURM	MAGDALENIAN	
L. GL. 2/3	C. — 10 M.	PONDERS END AGGRADATION		BRAUNERDE	PAUDORF PHASE		MAGDALENIAN	
LAST GLACIATION 2	C. — 70 M.	SECOND (PONDERS END) BURIED CHANNEL (Q)	LOESS RECENT II	JÜNGERER LÖSS II	YOUNGER LOESS II		AURIGNACIAN GRAVETTIAN	
L. GL. 1/2	EPI-MONASTIRIAN + 3 M.	HALLING STAGE, LOWER FLOODPLAIN TERRACE	SOL	BRAUNERDE	GÖTTWEIGER PHASE	TEMPERATE PHASE	MOUSTERIAN BEING REPLACED BY UPPER PALAEOLITHIC	
LAST GLACIATION 1	C. — 100 M.	FIRST (HEDGE LANE) BURIED CHANNEL (P)	LOESS RECENT I	JÜNGERER LÖSS I	YOUNGER LOESS I	"JUNGRIS"	MOUSTERIAN	
LAST INTERGLACIAL	TEMPERATE	LATE MONASTIRIAN + 7.5 M.	ARGILE ROUGE	SCHWARZERDE	DEEP WEATHERING	LAST INTERGLACIAL	LEVALLOISIAN TAYACHIAN MICOQUAN & UP. ACHEUL.	
	COOL	LOWER						BENCH O
	TEMPERATE	MAIN MONASTIRIAN + 18 M.						TAPLOW TERRACE AGGRADATION
PENULTIMATE GLACIATION	C. — 200 M.	TAPLOW BENCH (N)	LOESS ANCIEN (PART)	ÄLTERER LÖSS	OLDER LOESS	RISS	LEVALLOISIAN	

TABLE 1

evidence of mechanical analysis by DE FERRIERE and confirmed by the writer. Again the upper intermediate soil is weaker than the lower.

In Bohemia and Moravia a number of sections with three Younger Loesses have been described by LAIS (1951) and SCHÖNHALS (1951). One of these is Sedlec, near Prague, another Dolní Věstonice in Moravia. The work of LAIS (his manuscript was completed in 1944) inspired BRANDTNER (1950) to search for similar evidence in Lower Austria, where the soil between Younger Loesses I and II is called the Göttweiger loam or Hollabrunner humus zone, whilst that between Younger Loesses II and III is known as the Paudorf horizon. These names were coined by BAYER and GÖTZINGER some twenty years ago, which shows that the evidence was there and only waiting to be correctly interpreted. LAIS, SCHÖNHALS and BRANDTNER agree in regarding the temperate period between Younger Loesses I and II as longer than that between Younger Loesses II and III. Pollen-analytical evidence has defined the difference between the two interstadials still further (BRANDTNER 1949, 1950, p. 104). The First Interstadial has so far yielded pine, spruce, birch, willow, alder, hazel, elm, oak and lime. This is an association representing a fully developed temperate forest. In samples from the Paudorf horizon, however, the more or less cold-resisting species dominate, whilst the climatically more sensitive like hazel, elm and oak appear more sporadically and the most warmth requiring species, lime, is absent altogether. Moreover, density of the forest in the Göttweiger Interstadial was greater (herbaceous and grass pollen about 100%) than in the Paudorf Interstadial (non-tree pollen nearly 300%).

This evidence from the Mainz Basin and Rhine Rift, Czechoslovakia and Lower Austria proves that the three cold phases which followed the Last Interglacial were separated by two interstadials, the first of which was fully temperate, whilst the second did not attain such condition, except possibly for a brief period not normally recorded in geological evidence. There is plenty of other pedological evidence which supports this conclusion, especially regarding the cool character of the Second Interstadial (ZEUNER 1953).

Moreover, where exposed, the soil of the temperate phase preceding the formation of the Three Younger Loesses is thicker than any of the soils that follow and tends to be climatically somewhat warmer than that between Younger Loesses I and II. In northern France, this Last Interglacial soil is well known as a *rgile rouge*, because of its slightly reddish colour indicating temperatures somewhat higher than the present. Soils of this type are now formed in the brownearth zone south of the Loire, but not in north France where a *rgile rouge* is common in the basins of the Somme and Seine. In southern England, similar conditions appear to have prevailed as suggested by the Last Interglacial soil of Ebbsfleet, Kent (ZEUNER 1945, p. 128). In the Mainz Basin, the *rgile rouge* is replaced by a well developed chernozem (SCHÖNHALS 1951) which is consistent with the continental character of this area. This evidence suggests that the „warm“ character of the Last Interglacial was in the main due to elevated summer temperatures as distinct from a higher annual mean.

Now, it must be admitted that the agreement of the climatic succession deduced independently from the sea-level fluctuations on the one hand and from weathering horizons on the other, is so close that it cannot be ascribed to mere coincidence. Following the Penultimate Glaciation, both sequences provide for

- a Last Interglacial with temperatures somewhat higher than present,
- a cold phase,
- a period of fully temperate climate,
- another cold phase,

a period with climate only moderately temperate,
a third cold phase,
followed by the Late Glacial and Postglacial.

From the point of view of nomenclature, the longest and warmest period should be regarded as the Last Interglacial. The three cold phases that follow would then represent the three phases of the Last Glaciation which have been recognised by many workers in the Alpine and periglacial areas.

A very remarkable feature, however, is now emerging. The interstadial between the first and second phases of the Last Glaciation was fully temperate. Though shorter than the Last Interglacial, it was quite as temperate as the Postglacial. If, therefore, deposits belonging to the First Interstadial of the Last Glaciation are found unassociated with formations of the Last Interglacial, such deposits will automatically be interpreted as Last Interglacial by most authors. Evidently the distinction between formations of the Last Interglacial and the First Interstadial is a difficult matter unless exceptionally complete sections are available. To make matters even more difficult, deposits of the First Interstadial of the Last Glaciation are likely to be preserved frequently, since they are younger than those of the Last Interglacial. In many districts, therefore, it must be considered as a serious possibility that evidence for the First Interstadial has been misinterpreted as Last Interglacial.

The facts briefly discussed in this paper throw fresh light on the question of what should be regarded as Riss and as Würm respectively in the Alpine area of glaciation. In recent years some investigators have commenced to use the term „Jungriss“ for a glacial phase which they found to be comparatively well separated from the later complex of Würm moraines. It now appears likely that this is the phase Last Glaciation I of the general nomenclature, its clear separation being due to the temperate interstadial LG_{1/2}. Since, however, the mild period preceding the cold phase in question is known to have been longer and warmer than LG_{1/2}, it is inadvisable to transfer the term Last Interglacial to LG_{1/2}. A great deal of confusion would thus be caused. Whilst, to the best of my knowledge, nobody has yet suggested this in so many words, it is unfortunately implied in the use of the term Jungriss. Geologists not acquainted with the problem would inevitably take Jungriss to mean that this phase was in time more closely linked with the Riss Glaciation and that it was followed by the main Last Interglacial. What has happened is, of course, merely that a glacial phase, the equivalent of which in the periglacial zone has often been called Würm I, has now proved to be well separated from the Alpine Würm complex, though even so it is closer to the Würm than to the Riss complex. There appears to be little enthusiasm among Alpine geologists for continuing to call this phase Würm I, a term preferable to Jungriss. The best way out may well prove to be the introduction of a completely new name. The attached table is intended to summarize the evidence as it stands, in the hope that it may prove useful as a basis for discussion of the nomenclatorial problem. As to the facts, I have the impression that a large measure of agreement already exists among the investigators concerned, though local details remain to be worked out.

References

- BRANDTNER, F., 1949. Die bisherigen Ergebnisse der stratigraphisch-pollenanalytischen Untersuchung eines jungeszeitlichen Moores von interstadialem Charakter aus der Umgebung von Melk a. Donau, N.-Ö. - *Archaeol. Austriaca*, Wien, 2, pp. 5-32. - - 1950. Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. - *Archaeol. Austriaca*, Wien, 2, pp. 101-113.

- CATON-THOMPSON, G., 1946. The Levalloisian Industries of Egypt. - Proc. prehist. Soc. (n. s.) **12**, pp. 57-120.
- KING, W. B. R. & OAKLEY, K. P., 1936. The Pleistocene Succession in the Lower Part of the Thames Valley. - Proc. prehist. Soc. (n. s.) **2**, pp. 52-76.
- LAIS, R., 1951. Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. - Ber. naturf. Gesells. Freiburg i. Br. **41** (2), pp. 119-178.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E., 1909. Die Alpen im Eiszeitalter. - 1189pp., 31pls., 12 maps. - Leipzig.
- SCHÖNHALS, E., 1950. Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. Wiesbaden **6** (1), pp. 244-59. - - 1951 (a). Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. - Eiszeitalter und Gegenwart, Öhringen, **1**, pp. 109-30. - - 1951 (b). Fossile gleiartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rand des Vogelsbergs. - Notizbl. hess. L.-Amt. Bodenforsch. Wiesbaden **6** (2), pp. 160-83.
- SOLOMON, J. D., 1932. The Glacial Succession on the North Norfolk Coast. - Proc. Geol. Assoc. London **43**, pp. 241-71, pl. 13.
- ZEUNER, F. E., 1945. The Pleistocene Period. Its Climate, Chronology and Faunal Successions. - 322pp. London (Ray Society) (See pp. 127, 130). - - 1952. Dating the Past. - 3rd edit, 495pp., 24pls., London. (See pp. 158, 193). - - 1953 (a). Notes on the Stratigraphy of the Magdalenian. - Rep. Univ. London Inst. Archaeol. **9**, pp. 10-28. - - 1953 (b). The three Monastirian shore-lines. - Proc. 4th INQUA Congr. Rome 1953 (in the press). - - 1954. Loess balls from the Lower Mousterian of Achenheim (Alsace). - J. R. anthrop. Inst. London **83** (in the press).

Manusk. eingeg. 1. 2. 1954.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. F. E. Zeuner, Univ. of London, Institute of Archaeology, Inner Circle, Regent's Park, London NW 1.

Quartärforschung im Lonetal

Von Robert W e t z e l in Tübingen. Mit 21 Abb.

Zusammenfassung. Das Lonetal zieht in 50 km langem, überwiegend nordostwärtigem Lauf durch die Hochfläche der Ulmer und Heidenheimer Alb zur Brenz. In den letzten Perioden des Pleistozäns war das Lonetal ein wichtiger Sammelort für die damalige Tierwelt, und damit in vielfacher Besiedelung der zahlreichen Höhlen auch für den Menschen. Die seit Jahrzehnten laufenden Untersuchungen des Verfassers beschränken sich absichtlich auf das Lonetal als eine biosoziologisch und kulturmorphologisch zusammengehörige, urgeschichtliche Landschaft. Die Höhlen des Lonetals werden seit 1862 untersucht. Bärenhöhle im Hohlenstein, Bocksteinhöhle, Fohlenhaus, Salzbühl, Kleine Scheuer am Hohlenstein, und die 1931 berühmt gewordene Vogelherdhöhle. Der Autor erforschte 1932—35 am Bockstein verschiedene Höhlen und vor allem die Bocksteinschmiede, 1935—39 den Stadel im Hohlenstein. Seit 1953 setzte er die Grabungen am Bockstein fort. Unter vorläufigem Verzicht auf Fernvergleiche und ausgreifendere Deutungsversuche wird im Nahvergleich möglichst gehäufte Aufschlüsse und ihrer „Schichtaccorde“ versucht, eine zunächst örtlich gültige Schichten-, Zeiten- und Kulturreihe zu ermitteln. Der Vergleich nächstliegender Aufschlüsse läßt auch typologische Vergleichshilfen zu, die bei jedem Fernvergleich auszuschließen sind. Auf mögliche Hiatus im Profil ist zu achten.

Die Micoquien-Kultur der Bocksteinschmiede gibt das Beispiel einer mittel-paläolithischen „Faustkeil- und Spitzen-Kultur“, die als eine der letzten Blüten alt-paläolithischer, jahrhunderttausendealter Werkzeugtraditionen erscheint. Als „leitender Werkzeugtypus“ des Bockstein-Micoquiens ist das „Bocksteinmesser“ anzusehen, das mit der „leichten Hand“ in meist linkshändigem Gebrauch mit auf den Messerrücken aufgelegtem Zeigefinger auf „anatomische“ Weise zu führen war. Die Frage der zeitlichen Einordnung des Bockstein-Micoquiens führt zu der Erörterung, wie weit die bisher vorliegenden Profile und ihre noch nicht abgeschlossene, vergleichend petrographische Spezialforschung es erlauben, den Micoquien-führenden Teil der Schichten als wülm- oder als jungriß-zeitlich anzusehen.

Résumé. La vallée de la Lone commence après Geislingen, station de chemin de fer située sur la ligne Stuttgart-Ulm. Elle s'étire, sur un parcours de 50 km orienté essentiellement nord-est, à travers le plateau jurassique de Ulm et de Heidenheim jusqu'à la Brenz. La vallée actuelle est ce qui reste d'un ancien réseau fluvial beaucoup plus vaste, qui faisait partie du drainage danubien de la surface jurassique tertiaire, encore peu atteinte, à cette époque, par l'érosion. Dans les derniers temps du pléistocène, la vallée de la Lone fut un lieu de rassemblement important pour la faune de cette région, en particulier pour les ongulés et les animaux de chasse et, par cela même, sous forme d'une colonisation multiple de ses nombreuses cavernes, aussi pour l'homme. Les recherches entreprises par l'auteur de cet article depuis plusieurs décades se limitent intentionnellement à la vallée de la Lone comme à un paysage pré-historique présentant un intérêt à la fois pour la biosociologie, la morphologie et l'histoire des civilisations. Depuis 1862, les cavernes de la vallée de la Lone ont été, l'une après l'autre, l'objet de recherches systématiques: Bärenhöhle dans le Hohlenstein, Bocksteinhöhle, Fohlenhaus, Salzbühl, Kleine Scheuer au pied du Hohlenstein, et caverne du Vogelherd, célèbre depuis 1931. En 1932—5, l'auteur explora, au pied du Bockstein, différentes cavernes, entre autres la Bocksteinschmiede; en 1935—9, le Stadel dans le Hohlenstein. Depuis 1953, il poursuit ses fouilles au pied du Bockstein. Un certain nombre de ces cavernes de la vallée de la Lone explorées jusqu'à nos jours, ont toujours été ouverts, mais la plupart durent et doivent encore être d'abord mises à jour après un ensevelissement complet.

La position de l'auteur et explorateur anatomique, au sens le plus large du mot anthropologique, conduit à une mise en place chronologique des couches et de leurs civilisations foncièrement stratigraphique. Renonçant provisoirement à des comparaisons plus lointaines et à des essais d'explications plus étendues, nous tenterons, par des comparaisons très immédiates de gisements et mises au jour aussi nombreuses que possible ainsi que de leurs „accords de couches“, de faire ressortir d'abord une succession à valeur locale des couches, des époques et des civilisations. La comparaison des informations les plus proches permet, malgré son fondement principalement strati-

graphique et pétrographique, d'appliquer aussi des méthodes de comparaison typologiques, qui seraient exclues de toute comparaison entre des gisements ou mises à jour effectuées dans des régions éloignées l'une de l'autre. Il faut toujours tenir compte de hiatus possibles dans le profil.

La civilisation du Micoquien de la Bocksteinschmiede fournit un exemple de civilisation du paléolithique moyen dite des „silex taillés en coin“, „Coups de poing“ (Faustkeile) et des „pointes“ (Spitzen). Elle nous apparaît, avec son style „pointu“ (Spitzenstil), de beaucoup le plus répandu, et ses formes particulières, en fin de compte très variées et parfois même „anticipantes“ dans leurs détails, comme une floraison tardive de traditions instrumentales millénaires du paléolithique ancien. Le „couteau du Bockstein“ („Bocksteinmesser“) doit être regardé comme le type dominant de l'instrument chez le Micoquien du Bockstein: on le maniait d'une façon „anatomique“, c'est-à-dire d'une „main légère“, la plupart des couteaux de la gauche, avec l'index appuyé sur le dos du couteau.

La question de la position dans le temps du Micoquien du Bockstein conduit à celle de savoir jusqu'où les profils jusqu'à présent amenés au jour ainsi que les recherches effectuées sur eux encore actuellement et comparativement pétrographiques, permettent de considérer la partie des couches renfermant le Micoquien comme appartenant à l'époque du „Würm“ ou à celle du „Jungriss“. L'auteur, incliné aujourd'hui à adopter plutôt la deuxième solution, doit pourtant en même temps laisser ouverte cette question cardinale, dans l'espoir que la suite de ses recherches permettra bientôt d'y apporter une réponse.

Summary. The headwaters of the Lone rise above Geislingen close to the railroad tracks Stuttgart-Ulm. From here the valley cuts its way for about 50 kilometers in mainly northeastern direction, crossing the plateau of the Ulmer and Heidenheimer Alb and finally joining the Brenz. The valley as we see it today was part of a larger tributary system belonging to the Danubian drainage of the Jura Plateau which in the Tertiary Age showed a somewhat bolder relief — not yet levelled by weathering and erosion. It is apparent that during the final periods of the Pleistocene Era the Lone trough became an important center of contemporary animal life — particularly so for the big ungulates and for all sorts of game. Accordingly, manifold human settlement concentrated in the various caves of the valley. The Lone Valley as the author sees it is an organic prehistoric unit in terms of biosociological and cultural entity. That is why he has always deliberately limited his studies — now going on for decades — to this very region. The Lonetal caves have been explored since 1862: Bärenhöhle (Hohlenstein), Bocksteinhöhle, Fohlenhaus, Salzbühl, Kleine Scheuer (Hohlenstein), and, last not least, the Vogelherdhöhle which became famous in 1931. From 1932—1935 the author explored several caves in the Bockstein area, above all the Bocksteinschmiede. From 1935—1939 he investigated the Stadel (Hohlenstein region). Since 1953 he has been continuing his excavations in the Bockstein area. Some of the Lonetal caves searched so far have always been accessible, but most of them have or had to be rediscovered and „unearthed“ completely.

For all his anthropological interests and perspectives (— in the broadest sense of the word —) which are due to his background as an anatomist, the author and excavator has always given full attention to the stratigraphic chronology of the different layers and their cultures. For the time being he has endeavoured to arrive at a system of chronology valid for the area under focus in terms of sequence of geological strata, prehistoric epochs and related cultures. The approach was characterized by locally restricted comparison of cumulative finds and their association to the different strata. Comparisons over larger distances and more sweeping interpretations have not been ventured so far. In spite of its basically stratigraphic and petrographic character, close comparison of adjacent finds is quite open to the use of typological devices which are to be excluded from any comparative approach over larger distances. Possible hiatuses in the profile should not be overlooked.

The Micoquien culture as we meet it in the Bocksteinschmiede offers representative patterns of the typical middle palaeolithic period and its „Hand-ax (fist-hammer) and flint-head“ culture. The widely predominant „Point“ style as well as the rich varieties of special forms which occasionally even point the arrows towards later developments stand for one of the last flowerings of old palaeolithic tradition in flint tool making, now hundreds of thousands of years old. Evidently, the leading type of Bockstein-Micoquien implements is the „Bocksteinmesser“ („Bockstein knife“), made for mainly left-handed usage and to be applied in an „anatomic way“ by the „easy hand“ with the forefinger slightly pressed against the ridge.

The problem of timing the Bockstein-Micoquien must needs lead to a crucial question. To what extent are we authorized by the profiles opened up and their highly

specialized petrographic exploration along a comparative sine (— a task by no means completed at this stage of the game! —) to attach the layers containing Micoquien finds to the Würm or Jungriss Era? The author, — though rather inclined to define them as Jungriss relics —, should like to leave this cardinal question wide open to discussion. He hopes, however, that the explorations now going on will soon make a definite answer possible.

1. Die Landschaft

Das Lonetal ist ein Teil vom alten Entwässerungssystem der Schwäbischen Alb zur Donau. Es beginnt heute am Steighof bei Amstetten, am bergwärtigen Ende der Geislinger Steige, als ein typisch „geköpft“es Tal, in einer Breite und in Formen, die einem früher weit nach Norden und Nordwesten reichenden Einzugsgebiet aus den inzwischen abgetragenen Teilen des südwestdeutschen Juraschildes entsprechen. Unser heutiges Tal wird bis Westerstetten in südostwärtiger Richtung von der Bahnlinie Stuttgart-Ulm befahren, biegt in Westerstetten nach Osten ab und zieht von Breitingen an nordostwärts längs durch die zur Donau geneigte Hochfläche der Ulmer und der Heidenheimer Alb, um, von Burgberg ab mit der Hürbe vereint, bei Hermaringen die Brenz zu erreichen, nicht weit von deren Mündung in die Donau bei Gundelfingen (Abb. 1). Nur ein Teil des Lonetals führt regelmäßig Wasser — die Strecke vom Ursprungstopf in Urspring bis Breitingen und die Endstrecke von der Ortschaft Lontal bis zur Mündung. Der Oberlauf bis zum Albrauf liegt trocken, und im Mittellauf zwischen Breitingen und Lontal läuft „der Loatl“ nur gelegentlich für kurze Zeiten und über kurze Strecken, und nur in oft jahrzehntelangen Abständen kommt es zu jahrelangem Fließen. Vorgeschichtliche Befunde und geschichtliche Daten, ja noch unmittelbare Überlieferungen und sogar Erinnerungen aus jüngsten Jahrhunderten bezeugen, daß die Wasserführung der Lone immer geringer wird. Das unaufhaltbare Fortschreiten der Verkarstung unserer Alb und der rheinwärtigen Ableitung ihrer Wässer aus ihrer ursprünglichen Donaurichtung spielt sich an der heutigen Lone sozusagen unter unseren Augen weiter ab.

Mit der ganzen Alblandschaft ist auch das Lonetal zu tertiären Zeiten in seinen Grundzügen geformt und in der Eiszeit zu seinem heutigen Bilde ausmodelliert worden. Der heutige Talgrund liegt auf mächtigen, jungeszeitlichen Schottern; die Hänge sind, wo nicht der nackte Fels zutage tritt, vielfach durch jünger- und allenfalls mittel-eiszeitlichen Hangschutt abgescrägt; große Bezirke der Hochebenen beiderseits des Tales tragen eine Decke aus mehr oder minder reinen Lössen; die vielen Höhlen in den Kalkfelsen der Talränder — meist Massenkalk des Weißen Jura Epsilon — sind manchmal bis zum Dach mit Sedimenten angefüllt, deren Entstehung und Ablagerung überwiegend ins jüngere und jüngste Pleistozän fallen mußte . . . wie weit auch hier, wie bei den Gehängeschutten, jünger-mitteleiszeitliche Ablagerungen beteiligt sind, ist eine der wesentlichen Fragen, die uns beschäftigen.

Während keiner Eiszeit von der alpinen Vergletscherung erreicht, im Talgrund selbst noch wasserreich, muß damals das Lonetal die riesigen Herden und Rudel der einhufigen, paarhufigen und vielhufigen Säugetiere angezogen haben, die in den Steppen der umgebenden Hochflächen zwar brauchbare Weidegründe, aber bei doch schon fortgeschrittener Verkarstung kaum genügend Wasser fanden (Abb. 2). Die Jäger alle, die von diesen Tieren und von demselben Wasser lebten, die gefiederten und die vierfüßigen Jagdtiere wie schließlich der Mensch, waren damit auch ihrerseits an das Tal gebunden, in dessen Höhlen sie zudem Unterschlupf und Wohnung fanden. Das gesamte Leben der Eiszeiten mußte sich so für ein weites Umland um den „Treffort Lonetal“ konzentrieren. Was sich für

andere, heute noch unerforschte Albtäler späterhin erweisen mag, ist für das Lonetal schon heute gewiß — daß es für sich allein, so wie es als ein schmales Band rund 50 Kilometer lang sich durch die Albhochfläche schlängelt, als eine bio-soziologisch und kulturgeschichtlich zusammengehörige „urgeschichtliche Landschaft“ angesehen werden darf. Wenn Menschen, wohl immer nur in kleinen Horden und vielleicht nur selten und nicht auf lange Zeiten, aber immer wieder, auf

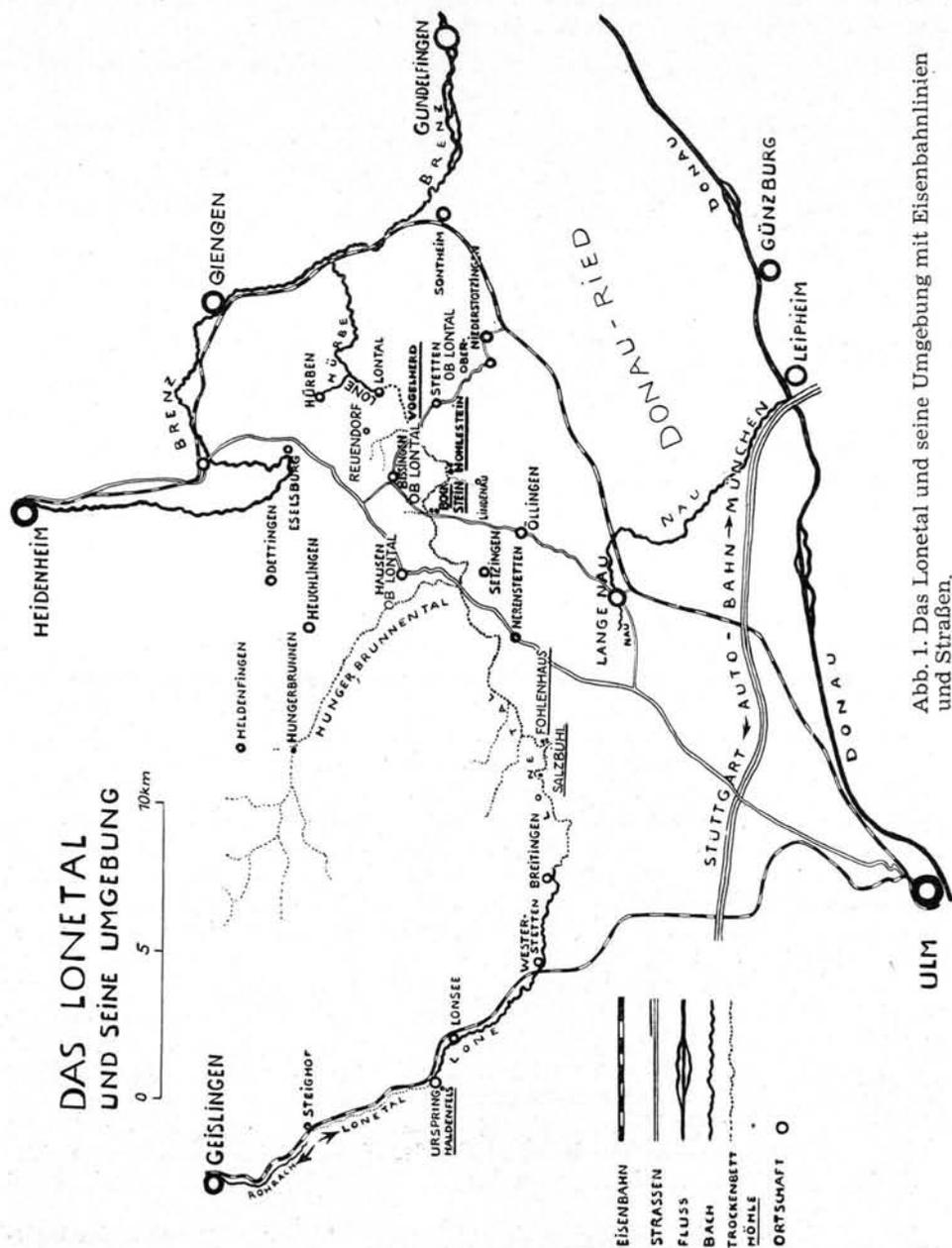


Abb. 1. Das Lonetal und seine Umgebung mit Eisenbahnlinien und Straßen.

ihren Zügen durch das eiszeitliche Europa diese Landschaft berührten, so brauchte ihr Leben kaum über die allernächste Umgebung des eigentlichen Tales hinauszugreifen. Denn Wasser, Wild und Wohnung bot das Tal selbst; das Feuerholz war aus vermutlich nahestehenden Kieferhorsten ¹⁾ leicht zu holen; und schon die nächst benachbarten Höhen und allenfalls die auch nicht weit entfernten Donau-niederungen boten dem Sammler des unentbehrlichen Steinwerkzeugmaterials die reichsten Fundorte an jurassisch ausgewitterten, tertiär angehäuften oder erst quartär herangeschwemmten Kieselknollen.

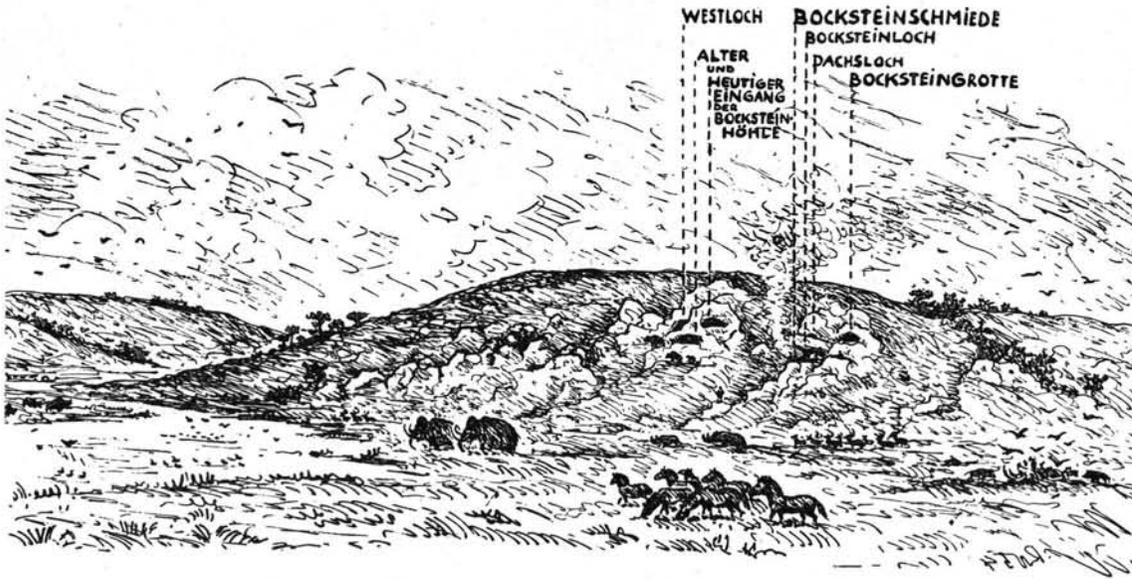


Abb. 2. Der Bockstein im Lonetal — kaltzeitliches Lebensbild.

So mag es auch wissenschaftlich berechtigt sein, die „urgeschichtliche Landschaft Lonetal“ in bewußter Einengung der unmittelbaren Forschungsziele als eine zusammengehörige Kulturprovinz und nicht zuletzt auch als ein Gebiet, wo nicht zusammenhängender, da doch zusammengehöriger eiszeitlicher Sedimentation im Wesentlichen für sich zu erforschen. Diese Betrachtungsweise verliert ihre Berechtigung erst dann, wenn nach den rund anderthalb Jahrtausenden der alt- und auch noch mittelsteinzeitlichen Bewohnung des Tales der viehzüchtende, rodende, ackerbauende Mensch der Jung-Steinzeit richtig siedelt und inmitten seiner Ackerflächen Dörfer baut. Das Tal wird gewiß auch seither weiter da und dann besucht, von Bandkeramikern und Rössern so gut wie von Bronzezeit- und Hallstattleuten, von Römern wie von Alamannen, von mittelalterlichen Soldaten und „bösen Buben“ wie heute von heuenden oder öhmenden Bauern, von ein paar Jägern, Holzhauern oder Professoren. Aber die große Zeit des Tales als Lebens- und Kulturzentrum ist mit der entscheidenden, der neolithischen Wende zur Neuzeit endgültig vorbei. Schon heute wissen wir für die beiden, dicht nördlich über dem Lonetal gelegenen Dörfer Bissingen und Heuchlingen, daß mindestens in ihrer nächsten Umgebung seit der Jung-Steinzeit gesiedelt wurde; und umgekehrt zeigen die Funde im Stadel des Hohlensteins mit seiner zerstörten Eingangspalisade und den Spuren des „Kindermords“, daß nur besondere und

¹⁾ Kiefernholzer und Kiefernpollen sind in der kaltzeitlichen Hauptkultur der Bocksteinschmiede (Micoquien) mehrfach nachgewiesen (FILZER).

ausnahmsmäßige, im engeren Sinne echt geschichtlich einmalige Umstände zu längerer neusteinzeitlicher Bewohnung einer Höhle führen konnten. Was im Hangenden der eiszeitlichen Straten an jüngeren Kulturhinterlassenschaften im Lonetal gefunden wird, kann die nacheiszeitliche Kulturgeschichte Europas und unserer engeren Heimat höchstens in bescheidenen Maßen ergänzen; für die Altsteinzeit selber aber, schon sehr viel eingeschränkter auch noch für die Mittelsteinzeit, ist, was im Lonetal gefunden wird, maßgebend mit entscheidend für das ganze Bild des eiszeitlichen europäischen Menschen und seiner kulturellen Entwicklung, und auch, wo es die leider bisher spärlichen Funde festzustellen erlauben, der Ausbildung seiner endgültigen anatomischen Form.

2. Die Höhlen

Auch im Lonetal werden fast alle Kulturhinterlassenschaften und Tier- wie Menschenknochen in den Ablagerungen der Höhlen und ihrer Vorplätze gefunden. Ihnen gilt deswegen vorzugsweise das Interesse der Forschung; dies umso mehr, als die eiszeitlichen Sedimente in den Höhlen am besten erhalten sind und uns die weit vollständigeren und leichter lesbaren stratigraphischen Profile geben, wie die Ablagerungen am Talhang und im Talboden. Einige Lonetalhöhlen sind von alters her offen und bekannt gewesen; andere wurden und werden weiterhin aus tiefer Verschüttung erst entdeckt. So hat schon 1862 Oskar FRAAS aus der Bärenhöhle des Hohlensteins (Abb. 21, V) wagenladungsweise die Bärenknochen herausgeholt, nachdem ein Förster vor dem verwachsenen und zu einem Fuchsschlupf verengten Eingang ein paar erste fossile Knochenstücke gefunden hatte; die Nachgrabung von 1866 förderte aus dem Grabungsschutt noch einige Stücke altsteinzeitlicher Kulturen, die vorher unbeachtet geblieben waren. Der benachbarte Stadel im selben Hohlenstein, von jeher weit offen, wurde zwischen 1862 und 1931 von drei Generationen württembergischer Urgeschichtsforscher immer wieder erfolglos angegraben; von Bedeutung bleibt lediglich eine kleine, sorgfältige Teilgrabung, in der SOERGEL 1923 an der zwischen Stadel und Bärenhöhle liegenden Felsnische der „kleinen Scheuer“ eiszeitliche Nagerschichten abgehoben und dabei ein Stück späteiszeitlicher Klimafolge festgestellt hat (Abb. 21, U). Er fand hier auch den bemalten Kiesel, der im Zusammenhang mit unserem Fund der Kopfbestattung an der Stadelschwelle eine neue Bedeutung gewann. In den Jahren 1883 und 1884 räumte BÜRGER die, ebenfalls seit jeher schon offene, alte Bocksteinhöhle aus (Abb. 21, C) und fand dabei vor allem schöne jungpaläolithische Kulturen; deren Spuren entdeckte er auch im Fohlenhaus, während der Salzbühl fast fundleer war. Nachdem damit die paar offenen Lonetalhöhlen für erforscht oder als unergiebig galten, ruhte die Forschung im Lonetal bis auf die genannten Versuche am Stadel und eine in Anlage und Erfolg begrenzte Nachgrabung neben der alten Bocksteinhöhle (Abb. 21, D) durch R. R. SCHMIDT im Jahr 1908. Erst wieder im Jahre 1931 wurde die Vogelherdhöhle, wiederum durch sachverständig interessierte „Laien“, am Aushub eines Dachbaues erspürt und anschließend durch das geologische und das urgeschichtliche Institut der Universität Tübingen aus völliger Verschüttung ausgegraben (Abb. 21 P u. Q). Die von RIEK gehobenen Funde, vor allem mehrere reiche Aurignacienkulturen, aber auch gute ältere wie jüngere Bestände, mußten erneut das besondere Interesse am Lonetal erwecken, und es lag nahe, gerade hier auch weiterhin nach bisher unbekanntem, ganz verschütteten Höhlen zu fahnden. Die systematische Durchforschung solcher „neuer“ Löcher und alter Höhlen und aller sonst irgend zugänglichen oder neu zu schaffenden Aufschlüsse eiszeitlicher Straten beschäftigt mich bis heute, und dieses Vorhaben könnte, wenn es auch späterhin fortgesetzt wer-

den sollte, noch etlichen Generationen von Urgeschichtlern zu schaffen und zu denken geben.

Es begann 1932 am Bockstein, auf den mich der seitherige Vorarbeiter meiner Grabungen, Haumeister ANTON BAMBERGER aus Stetten ob Lontal, hingewiesen hatte. Nach der Entdeckung und Ausgrabung der wenig ergiebigen Bocksteingrotte (Abb. 21, O) wurde noch 1932 die Bocksteinschmiede (Abb. 21, G bis L) in ihrer doppeltiefen Verschüttung entdeckt und mit ihrer reichen Faustkeilkultur



Abb. 3. Dachsschlupf in eine „noch unentdeckte“ Höhle des Lonetals.

1933 bis 1935 ausgegraben. Neben der alten Bocksteinhöhle fanden wir 1934 das Bockstein-Westloch (Abb. 21, A und B) mit etwas jungpaläolithischer Kultur. In den Jahren 1936 bis 1939 befaßten wir uns mit dem Stadel (Abb. 21, S und T); unter VÖLZINGS örtlicher Leitung wurde sein Vorplatz und seine erste Halle in diesen Jahren ausgegraben, nachdem eine kurze Probegrabung schon 1935 reiche alt- und jungpaläolithische Straten angeschnitten hatte. Außer den genannten, ausnahmsweise fundreichen neolithischen Schichten mit der Knochenrümmerstätte sind als bemerkenswerte Funde die Rötelbestattung (Abb. 21, T) dreier eingeschlagener und abgeschnittener Köpfe — offensichtlich „padre, madre, figlia“ — aus wahrscheinlich spätest-paläolithischer bzw. mesolithischer Zeit und ein menschliches Oberschenkelstück aus einer tiefen altpaläolithischen Kultur zu nennen. Die fundreichen Altsteinzeitschichten des Stadels, besonders ihre Magdalénien- und Moustérienhorizonte, sind noch längst nicht erschöpft; der Kriegsausbruch erzwang die Unterbrechung der Grabung. Nebenbei haben wir in diesen Jahren eine Anzahl weiterer Höhlen und Abris entdeckt und für die fernere Forschung bereitgestellt (Abb. 3). Auch die nach uns Kommenden werden im Lonetal noch die vielfache Gelegenheit haben, unsere Ergebnisse nachzuprüfen und zu ergänzen mit ihren jeweils neuesten Verfahren der Untersuchung, die sie gegenüber unserer heutigen Arbeitsweise für ebenso überlegen halten mögen, wie wir die unserige gegenüber den Grabungen unserer wissenschaftlichen Väter und Großväter... Schon allein die Tatsache, daß ausnahmslos alle bisher ausgegrabenen Fundstellen auf der rechten, der südlichen Talseite liegen, daß an Fundstellen oberhalb des Bocksteins bis heute nur das Fohlenhaus und die Urspringer Höhle — auch sie von Laien, Jägern, aufgespürt und durch RIEKS Fund zweier

Blattspitzen bekannt geworden — ergraben wurden, weist uns eindringlich darauf hin, wie wenig wir sogar von diesem seit über 90 Jahren meistdurchforschten Albatal noch wissen.

Mit dem Jahr 1953 habe ich die Lonetalgrabungen wieder aufgenommen. Ein Profil des Abhangs unterhalb der Bocksteinschmiede sollte für die endliche und endgültige, durch Kriegs- und Nachkriegsumstände bis jetzt verzögerte Veröffentlichung der Bocksteinschmiedengrabung der Jahre 1932 bis 1935 die erwünschte stratigraphische Ergänzung geben (Abb. 21, M und N). Aus diesem „Unternehmen mit begrenzten Zielen“ entwickelte sich eine umfangreiche Grabung mit unerwarteten Ergebnissen. Der Graben am Hang, in der Richtung des Medianschnitts durch die Bocksteinschmiede (siehe Abb. 5) — Nord 55° Ost — weitergeführt, stieß auf tiefgründige, mehrfach gegliederte und kulturführende Hangschutte; er konnte 1953 weder nach der Tiefe bis auf den Fels, noch in der nötigen Länge bis zum Talboden durchgeführt werden. Ebenso war die gleichzeitige, ganz unvorhergesehene Erschließung eines mehrere Meter mächtigen und vielgliedrigen, jungpaläolithischen Schichtenstoßes vor der alten Bocksteinhöhle — verbunden mit der Entdeckung und Freilegung ihres altsteinzeitlichen Eingangs — in diesem Jahr nur über eine begrenzte Fläche durchzuführen (Abb. 21, E und F). Über guten, jungpaläolithischen Kulturen ist hier, bemerkenswerter Weise in einem Höhenprofil, auch fundreiches Mesolithikum erschlossen worden, das besonders auf seine Beziehungen zu den Funden im Stadel und im Fohlenhaus zu untersuchen ist. Das volle Bild der an der alten Bocksteinhöhle neu ergrabenen Kulturen wird erst in weiterhin folgenden Grabungen abzurunden und mit den früheren Funden aus der alten Höhle zu verbinden sein. In jedem Fall hat auch der Bockstein, der schon seit 1884 für „erschöpft“ galt und den auch wir 1935 zunächst für „ausgegraben“ hielten, in diesem Jahr erneut bewiesen, daß selbst er noch voll von Dingen steckt, die es auch weiterhin wert sind, geborgen zu werden.

Nachdem schon die Grabungen der dreißiger Jahre wesentliche Unterstützung aus dem benachbart interessierten Heidenheim, besonders auch durch die Firma Voith und durch den Heidenheimer Industrieverein erfahren durften, habe ich auch jetzt wieder den Helfern zu danken, deren großzügiges Verständnis die Wiederaufnahme der Lonetalforschung ermöglichte — den Herren Dr. Hanns Voith, Landrat Dr. Wild und Fabrikant Wulz in Heidenheim und dem Heidenheimer Kreisverband — Herrn Rudolf Eberhard in Ulm — Herrn Dr. Plankenhorn in Langenau — besonders auch dem badisch-württembergischen Kultministerium in Stuttgart — und dabei nicht zu vergessen schließlich die alten und neuen Gönner und Freunde der Grabung in Bissingen, Öllingen, Langenau, Ulm, Giengen, Gundelfingen und Zürich und sowieso die alten und neuen, eigentlichen Mitarbeiter aus Stetten, Oberstotzingen und Hürben.

3. Probleme, Methoden, Verfahren

Die Funde aus früheren Lonetalgrabungen hatten erwiesen, daß einzelne Höhlen mindestens vom mittleren Aurignacien an immer wieder besucht oder bewohnt wurden. Daß aber im Lonetal auch noch mit sehr viel älteren Kulturen zu rechnen sei, war — abgesehen von altpaläolithischen Funden in der benachbarten Heidschmiede über Heidenheim — schon durch einen Faustkeil im Inventar der alten Bocksteinschmiede angedeutet und durch Spuren einiger älterer Kulturen in der Vogelherdhöhle bestätigt worden. Die „Kultur der Höhlensohle“ im Vogelherd hatte mit ihrem vereinzelt Antiquuszahn den zeitlichen Rahmen für die Lonetalkulturen bis allerwenigstens zum letzten Interglazial zurückgeschoben.

Der Anatom im besonderen durfte somit eine fernere Durchforschung des Lonetals in der Gewißheit unternehmen, daß diese Landschaft auch schon von Urmenschen und nicht erst vom jungquartären *Homo sapiens* besucht wurde, daß

also hier, wenn nicht unmittelbar anatomische Belege, so doch kulturelle Spuren der Wesensart und Lebensform solcher Urmenschen und vielleicht auch Zeugnisse für die noch immer rätselhaften Vorgänge ihrer Ablösung durch die alten Sapiensformen sich finden könnten. Die Anatomie des neuzeitlichen Menschen stellt uns immer wieder in bestimmten Grundzügen und Einzelheiten des erwachsenen Körpers und seiner ontogenetischen Entwicklung auch die historischen Elemente unserer Gegenwart vor Augen. So sorgfältig wir diese unverwischten Spuren unserer urältesten bis erdgeschichtlich jüngeren Vergangenheit beachten und registrieren, zu erforschen und bis zu ihrer aktuellen und vielfach klinischen Bedeutung zu beurteilen versuchen, so selbstverständlich richtet sich das anatomische Interesse vollends auf jene Schöpfungsphasen, die im langen Weg der Gestaltung zum Menschen hin die letzten und entscheidenden sind. Für diese offenbar eigentliche Menschwerdung lagen die Schwerpunkte des Geschehens, soviel uns die bisher vorliegenden Funde erkennen lassen, in immer wieder anderen Gegenden der „Alten Welt“. Die vereinzelt Belegstücke der Salmendinger *Dryopithecus*-Zähne, des Heidelberger Unterkiefers und des Steinheimer Schädels erlauben es bisher nicht, für die spättertiären und die alt- bis mittelquartären Vorgänge der Menschwerdung Südwestdeutschland als ein solches Bildungszentrum anzusehen. Umso eher dürfte der Versuch unternommen werden, schrittweise rückwärts zu dringen von den spätpleistozänen Zeiten aus, die in unserem südwestdeutschen Rhein-Donau-Land die vielfältigen kulturellen Zeugnisse menschlichen Daseins hinterlassen und uns auch schon vereinzelt seiner anatomischen Belege überliefert haben. Unter ihnen ist neben den Kopfbestattungen aus der Ofnet und vom Kaufertsberg besonders wichtig der eine, sicher dem Aurignacien zugehörige Sapienschädel aus dem Vogelherd (Abb. 21, P); die bei unserer Stadelgrabung gehobenen Menschenknochen der dortigen Kopfbestattung (Abb. 21, T) und des neanderthaloiden Femurbruchstücks (Abb. 21, S) haben, wengleich noch in bescheidenen Maßen, weiterhin auch die spezialanatomischen Hoffnungen auf das Lonetal erfüllt.

Eine anatomische Betrachtung der Urgeschichte bedeutet aber auch die besondere Einstellung auf den eigentlich geistigen Zusammenhang zwischen der Körperform als dem „gewachsenen“ und der Kultur als dem „geschaffenen“ Ausdruck menschlichen Wesens. Es geht dabei nicht nur um die unvermindert wichtige und ernste wissenschaftliche Frage nach der Zuordnung bestimmter Kulturformen zu bestimmten Prägungen vergangenen und gegenwärtigen Menschentums, sondern viel weiter noch um die Grundprobleme des menschlichen Wesens überhaupt. Zeigt uns doch gerade eine im engeren Sinne anatomische Erforschung der vormenschlichen und urmenschlichen Erscheinungsformen, daß wir die Grenzen zwischen „noch-nicht-menschlichen Lebewesen“ und „echten Menschen“ eben nicht nach anatomischen Kriterien zu bestimmen vermögen, sondern nur nach dem Vorhandensein oder Noch-Nicht-Vorhandensein echter Kultur, wie sie in erster Linie durch planmäßig geschaffene und für eine spezielle Benützung zu-rechtgeschaffte Werkzeuge dokumentiert wird. Kein „Tier“ kann solches richtiges Werkzeug fertigen oder zu dieser Fertigung angeregt oder angelernt werden. Nur der Mensch vermag die Bewegungsfreiheit, die ihm eine einzigartig un-spezialisierte und zugleich höchstdifferenzierte Ausbildung seiner Hände, seines Gehirns und seines Ernährungssystems offenhält, dahin auszuwerten, daß er sich unter freier Wahl des Wohnplatzes im Werkzeug aus nicht-lebendigem Material das auswechselbare und spezialisierte Mittel schafft, seine Welt zu gestalten und in die Gesamtgestalt seines Wesens einzubeziehen. So ist „Kultur“ die unmittelbare Auswirkung und der wesentliche Ausdruck der eigenartigen „Natur“ des Menschen, und nur eben des Menschen. Oder, um eine Formulierung des Anato-

men HANS PETERSEN zu gebrauchen — „es ist die N a t u r des Menschen, K u l t u r zu schaffen und zu haben“. Kaum je werden wir im Lonetal die Zeugnisse frühester menschlicher Lebensäußerungen finden; dafür aber sind wir auf einige jener nicht ganz alten und nicht mehr ganz primitiven Kulturen gestoßen, an deren bereits differenzierteren Geräteinventaren sich, vielfältiger als an früheren und deutlicher als an späteren Kulturen, die Fortsetzung der unmittelbar leiblichen Anatomie des Menschen in die mittelbare „Außenanatomie“ seiner Werkzeuge verfolgen läßt.

Bei aller grundlegenden und demonstrativen Bedeutung des Werkzeugs für die Ausbildung und Entfaltung menschlichen Wesens bleibt es gleichwohl selbstverständlich, daß Menschwerdung und Kultur nicht allein in der Herstellung und Benützung von Stein- und allenfalls Knochenwerkzeug bestanden haben können. Spurlos ist vergangen, was in Geste und Sprache, in geistiger Äußerung und kultischem Ausdruck, in sozialen Beziehungen und Ordnungen dem Menschenwesen auch allerfrühester Zeiten gewiß schon zu eigen war — vergangen auch, bis auf ausnahmsweise gut erhaltene Reste, was an Kulturgut aus vergänglichen Materialien, Holz und Flechtzeug, Fell und Leder geschaffen worden sein mag. Aber es lohnt sich trotzdem, neben der sorgfältigen, typologischen, anthropologischen, mit Vorsicht auch statistisch auszuwertenden Untersuchung und Vergleichung der Werkzeuge, jeder irgend faßbaren Andeutung zur Ergänzung des Kulturbildes nachzugehen. Dazu gehört nicht nur die Einbeziehung jedes ortsfremden und demnach von Menschen (oder Tieren) herangebrachten Gegenstandes, Steins, Minerals, Fossils, oder die Zusammenstellung der vollzählig gesammelten Werkzeuge, Abschläge, Splitter, Schlagsteine, Rohknollen, Fehlstücke, und die Bestimmung der Herkunftsorte der Steinmaterialien, sondern auch z. B. die Beachtung kultureigener Bevorzugung bestimmter Gesteinsarten und vor allem Gesteinsfarben, oder, innerhalb einer Kultur, der bevorzugten Verwendung besonderer Gesteine für bestimmte Werkzeugformen. Es gehört dazu aber auch eine Auswertung des Fundgutes an Tierknochen über die vordringlich wichtige paläontologische Artenbestimmung hinaus. Die vom Menschen zerschlagenen Knochen sind von den durch Tiere zerbissenen (und womöglich angedauten . . . siehe so manches Pseudo-Werkzeug . . .) zu scheiden und beide zu trennen von den Knochen der „von selbst gestorbenen“ Tiere — eine Untersuchung, die auch statistisch die Auswahl der überlieferten Skelett-Teile und die bezeichnende Verschiedenheit im durchschnittlichen Lebensalter, manchmal sogar jahreszeitlichen Alter der Beutetiere verschiedener Kulturen in sich begreift. Schließlich gilt es, im günstigen Falle unterstützt durch den Befund von Schnitt- und Schlagspuren, auch für die jeweils gebräuchliche Weise der Zerlegung großer Tiere den und jenen Anhalt zu gewinnen. Zum Bild einer Kultur gehört aber auch die „gegebene Architektur“ der gewählten Höhle samt ihrer Umgebung, vor allem dem Vorplatz und, wie wir jetzt am Bockstein sehen, einem noch weiteren Umkreis, gehört die verschiedene Benützung der verschiedenen Teile oder „Räume“ dieser „Architektur“, einschließlich mancher künstlich geschaffenen Veränderung, wie z. B. der Verbarrikadierung von Lücken durch große Steine. Im besonderen ist jede Bestattung ein einzigartig aufschlußreiches Kulturdokument; u. a. methodisch deshalb, weil eigentlich nur hier der bindende Schluß erlaubt ist, der Träger der bestatteten Knochen habe auch wirklich zu den Trägern der Kultur gehört, aus der die Grabbeigaben stammen. In jedem anderen Fall, und vollends wenn, wie auch am Vogelherd, die Menschenknochen zerschlagen oder angeschlagen sind, besteht die Möglichkeit, daß hier ein Fremder von anderer Sippe, Rasse oder sogar Art getötet wurde. Wichtig ist weiter jeder Anhalt für die Dauer einer menschlichen Niederlassung. Soviel wir im Lonetal bisher zu sehen meinen, waren seine vielen

Höhlen nie gleichzeitig bewohnt; wohl aber finden sich da und dort die Spuren flüchtigen Besuches, vielleicht nur von einem einzigen Jagdausflug, der die Bewohner einer bestimmten Höhle an andere Stellen, an einen Felsüberhang oder vor eine der anderen, damals unbewohnten Höhlen geführt hatte. So erscheint das Lebensbild der einzelnen Kulturen auch auf die nähere und weitere Umgebung der eigentlichen Wohnplätze ausgeweitet.

Schon mit einer solchen, primär kulturell-morphologischen Urgeschichtsbeachtung im Rahmen einer bestimmten Landschaft aber stoßen wir auf das entscheidende methodische Problem, die Zeitbestimmung. Nur wenn wir wissen, welche Kultur gleichzeitig ist mit welcher anderen, älter oder jünger als welche wieder andere, kann die Geschichte eines Geschehens mit der zeitlichen Folge seiner Perioden und Phasen, Ereignisse und Episoden ermittelt und geschrieben werden. Am ungestörten einzelnen Aufschluß ist die relativ zeitliche Ordnung der Kulturen klar bestimmt mit der Aufeinanderfolge der Schichten oder auch der einzelnen Funde innerhalb einer gleichartigen Schicht. Schwierig erst ist der Vergleich zwischen bestimmten Schichten verschiedener, vielleicht weit von einander entfernter Aufschlüsse. Die Paläontologie pflegt hier mit der Anwendung des Leitfossilprinzips einen methodischen Weg zu gehen, dessen sachliche Begründung in einem verhältnismäßig raschen und durchgreifenden Formwechsel innerhalb gewisser Tiergruppen, sowie in der Möglichkeit ihrer raschen Verbreitung über weite Strecken zusammenhängender Meerestgewässer gegeben ist. Trotzdem kann selbst unter diesen sachlichen Voraussetzungen das Leitfossilprinzip nur soweit angewandt werden, als es sich darum handelt, zur groben Orientierung einen anderwärts schon bekannten und bestätigten Befund mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit auf einen neuen Aufschluß zu übertragen. Nie aber kann nach diesem Prinzip eine bisher unbekannte Schicht- und Formenfolge neu erkannt und festgestellt werden; am Beispiel einer jurassischen Ammonitengattung — einem ideal für Leitfossilien geeigneten Objekt also — konnte ich selbst erkennen und nachweisen, wie jeder Versuch, eine neu erst festzustellende, faunengeschichtliche oder gar stammesgeschichtliche Formenfolge nach Leitfossilien zu ordnen, logisch und faktisch im sinnlosen Ringschluß endet.

Noch sehr viel fragwürdiger aber ist jeder Versuch, in einem urgeschichtlich-typologischen Vergleich den Werkzeugen den methodischen Rang paläontologischer Leitfossilien zuzugestehen. Den quartären Sedimenten fehlt der Zusammenhang mariner Ablagerungen; besonders die urgeschichtlich überwiegend wichtigen Höhlenfüllungen liegen selbst bei nächster Nachbarschaft der Höhlen fast immer ganz isoliert von einander. Neben den bisher zu wenig beachteten Gehängeschutten und den Lössen, die über größere (und doch gegenüber marinen Verhältnissen nur winzige) Flächen zusammenhängen oder wenigstens unter denselben Bedingungen und in ähnlicher Facies gebildet sein können, sind es im Gletschervorland nur die Flußschotter, deren schmaler Sedimentstreifen ununterbrochen über lange Strecken reichen kann. Aber gerade sie sind — wie auch die Lössen und die Gehängeschutte unseres deutschen Südwestens — urgeschichtlich meistens unergiebig. Vor allem aber fehlt, wo es um Menschen und ihre Kulturen geht, innerhalb sehr weiter Grenzen auch jener Grad von „Zuverlässigkeit“ durchgehender Formänderung und gleichmäßiger Verbreitung, mit dem die Paläontologie bei gewissen tierischen Organismen rechnen darf. Der Mensch, das freieste und in jedem Sinne unzuverlässigste aller Lebewesen, hat zwar, auf ganz große Zeitabschnitte gesehen, formal umgrenzbare Stufen der Veränderung seiner Körperform und Lebensart durchlaufen. Im Einzelnen aber war und blieb die Art und das Tempo dieser Veränderungen ganz verschieden und ganz unberechenbar innerhalb der verschiedenen Gruppen von Rassen und Kulturen, in die sich die

Menschheit schon seit frühen Altsteinzeitperioden aufzugliedern begann. So wissen wir im einzelnen Falle nie, ob ein „Typus“ mit einem andernorts gefundenen, gleich oder ähnlich geformten wirklich gleichen Alters ist, ob nicht „der selbe“ Typus am einen Ort um Jahrzehntausende länger sich erhielt oder um eine ganze Eiszeit später ankam als am andern. Zudem ist die „Außenanatomie“ der Kulturen nicht nur „auswechselbar“ in der Benützbarkeit verschiedenster Werkzeuge des selben Inventars durch die gleichen Hände der gleichen Menschen, sondern auch die Kulturen selbst können ganz oder teilweise ausgewechselt, übertragen, vermischt werden — ein zusätzliches Moment der Ungewißheit, das die typologische Synchronisierung verschiedenörtlich gefundener Kulturen vollends fraglich macht.

Wie in der Paläontologie, so bleibt deswegen erst recht in der Urgeschichte der stratigraphische Vergleich der Fundschichten die methodisch klarste Möglichkeit, auch für die in ihnen liegenden Kulturen zu einer relativen zeitlichen Ordnung zu gelangen. Wesentlich ist dabei die Anwendung des zunächst an der paläontologischen Aufgabe erarbeiteten „Accordvergleiches“ der Profile. Auch die selbsterklärende, genaueste, qualitativ und quantitativ petrographische Untersuchung der einzelnen Schichten kann, für sich allein genommen, oft keine gültige Parallelisierung begründen, weil gleichzeitig gebildete Schichten, selbst bei naher Nachbarschaft der Fundstellen, vor allem in verschiedenen Höhlen unter sehr verschiedenen örtlichen Bedingungen und in sehr verschiedener Facies abgelagert sein können. Erst der Vergleich von möglichst vielen und möglichst vielgliedrigen Schichten folgen kann dann einen Anhalt für die Stellung des einzelnen „Tonnes“ im „Accord“ ergeben, auch wo die „Tonart“, die Facies, an zwei Aufschlüssen nicht die selbe ist (siehe die Abb. 21). Mit dieser Vergleichsmethode werden wir auch am ehesten die Lücken in der Schichtenfolge entdecken, mit denen wir immer zu rechnen hätten und meistens nicht genügend rechnen. Der Hiatus im Profil, so wichtig wie das vorhandene Stratum, kann oft der Schlüssel für die vergleichende Deutung sein.

Das Verfahren unserer Untersuchung — ihre vorläufige Beschränkung auf die begrenzte „Landschaft Lonetal“, die systematische Erschließung von Nestern nächstbenachbarter Profile (allein am Bockstein, von den früheren Grabungen abgesehen, fünf verschiedene Aufschlußgruppen mit paläolithischen Kulturen), das schrittweise Weitergreifen auf etwas entferntere Gegenden des selben Tales — gewinnt in diesem Zusammenhang auch eine methodische Bedeutung. Wir merken jetzt wirklich, was wir uns vorher denken konnten, daß ein vereinzeltes Profil, und bestehe es aus noch so schönen und fundreichen Höhlenschichten, kaum je die gesamte Folge der örtlichen Ablagerungen repräsentiert; wir erfahren, wie erst der Vergleich über die kurzen Entfernungen eines Profilstückes, durch manche facielle Übereinstimmung erleichtert, eine ferner ausgreifende Parallelisierung vorbereitet; und es können örtliche Umstände gerade für diesen Nah- und Nächstvergleich methodische Möglichkeiten schaffen, die wir uns zunächst, allgemein und prinzipiell gesehen, versagen mußten. Die petrographisch nicht sehr differierten Gehängeschutte im Graben unter der Bocksteinschmiede führen in einem bestimmten Horizont die Streufunde einer Faustkeilkultur (Abb. 21, N); in ihren Formen und in der Art der verwendeten Gesteine gleicht sie so eindeutig der Hauptkultur der Bocksteinschmiede (Abb. 21, H, J, K, L, sowie Abb. 5) daß hier ohne wesentliche Bedenken eine typologische Synchronisierung der beiderlei, ganz von einander getrennten, facielle ganz verschiedenen Fundschichten erlaubt und gegeben erscheint... mit umso weniger Bedenken, als hier auch die Erfahrung zugrunde gelegt werden darf, daß Menschen, die oben am Berg wohnten,

auch am Hang darunter — in diesem Falle mit der „Zuverlässigkeit“ menschlicher Schlamperei und Unzuverlässigkeit — etwas von ihrem Haushalt liegen ließen. Nicht hier, aber am Stadel konnte ein solcher Nächstvergleich in idealer Gewißheit zur Synchronisierung zweier getrennter, in der Höhle und an ihrem Vorplatz eröffneter neolithischer Schichtaufschlüsse führen, nachdem die zusammenpassenden Bruchstücke eines Menschenschädels innerhalb und außerhalb gefunden worden waren. Zwar nicht mit dieser Sicherheit, aber doch mit erheblicher Wahrscheinlichkeit kann uns schon jetzt und mag uns noch ferner manche wirklich evidente Typengleichheit in der Zeitordnung benachbart aufgeschlossener Schichten unterstützen; mit auf solchen Typenvergleichen beruhen auch die erwähnten Befunde von „gelegentlichen Jagdausflügen“ aus der jeweiligen Wohnhöhle an andere Stellen des Tales.

Der Nahvergleich im beschränkten Raum des Lonetals bedeutet zwar auf der einen Seite den vorläufigen Verzicht auf alle vorgreifenden Vermutungen über Entstehungszeiten und Bildungsorte der Urkulturen und auf alle Theorien über deren Wanderung, Vermischung, Beeinflussung, Übertragung, Fortsetzung und Umbildung oder Vernichtung. . . , die, wie alle wissenschaftlichen Theorien, umso leichter zu entwerfen und zu bestechend schönen Bildern auszuzeichnen sind, je weniger die schöpferische Phantasie durch die Schranken gesicherter Ergebnisse behindert oder durch eine, der lebendigen Wirklichkeit entsprechende Vielfältigkeit der Befunde verstört wird. Auf der anderen Seite aber steht diesem beengenden Verzicht die mehrfache Möglichkeit eines Tieferdringens gegenüber, dessen Ergebnisse irgendwann doch wieder dem Fernvergleich und dem Gesamtbild zugutekommen müssen. Solche Ergebnisse liegen, auch heute schon, nicht nur in den Bereichen der Kulturen und ihrer stratigraphischen Ordnung vor; sondern die selbe, vielfältige Aufschließung und Vergleichung von Profilen, die primär der relativen Datierung ihrer kulturellen Einschlüsse diene, liefert nun auch das Material für die Gewinnung einer absoluten Zeitordnung. Der Mitarbeit von ELISABETH SCHMID (Freiburg) in der vergleichend petrographischen Untersuchung und phasenmäßigen Deutung der Schichten, von ULRICH LEHMANN (Hamburg, leider nicht mehr Tübingen) in der Artenbestimmung der Tierknochen, und von PAUL FILZER (Tübingen) in der Untersuchung der spärlichen Pflanzenreste verdanke und danke ich es, daß mit allem spezialistischen Rüstzeug an der Zuordnung der Schichtenfolgen und ihrer Kulturen zu den Kältevorstößen und Wärmerückzügen der letzten alpinen Vereisungen gearbeitet werden kann, und daß damit auch die eigentliche Basis für spätere Fernvergleiche bereitet wird. Im Rahmen der Versuche, unsere Schichten auf bestimmte Eiszeitphasen zu beziehen, soll z. B. der Bocksteingraben nicht nur im Nächstvergleich das Schuttprofil des Abhangs mit den Schichten der obenliegenden Bocksteinschmiede in Verbindung bringen, sondern auch die Verzahnung zwischen den Hangschutten und den Tal-schottern (Abb. 21, M, N und R) anschnitten. Nachdem mindestens auch ein Löß an der Bocksteinschmiede wie im Graben vorliegt (Abb. 21, H und M), hoffen wir hier die viererlei eisfernen Quartärsedimente in ihren stratigraphischen, also zeitlichen Beziehungen einmal mit eigenen Augen sehen und für andere Augen demonstrieren zu können. Diese speziell geologischen Interessen der Quartärforschung im Lonetal ziehen immer mehr auch theoretische wie praktische Fragen der eiszeitlichen Bildungsgeschichte und der gegenwärtigen und zukünftigen Wasserverhältnisse dieses alten und wichtigen Albtais in den Bereich der Unternehmung, die vor 22 Jahren so harmlos und bescheiden begonnen wurde, mit dem, letzthin auch heute noch erstgemeinten Ziel, einen Beitrag zur anthropologischen Kulturgeschichte der eiszeitlichen Menschheit zu gewinnen. Aus der Fülle der Probleme und bisherigen Ergebnisse seien zuletzt nur zwei Beispiele noch heraus-

gegriffen und kurz gekennzeichnet — die Faustkeilkultur der Bocksteinschmiede und die auch hier aktuelle Frage „Riß oder Würm“.

4. Das „Micoquien“ der Bocksteinschmiede

Die „Bocksteinschmiede“ ist der Vorplatz zu dem kleinen, zuerst entdeckten „Bocksteinloch“ mit seinen Begleithöhlen des „Dachslochs“ und des „Kellers“ (Abb. 4). Von groben, teils gewachsenen und teils verstürzten Kalkbrocken begrenzt, springt dieser Vorplatz als eine steil abfallende Felsbastion aus dem südwestlich gerichteten Berghang heraus. Eine Lücke zwischen der Bergwand und den Felsen der Schmiedsbastion bildet den „Zugang“ zu dem kleinen Vorraum, der zwischen Höhle und Vorplatz unter dem Höhlendach liegt. Die Leute der Hauptkultur der Bocksteinschmiede haben im Loch selber keine Kulturspur hinterlassen (die älteste Kulturschicht im Bocksteinloch mit ihren abgenützten Schabern und Faustkeilen ist etwas jünger; Abb. 21, G); im Vorraum unterhielten sie große Feuer — hier lagen auch besonders viele tierische Knochenreste; im Vorplatz davor aber, in der eigentlichen Schmiede, haben sie gearbeitet (Abb. 5). Hier blieben die vielen „fabrikneu“ unbenutzten, fertigen Werkzeuge liegen, vermischt mit gröberen Abschlagstücken und einer Menge kleiner und kleinster, meistens ganz flacher Splitter. Seltene Schlagsteine und wenige Rohknollen, aber auch noch unretuschiertes Halbzeug und unfertige Formen, sowie mißratene und alt zerbrochene Stücke (Abb. 11) ergänzen das Bild einer Werkstatt, in der die Werkmeister vom Bockstein offensichtlich das ganze formenreiche Inventar ihrer Kultur selbst hergestellt haben. Die vielgestaltigen Rohmaterialien können alle aus der näheren Umgebung stammen; die genaue Bestimmung der Fundorte ist gleichwohl erstaunlich schwierig und bisher nur teilweise gelungen. Im Gegen-

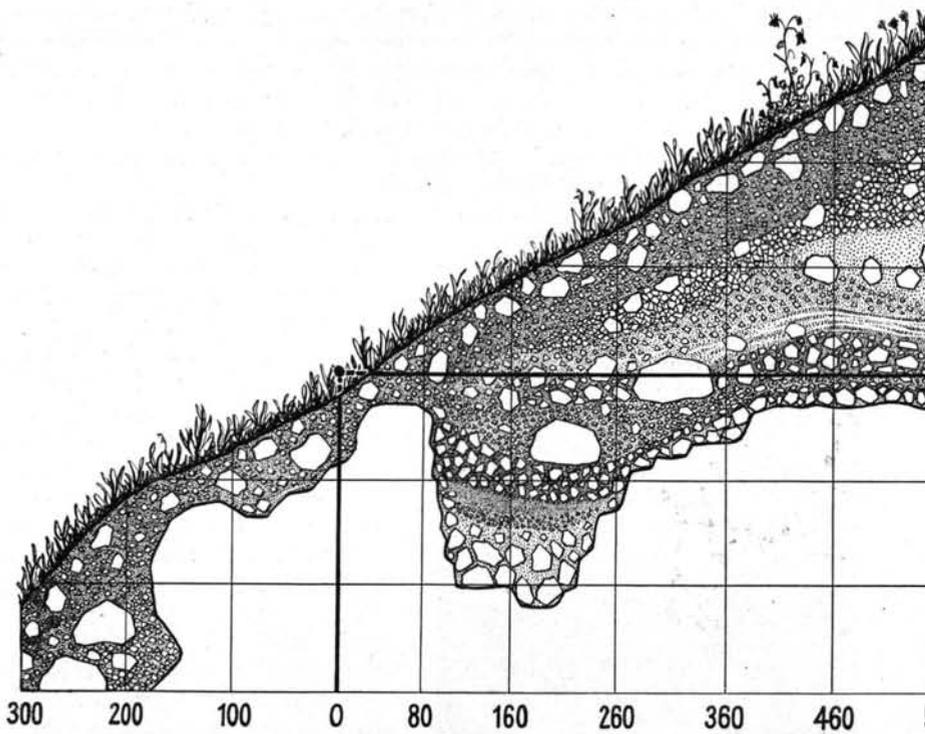
satz zu allen jüngeren Kulturen wurde in dieser alten Werkstatt hauptsächlich der grobe, im Bruch etwas rauhe, sekundär verkieselte Jurakiesel verwendet. Daneben sind verschiedene glattere feinere Kieselarten, seltener alpine Radiolarite und Quarzite vertreten. Deutlich festzustellen ist eine überwiegende Verwendung z. B. der groben Jurakiesel für große Faustkeile und größere Spitzen, der feineren oft für mittelgroße und kleinere Formen, der Radiolarite nur für Kleinwerkzeug (Abb. 11). Die mehrfarbig gebänderten Gesteine, die allen größeren Aufsammlungen der formvollendeten Aurignacien-Werkzeuge des Vogelherds ihre zusätzliche Schönheit verleihen, kommen in der Bocksteinschmiede überhaupt nicht vor.

Die Werkzeuge der Bocksteinschmiede zeigen eine Vielgestaltigkeit, die hier bei weitem nicht und überhaupt kaum je erschöpfend beschrieben werden kann. Neben den offensichtlich gewollten Formen fanden sich die endlosen Variationen von Abschlägen, die ohne weitere Zurichtung ihrer zufälligen Gesamtform nur eben an der einen oder anderen Stelle retuschiert sind.



Abb. 4. Die Bocksteinschmiede mit dem Bocksteinloch 1953. Nur der helle Fels über dem schräg einfallenden Dachfelsen lag frei — davon abwärts lag vor der Entdeckung alles unter Schutt.

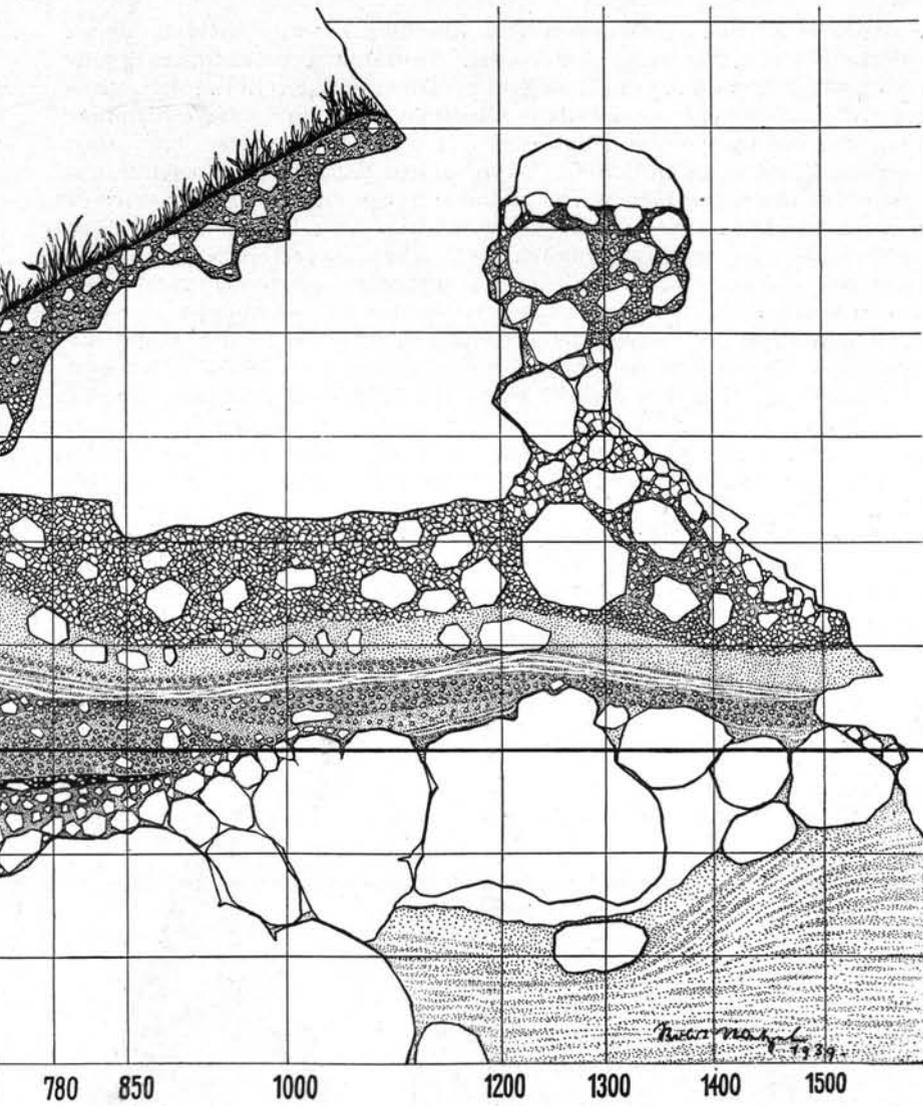
Abb. 5. Medianer Längsschnitt N 55°O durch die Bocksteinschmiede, das Bocksteinloch, das Dachsloch und den Keller 1934. 1:30



Folge der Schichten im

In Höhe 160

60 cm Schwarzer Humus mit Kalkstücken und feinem Kalkschutt	100 cm Schwarzer Humus mit Kalkstücken und feinem Kalkschutt
20 cm Lösserde mit feinem Kalkschutt	130 cm Feinsplitt
30 cm Brauner Lehm mit mittelgroßem Kalkschutt (Moustérien)	75 cm Löß mit feinem Kalkschutt
50 cm Lockerer hellbrauner Boden mit feinem Kalkschutt (Micoquien)	15 cm Lösserde mit feinem Kalkschutt
65 cm Dunkler Lehm mit größerem Kalkschutt	25 cm Ockergelber Lehm mit feinem Kalkschutt
15 cm Steinlos brauner Mulm (Kultur)	35 cm Brauner Lehm mit feinem Kalkschutt
15 cm Gelber Mulm mit feinstem Kalkschutt (Kultur)	50 cm Lockerer brauner Boden mit feinem Kalkschutt
50 cm Rotgelber Mulm mit groben Kalkbrocken	10 cm Brandschutt
	20 cm Dunkler Lehm mit feinem Kalkschutt
	40 cm Rotgelber Lehm mit feinem Kalkschutt



der Bocksteinschmiede:

In Höhe 1200

- | | |
|----------------------|---|
| Kalkbrocken und | 100 cm Kleinstückiger Kalkschutt (Bergkies) |
| schutt (Magdalénien) | 40 cm Löß mit Kalktrümmern |
| inmitten | 20 cm Ockergelber Lehm |
| in Kalkschutt | 30 cm Braunvioletter Lehm mit feinem Kalk- |
| mit grobem Kalk- | schutt (Micoquien) |
| schutt mit feinem | 10 cm Gelber Specklehm |
| schutt | |
| mit grobem Kalkbruch | |

Daneben lassen sich gewisse Gruppen von Abschlägen unterscheiden, deren teilretuschierte Formen von einer technischen Ausnützung bestimmter Eigenschaften des Rohmaterials beeinflußt zu sein scheinen. Dazu gehören die schrägen oder geraden „Kappen“, tangentiale Abschläge kugelig oder eiförmiger Rohknollen, oder die keilförmigen Sektoren der „Orangenschnitze“, aber auch die nicht seltenen Abschläge in der Form von langen Klingen oder breiten und flachen Plättchen. Die eigentlich gewollten und geplanten Werkzeuge erscheinen zwar auch ihrerseits in vielfach verschiedenen Einzelformen, sind aber augenscheinlich nach wenigen bestimmten Leitbildern hergestellt worden. Unter den richtigen Werkzeugen überwiegen die irgendwie spitzen Formen, vom größten der „Faustkeile“ mit seinen 15,5 cm Länge bis zu den kleinen, nur 6, 5 oder 4 cm langen „Spitzen“; noch kleinere Spitzen scheinen in der Regel die alt abgebrochenen Enden größerer Stücke zu sein. Von den „Faustkeilen und Spitzen“ ist das Gesamtbild der Kultur so eindrücklich beherrscht, daß ihr der vereinfachende Name einer „Faustkeilkultur“ weiterhin zugebilligt bleiben mag — selbst unter dem Vorbehalt der späteren Erkenntnis, daß die Leitformen vielleicht nur ausnahmsweise mit der „Faust“ geführt und kaum je als „Keile“ verwendet wurden.

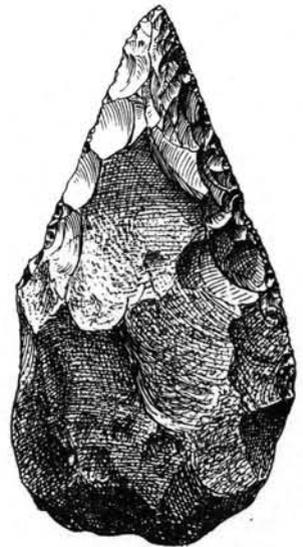
Die mehreren hundert guten Stücke an „Faustkeilen und Spitzen“ können nach verschiedenen Merkmalen gegliedert werden, wobei sich die jeweils gebildeten Gruppen mehrfach überschneiden. Obwohl bestimmte Formen, schon technik- und materialbedingt, sich mit einer gewissen Häufigkeit in bestimmten Größengruppen vertreten zeigen, läßt sich doch nie eine Einteilung oder Unterteilung nur nach Größenmaßen vertreten. Dagegen kann, üblicher Weise, von den „Spitzen“ oder „Handspitzen“ mit ihrem flacher zugeschlagenen Handende der „Faustkeil“ mit runder oder eckiger, in der Regel grober und meist rindenständig roh-



Abb. 6



Abb. 7 A



B

Abb. 6. Grober Faustkeil, „Zweischneider“. $\frac{1}{2}$ nat. Gr.
Abb. 7. Flacher, fein zugespitzter „Zweischneider“. $\frac{1}{2}$ nat. Gr. A. Oberseite, B. Unterseite.

knolliger Basis unterschieden werden; ausnahmsweise kommt eine mandelförmig ausgehauene Faustkeilbasis vor (Abb. 8). Den eigentlichen Kernstücken — aus offensichtlich nie sehr großen Rohknollen — stehen viele Faustkeile und Spitzen gegenüber, die aus halbierten Knollen oder aus Bruchstücken, z. B. tangentialen „Kappen“ oder radiären „Keilen“ hergestellt sind.

Im Einzelnen sind — um zunächst die 1939 geprägten Bezeichnungen zu verwenden — „Zweischneider“ und „Dreikanter“ zu unterscheiden. Beim „Zweischneider“ laufen zwei ausretuschierte Längskanten auf die Spitze zu (Abb. 6), die ihrerseits noch eigens bis zu millimeterfeinen Abschlägen ausgearbeitet sein kann (Abb. 7 u. 8). Meistens sind beide Flachseiten behandelt, aber nie beide gleichmäßig; immer ist eine Rückenseite oder Oberfläche höher und steiler und im Zweifelsfall besser durchgeschafft und stärker gewölbt — von flachen Bögen bis zum steilen Dreieck eines dachfirstförmigen Querschnittes — als die gegenüberliegende Bauchseite, die im extremen Fall als unbearbeitete flache Sprungfläche belassen sein kann (Abb. 18). Die Zweischneider sind, klein und groß, fein oder grob, schlank wie stumpf und dick wie flach, bisweilen in Formen von einer fast ideal geometrischen Symmetrie, meistens in nicht ganz symmetrischen, nicht selten aber auch in offenbar gewollt asymmetrischen Werkzeugen (Abb. 9, 10, 11) vertreten; als ein Beispiel seien die seitlich gekrümmten, schönen flachen „Schnäbel“ (Abb. 12) genannt. Wozu und wie die Zweischneider benützt wurden, kann schwerlich im einzelnen bestimmt werden. Man konnte mit jeder Seite schneiden, mit der Spitze stechen oder, vor allem bei wechselseitiger Retuschierung, bohren, mit großen Keilen auch im Boden grubeln oder hacken — man konnte den groben Zweischneider dazu ausnahmsweise mit der Faust fassen, mag aber auch ihn bei den meisten seiner mehrfältigen Verwendungsarten in seitlicher Hand- und Fingerhaltung geführt haben. Eine Schäftung wäre, von der Form der Basalenden her gesehen, bei vielen mittelgroßen und kleinen Spitzen technisch möglich ge-

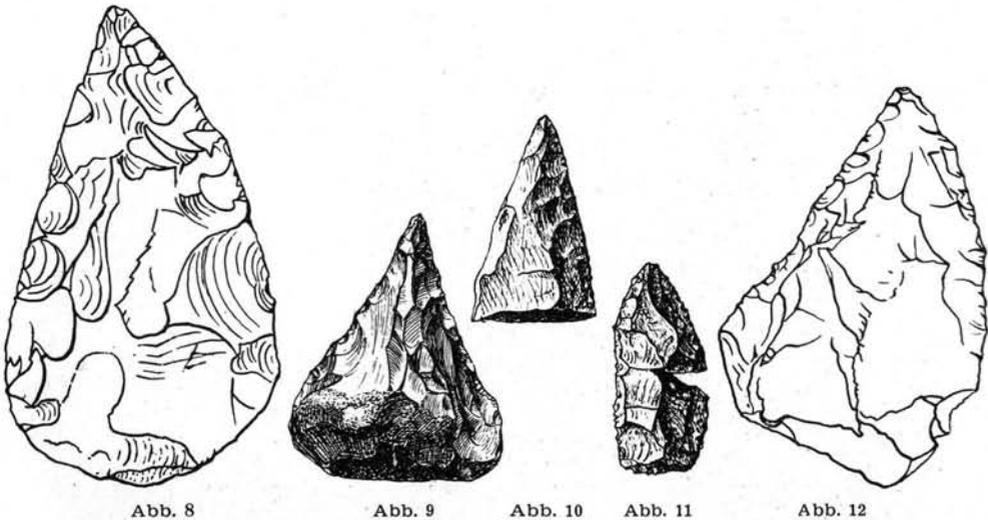


Abb. 8. Flacher „Zweischneider“ mit mandelförmig ausgeschaffter Basis. Unterseite. $\frac{1}{2}$ nat. Gr. — Abb. 9. Zweischneidige Spitze mit dicker Basis und hohem Reihen. Rechte Kante bevorzugt retuschiert. $\frac{1}{2}$ nat. Gr. — Abb. 10. Zweischneidige — ebenfalls rechts bevorzugt bearbeitete — Spitze mit flacher Basis und flachem Rücken. $\frac{1}{2}$ nat. Gr. — Abb. 11. Umseitig und steil retuschierte Spitze aus rotem Radiolarit. In zwei weit getrennten Stücken gefunden, alt zerbrochen. $\frac{1}{2}$ nat. Gr. — Abb. 12. Flacher „Schnabel“ für rechtshändigen Gebrauch. $\frac{1}{2}$ nat. Gr.

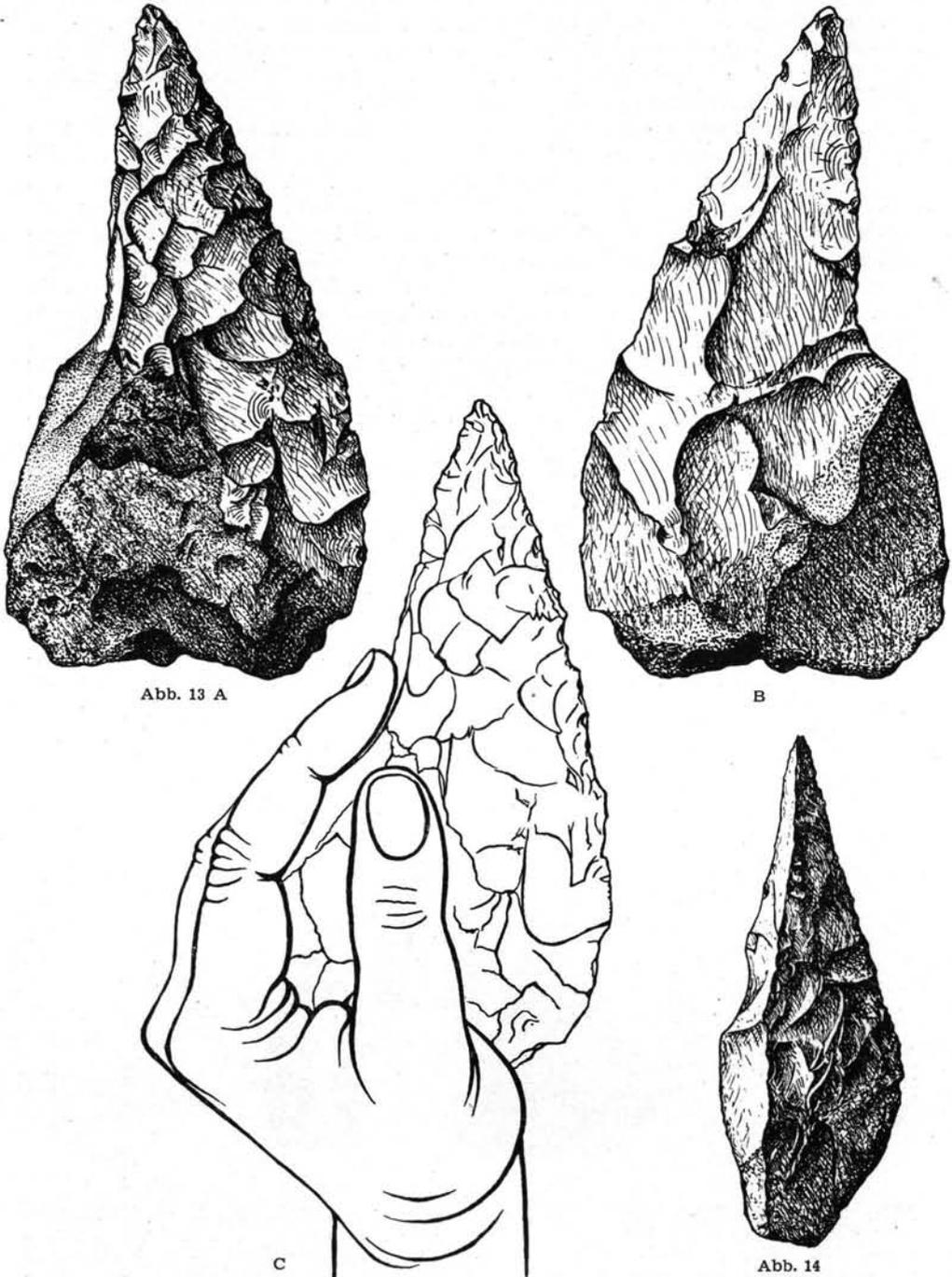


Abb. 13 A

B

C

Abb. 14

Abb. 13. Einseitig gearbeitetes „Bocksteinmesser“ mit zweischneidiger Spitze. A. Oberseite, B. Unterseite, C. Handhaltung und Fingerlage (links). $\frac{2}{3}$ nat. Gr.
 Abb. 14. „Bocksteinmesser“, bis zur Spitze nur einseitig geschärft. $\frac{2}{3}$ nat. Gr.

wesen; es ist aber nie etwas von einer besonderen, dieser eventuellen Schäftung dienenden Zurichtung der Basis zu bemerken.

Schon in der Anlage gewollt asymmetrisch ist die große Gruppe der „Dreikanter“, d. h. der Werkzeuge, bei denen nur eine der zur Spitze zusammenlaufenden Längskanten ausretuschiert ist, dies allerdings sehr sorgfältig und mit einer vorspringenden Ausbuchtung, oft bis zur Basis. Die andere Längsseite wird, statt von einer Schneidekante, von einer schmalen Fläche gebildet, die — manchmal etwas zurechtgeschafft, meist nur in großen Sprungflächen zugehauen — im typisch „dreikantigen“ Querschnitt die beiden großen Flachseiten verbindet (Abb. 13, 14). Vor allem „Faustkeile“ aller Größen, und gerade die längsten unter ihnen, gehören zu den „Dreikantern“. Auch sie weisen, wie die „Zweischneider“, regelmäßig eine gewölbtere und sorgsamer bearbeitete „Oberseite“ (Abb. 13, A) auf gegenüber der flacheren und manchmal kaum bearbeiteten „Unterseite“ (Abb. 13, B). Die eine vorhandene Arbeitskante legt die Vermutung nahe, daß der „Dreikanter“ überwiegend zum Schneiden benützt wurde (Abb. 13, C); dies umso mehr, als selbst bei größeren Faustkeilen nicht das Fassen mit der Faust die formgebene Handhabung eines Dreikanter ist, sondern eine Führung mit der Hand, deren Daumen auf der Oberfläche und deren Zeigefinger auf der Schmalfläche des Werkzeugs aufgelegt ist, während die drei anderen Finger der Unterfläche seitlich anliegen. Die Dreikanter in ihrer typischen Asymmetrie sind als „Rechtsformen“ und als „Linksformen“ im Sinne der beschriebenen Handhaltung ausgebildet. Ist unsere allgemein wertungsmäßige Anschauung und speziell arbeitspsychologische Voraussetzung richtig, daß die „schöne“, die besser zugerichtete „Oberseite“ auch wirklich nach oben schauen sollte und nach oben gehalten wurde, dann sind weitaus die meisten Dreikanter für den linkshändigen Gebrauch bestimmt gewesen. Während die Extremform eines „reinen Dreikanter“ bis zum spitzen Ende nur die eine bearbeitete Kante zeigt, sind bei vielen anderen Stücken die letzten paar Zentimeter zu einer echten, zweischneidigen Spitze ausgearbeitet (Abb. 13), ohne daß der einschneidige Gesamtcharakter des Werkzeugs dadurch aufgehoben würde. Der einseitig und meistens linkshändig benützte, schneidende Dreikanter hat als das relativ häufigste Werkzeug von der Bocksteinschmiede das Bild ihrer Kultur entscheidend bestimmt; er darf deswegen, andernorts wohl vorhanden, aber nie eigens beschrieben, den besonderen Namen „Bocksteinmesser“ erhalten.

Neben den typisch ausgeprägten und häufigen Spitzformen sind immer wieder Zwischen-, Misch- und Sonderformen vertreten. So wenig es in jedem Falle möglich oder auch wesentlich ist, den Faustkeil von der Spitze, den zugespitzten Dreikanter vom asymmetrischen Zweischneider zu trennen, so gut können auch gleitende Formenreihen zwischen den eigentlichen Spitzformen und den Schabern zusammengestellt werden, die einen wesentlichen Teil des Inventars ausmachen. Auch die Schaber haben oft eine besonders bearbeitete Ecke oder Spitze. Vor allem an Geradschabern ist manchmal die eine, „obere“ Ecke zur Rechtwinkel- oder sogar Spitzwinkelspitze ausgearbeitet (Abb. 15); solche Formen können dann ebenso gut „asymmetrische Spitzen“ heißen wie „Spitzschaber“. In dieser knappen Übersicht sind außerdem als besondere Formen eigens zu nennen die mittellangen Spindelspitzen, ringsum und an beiden spitzen Enden gleichmäßig ausgearbeitet, außerdem die breit bis lang, blattspitzdünn bis dick gearbeiteten Zungenschaber (Abb. 16) und allerlei speziell und sauber geschafftes Kleinwerkzeug. Wenn auf der einen Seite geradezu urtümlich grobe Faustkeile (Abb. 6) dem Bild der Bocksteinschmiedenkultur seine roheren, wenn man will primitiveren Züge einfügt, so erstaunen uns auf der anderen Seite ein eleganter Klingenkratzer (Abb. 17), oder die, wenn auch etwas groben Kegelschaber, oder auch eine

ringsum mehrstufig retuschierte kleine Radiolaritspitze (Abb. 11). Wir sind versucht, in solchen Stücken die Vorgriffe auf Kulturen kommender Zeiten zu sehen — die verfrühten Vorgriffe sogar im wörtlich technischen Sinn, wenn eben jene kleine rote Spitze offenbar schon bei ihrer Fertigung dem Schmied vom Bockstein zerbrochen war und er, man könnte meinen in der Wut, die beiden Stücke weit auseinander, wie wir sie dann gefunden haben, weggeworfen hat.

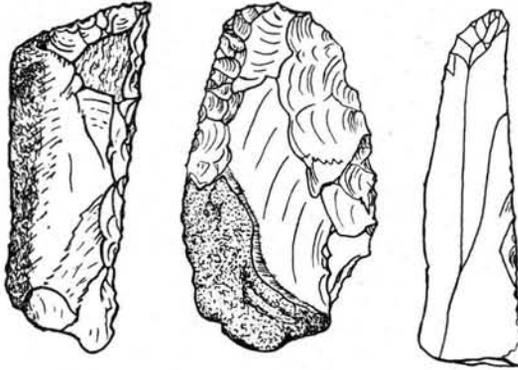


Abb. 15

Abb. 16

Abb. 17

Abb. 15. Spitzer, einseitiger Eckschaber für linkshändigen Gebrauch. $\frac{2}{3}$ nat. Gr.
Abb. 16. Flacher Zungenschaber, $\frac{2}{3}$ nat. Gr. Abb. 17. Klingenskratzer. $\frac{2}{3}$ nat. Gr.

Sowohl in dieser zukunftsweisenden Vielseitigkeit einzelner Ausgriffe, als auch im überwiegenden Beharren auf uralten Typen vermittelt uns der Werkzeugschatz der Bocksteinschmiede die Zeichen eines Menschendaseins, das bei aller Einfachheit doch schon mit allen Wesenszügen des Menschlichen schlechthin begabt war. In ihrer besonderen Formung erweisen sich die Werkzeuge nicht nur als die zweckentsprechend „außenanatomischen“ Mittel zur Erhaltung des nackten Lebens und zur Verbesserung der Lebens-Weise; sie sind vielmehr immer auch — so wie dies immer die „gewachsene“ Anatomie auch ist — der Ausdruck einer bestimmten Lebens-Art. Gewiß lassen sich spitzige Werkzeuge „zweckmäßig“ verwenden — so wie z. B. ein Hirsch von den spitzen Enden seines Geweihs zweckmäßigen Gebrauch machen mag; so wenig man aber ein geweihtragender Hirsch sein muß, um als zweihufiger Wiederkäuer ein munteres und gesundes Leben zu bewahren und zu führen, so wenig mußte man als Alt-Paläolithiker eine Spitzenkultur haben; wir wissen ja, daß es auch anders ging, auf die Weise der Abschlagskulturen ohne Spitzen. Das heißt, wir haben es, wo und wie früh auch immer Menschen sich Kultur geschaffen hatten, in jedem Falle schon mit bestimmten Stilen oder Stilrichtungen zu tun, deren Formgebung nur zum kleinen Teil aus Zweck und Nutzen bestimmter Werkzeuge und auch niemals ganz aus Eigentümlichkeiten des Rohmaterials und seiner technischen Bearbeitungsmöglichkeiten zu erklären ist. Manche Werkzeuge zeigen geradezu Kunstformen, die nicht anders als ästhetisch aus einem geometrischen oder stereometrischen Idealbild abgeleitet zu denken sind und deren Ausarbeitung, wie im Beispiel der rundum scharfschneidig gehauenen Blattspitzen (Abb. 8), der Zweckmäßigkeit (des Fassens mit der Hand) geradeswegs zuwiderlaufen kann. Ist damit für eine Zeit, die noch kein gesondert eigentümliches Kunstschaffen kannte, doch in der handwerklichen Arbeit auch ein künstlerisches Bedürfnis zum Ausdruck gekommen, so ist das „Bocksteinmesser“ der Beleg für eine ganz andere, die „anatomische“ Seite des menschlichen Wesens. Es ist das Werkzeug der Anatomie, im wörtlichen Sinne der zweckbedingt zerschneidenden Zerwirkung des Jagdwildes, aber auch

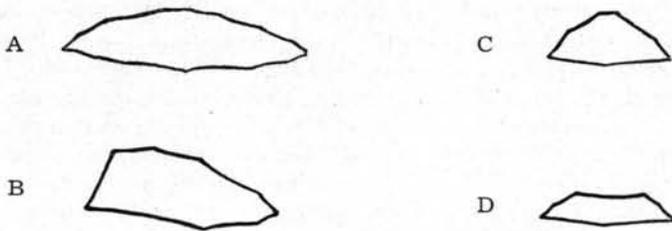


Abb. 18. Schematisierte Querschnitte; A. flacher „Zweischneider“, s. Abb. 7; B. „Bocksteinmesser“ mit einseitig dreikantigem Schnitt, s. Abb. 13; C. Spitze mit hohem Reihen, s. Abb. 9; D. flache Spitze, s. Abb. 10.

im handwerklichen Sinne einer regelrechten Messerführung durch die „leichte Hand“ anstatt der „schweren Faust“, mit dem Zeigefinger in feiner Regulierung von Druck und Schneiderichtung an der entscheidenden dünnen Messerspitze — im geistigen Sinne aber auch, in der zwangsläufigen und weiterführenden Wechselwirkung zwischen Benützungabsicht und Herstellungsplan des Werkzeugs und der Erfahrung bei seiner Verwendung, die zu echter Zergliederung, zu einer, nun auch begrifflich zergliedernden Erkenntnis führt. Einerlei, ob „die Henne vor dem Ei ist“ oder „das Ei vor der Henne“ — wie weit der Erkenntnisdrang das Messer schuf oder das Messer die Erkenntnis — in jedem Falle hat eine Kultur, die derart überwiegend mit dem leicht geführten Messer zu schneiden pflegte, den anatomischen, den großen Schritt getan, der „hinter“ die Oberfläche eines „Gegenstandes“ führt und auch den eiszeitlichen „Anatomen“ davon sich überzeugen ließ, was dem äußeren Erscheinungsbilde bedingend und erklärend zugrunde liegt. Dem rezenten Anatomen sei die Bemerkung erlaubt, daß der erste und weithin ausschließliche Gegenstand dieses hunderttausendjährigen anatomischen Erkennens auch im gegenständlich üblichen Sinne Anatomie gewesen sein muß — die Anatomie der Beutetiere und wohl auch des Menschen. Jungpaläolithische Zeichnungen, wie das rote Herz im Elefanten von Pindal oder die Blattschußpfeile an Bisonbildern z. B. von Niaux, oder auch die geschnitzten skelettierten Pferdeköpfe von Mas d’Azil, demonstrieren, wie sinnvoll diese gewiß schon sehr viel früher erworbene anatomische Kenntnis durchgedacht und angewendet wurde.



Abb. 19

Abb. 20

Abb. 19. Schwanzwirbel eines — nicht mehr bestimmbar — Säugetiers, durchbohrt, wohl als „Anhänger“ getragen. $\frac{2}{3}$ nat. Gr. — Abb. 20. Phalange vom Ren, mit künstlich eingeschnittenem Loch im proximalen Teil der Diaphyse; auch sonst verschiedentlich angeschnitzelt. $\frac{2}{3}$ nat. Gr.

Wenn in der Kultur der Bocksteinschmiede alles menschliche Streben und Bemühen um „Kunst und Wissenschaft“, das sich später in eigenen und eindrucksvollen Domänen des kulturellen Lebens äußert, in der Form oft eines und des selben Werkzeugs aus Kieselstein noch mit der handwerklichen Herstellung der lebensnotwendigen Gerätschaften vereint erscheint, so sind es nur zwei Gegenstände aus Knochen, die darüber hinaus unsere Kenntnis von der Wesensart der Bocksteinleute erweitern: ein sorgfältig durchbohrtes, noch nicht 3 cm langes Schwanzwirbelchen von einem Säugetier (Abb. 19) und eine Rentierphalange

(Abb. 20), in deren eine Wand ein Loch gebrochen ist. Der Schwanzwirbel war zweifellos ein Anhänger und ist damit ein weiterer und vielleicht bisher ältester Beleg für wiederum eine der menschlichen Eigentümlichkeiten, die in den späteren Perioden der Altsteinzeit so reichen eigenen Ausdruck finden — das Bedürfnis nach Hervorhebung der einzelnen Person, ihres Lebensgefühls und ihrer Geltung, durch Dinge, die man ihr oder die sie sich um den Hals hängt. Das Rentierfingerglied gibt einen klaren Pfeifton in Höhe des eingestrichenen Dis, könnte also sicher und mag wahrscheinlich als Jagdpfeife verwendet worden sein²⁾. Abgesehen von einigen zweifelhaften Stücken liegt eigentliches Knochenwerkzeug bisher nicht vor.

5. „Riß oder Würm?“

Nicht nur um der besonderen Geschichte unseres Tales oder auch des eiszeitlichen Europas willen, sondern schon für die rein formale Beurteilung einer so ausgeprägten, reichen und vielfältigen und dabei so alten und seltenen Kultur ist es wesentlich zu wissen, wie „alt“ sie nun eigentlich ist. Wir sehen sie sehr anders, wenn die ohne Zweifel „kalte“ Lebewelt ihrer Fundschicht (u. a. Mammut, Wollhaarnashorn, Ren, Murmeltier — an Bäumen bisher nur Kiefer in Pollen und Kohlestückchen) als würmeiszeitlich, die Kultur selbst damit als ein überlebender Bestand aus ähnlichen, anderswo älteren, letzt-interglazialen Micoquienkulturen sich erweist — oder wenn mit einem rißeiszeitlichen Alter der Fundschicht ganz umgekehrt die Bocksteinkultur die ältere wäre. Es gibt keine allgemeinverbindliche, typologische Gestamtendenz und -linie, die die nüchterne Zeitbestimmung aufzuwiegen oder gar zu ersetzen vermöchte; wir tasten im unbekanntem Dunklen und müssen uns überraschen lassen von den Dingen, wie sie zu sehen sind, wenn es — durch die stratigraphische Zeitbestimmung — hell wird.

In den wiederholten Vorbemerkungen zur Bocksteinschmiede von 1939/40 habe ich auf das Band von gelbem Lehm hingewiesen (Abb. 21, G u. H), das zwischen die altpaläolithischen Schichten und jene jüngeren Sedimente eingeschaltet erscheint, die weniger an der Bocksteinschmiede selber, als 1934 vor dem Westloch (Abb. 21, B) und 1953 vor der alten Bocksteinhöhle sich als die mehrfach gegliederten Lager guter, jungpaläolithischer Kulturen erwiesen haben (Abb. 21, E u. F) und auch durch ihren Gehalt an Löß oder eine Lage von reinem Löß bemerkenswert und, wie auch durch ihre Faunen, auf eine „kalte“ und ohne Zweifel letzteiszeitliche Entstehung zu datieren sind. Der gelbe Lehm selber enthält nur spärliche Knochenreste, die vielleicht sogar zum Teil von oben eingesunken sind; auch sie scheinen durchweg zu einem kalten Faunenbilde zu gehören. Der gelbe Lehm ist also keine interglazial oder auch nur einschneidend interstadial gebildete Schicht — aber er könnte in einer Warmzeit oder wärmeren Zeit zum Lehm geworden sein. Der langwierigen Untersuchung der Schichten durch ELISABETH SCHMID soll hier nicht vorgegriffen werden. Vorerst aber besteht der Eindruck, daß der gelbe Lehm einen ebenso wesentlichen klimatischen Einschnitt dokumentiert, wie er in seiner äußeren Beschaffenheit in jeder Hinsicht auffällt gegenüber den darüber wie den darunter liegenden Schichten. Die Dokumentation einer damit gemeinten warmen oder wärmeren Zeit bestünde da nicht in einem interglazialen oder interstadialen Sediment — das ja in der Tat fehlt — sondern, neben der Verlehmung der letzt-vorhergegangenen Kaltschicht, eben im Fehlen einer „eigentlich hierher gehörigen“ warmzeitlichen Schicht, im Hiatus.

²⁾ Nach seiner neuesten Mitteilung fand LEHMANN besonders viele Wolfsreste im Micoquien der Bocksteinschmiede; ist mit der „Jagdpfeife“ vielleicht dem gezähmten Wolf als einem Jagdhelfer gepfiffen worden?

Der paradox erscheinende Versuch, das Idealprofil eines „Schichtaccordes“ auf reellen Schichten und virtuellen Hiatus aufzubauen, findet eine prinzipielle Begründung schon in den mehrfachen Hiatusbefunden, auf die wir auch innerhalb des bisherigen Profilnestes am Bockstein gestoßen sind. Der mediane Sagittalschnitt durch die Bocksteinschmiede (Abb. 5; Abb. 21, G bis L) zeigt das hangwärtige Auskeilen eben des gelben Lehms, auch der Lößlage; in den entsprechenden, hangwärtigen Frontalprofilen liegt die Bergkiesschicht mit ihren Madeleinklingen unmittelbar auf der Schicht der Faustkeilkultur. Ebenso berühren sich im Graben unterhalb der Bocksteinschmiede die „gelben“ jünger-paläolithischen Hangschuttlagen mit den „roten“ älter-paläolithischen ohne eine faßbar scharfe Grenze (Abb. 21, N); nur dicht am Fels sind im letzten Augenblick der Grabung von 1953 rasch auskeilende Zwischenschichten zum Vorschein gekommen, erfreulicherweise wiederum „unser Löß“ dabei (Abb. 21, M), die jene beiden Hangschutthorizonte klar von einander scheiden. Hätten wir an der Bocksteinschmiede und am Graben jeweils nur die hangwärtigen Frontalprofile zur Verfügung (Abb. 21, L. u. N), dann wäre nicht zu ahnen, was an wesentlichen Zwischenlagen „eigentlich“ noch in das Profil gehört. Jetzt wissen wir, daß hier und dort bestimmte Sedimentationslücken bestehen und durch welche Schichten ihre Hiatus im örtlichen Vergleich zu ergänzen sind.

Es könnte aber auch sein, daß zu bestimmten Zeiten über ganze größere Landschaftsflächen hinweg ein mehr oder minder allgemeines Ausbleiben der Sedimentation oder radikales Ausräumen alter Sedimente Lücken schuf, die dann, ihrer weiten Verbreitung wegen, auch am noch so vollständigen örtlichen Profilnest und überhaupt im landschaftlich begrenzten Profilvergleich „reell“ nicht zu schließen sind und immer nur „virtuell“ zu ergänzen bleiben. Zur vorgehenden Rechtfertigung für dieses grundsätzliche „Wittern nach dem Hiatus“ sei auch darauf hingewiesen, daß interglaziale Sedimentation in unseren Albhöhlen bisher kaum je nachgewiesen ist, obwohl doch keinerlei Grund für die Annahme einer gänzlichen Pause in der Schichtenbildung während einer Warmzeit besteht; sehen wir doch auch heute in unserer gegenwärtigen Warm- oder vielleicht sogar Interglazialzeit die Schichtenbildung in den Höhlen und an den Hängen immer weitergehen — im Gegensatz zu den überwiegend denudativen Vorgängen im Talgrund. Auch die „erstmalig aus einer deutschen Höhle bekannt gewordenen Reste einer Zwischeneiszeitkultur“, wie RIEK seine „Kultur der Höhlensohle“ im Vogelherd um des mitgefundenen Antiquuszahns willen bezeichnet, lag nicht in einer eigentlichen Schicht, sondern unmittelbar auf dem Felsboden der Höhle. Neben diesem Fehlen einer eigentlich warmzeitlichen Sedimentbildung in unseren Albhöhlen aber fällt vor allem auf, daß ihre kaltzeitlichen Schichten überall aus verhältnismäßig jungeszeitlichen Phasen stammen. Meistens scheint es sich um reine „Würmpprofile“ zu handeln, und 1935 habe ich für die Bocksteinschmiede ohne weiteres ein solches, durchgehend würmeiszeitliches Kaltprofil angenommen, wie RIEK dies für sein Vogelherdprofil ausgesprochen hat. Aber selbst wenn ich heute daran zweifle und seit 1939 die Frage formuliert und 1953 erneut zur Diskussion gestellt habe, ob nicht der Profilanteil vom gelben Lehm an abwärts als rißzeitlich zu deuten sei, und selbst wenn am Bockstein, im Stadel und im Vogelherd sich diese Deutung befestigen und gar beweisen lassen sollte, bliebe doch der ebenso bemerkenswerte, wie bisher kaum beachtete Allgemeinbefund bestehen, daß auf unserer Alb überwiegend erst würmeiszeitliche und allenfalls Jung-Riß-Sedimente die Höhlen verstopfen, die Hänge abschrägen und die Talgründe erfüllen. Abgesehen von örtlich sehr verschiedenen und immer nur begrenzten Vorkommen steriler, basaler Lagen von Bohnerztonen, Sanden oder Bodenlehmen — urgeschichtlichen Nebenbefunden, denen allerdings im Rahmen un-

serer Fragestellung eine verschärfte Aufmerksamkeit zu widmen wäre — liegen diese Würm- und allenfalls Jung-Rißprofile auf dem kahlen Fels, in den Talgründen wie an den Abhängen, in den höhergelegenen Höhlen wie in den anderen, die nahe dem heutigen Talgrund sich öffnen. Noch gar nicht gestellt, geschweige denn zu beantworten ist die Frage, was vorher war und vor sich ging — ob und wieso die gesamte früh- und mitteleiszeitliche Sedimentation ausgeräumt wurde — ob sie überhaupt in unseren heutigen, seit den späteren Phasen der Eiszeit kaum veränderten Landschaftsformen zu suchen ist — ob etwa so spät noch einschneidende Vorgänge der Abtragung der Albhochfläche und der Eintiefung ihrer Täler auf ihr neuzeitliches Niveau abgelaufen sind, die unser neuzeitliches Landschaftsbild erst endgültig bestimmt haben. So mittelbar wir erst von unserer ganz anders gerichteten, kulturgeschichtlichen Fragestellung aus auf diese landschaftsgeschichtliche Quartärproblematik stoßen — so unmittelbar sind wir gerade kulturgeschichtlich an ihrer Aufklärung interessiert. Allgemein methodisch dient uns in jedem Fall die Feststellung des „großen Hiatus“ abwärts all unserer jungpleistozänen Schichtenstöße als ein weiterer Beleg für die schlüsselstellungsmäßige Bedeutung der Schichtlücken in der quartären Geschichte unserer Landschaft als der Kulisse für das *Theatrum humanum diluviale*.

Einerlei, ob wir im alten Sinne dazu neigen, unsere durchgehend „kalten“ Lonetalprofile als Niederschlag der einen, höchstens schwankend temperierten letzten Kaltzeit anzusehen, oder ob wir schon jetzt, da noch kein bindender Beweis erbracht ist, mit der Vermutung eines Hiatus über dem gelben Lehm eine warmzeitliche Unterbrechung der Sedimentation an dieser Stelle für möglich halten — so ist doch eben dieser gelbe Lehm schon jetzt der wertvollste Anhalt für erst-angedeutete Vergleiche zwischen den Profilen des Vogelherds und des Stadels mit denen des Bocksteins. Wenn eine detaillierte Sedimentuntersuchung die naheliegende Parallelisierung des ockergelben Lehms der Bocksteinschmiede (Abb. 21, G u. H) mit dem des Vogelherds (Abb. 21, Q) bestätigen sollte, so wäre mit der Vergleichbarkeit dieser beiden Schlüsselprofile auch die Ausgangsstellung für die sehr viel schwierigere Ausweitung des Vergleichs auf das Stadelprofil gegeben, dessen Schichten zunächst zum mindesten faciell ein sehr anderes Bild bieten. Jedoch kommt auch hier, wenn auch nicht überall, eine gelb-lehmige Zwischenlage vor (Abb. 21, S). Setzen wir sie im Schichtaccord an die Stelle des gelben Lehms, dessen für Bockstein wie Vogelherd so bezeichnende Facies sie nicht aufweist, so ergäbe sich daraus der kulturgeschichtlich auffallende Befund, daß die reich bestückte moustéroide Stadelkultur mit ihren unschön geschafften vielen Werkzeugen über diesem „Leithorizont“ läge, der zunächst sowohl am Vogelherd, wie auch am Bockstein die alt-paläolithischen von den jungpaläolithischen Schichtbereichen zu scheiden schien. VÖLZING hat schon 1938 die Möglichkeit angedeutet, daß im Stadel, den ja wegen seiner Nordlage viele Forscher von vornherein für nie bewohnt gehalten hatten, sich eine anspruchslosere und primitivere Bevölkerung mit altpaläolithischem Kulturcharakter noch über Zeiten gehalten haben könnte, zu denen anderwärts bereits Aurignacleute lebten. Ich selber neigte zu dieser Vermutung; aber neuerdings scheinen sich mit erweiterter Kenntnis neuer Profile auch andere Möglichkeiten zu ergeben. Auch das neu erschlossene Profil vor der alten Bocksteinhöhle zeigt an der Basis eines jungpaläolithischen Profils mit schönen Aurignac-Kulturen „gelb-lehmige“ Schichten (Abb. 21, E. u. F); die leider nur ganz wenigen, neben massenhaften Tierknochen hier gefundenen Steinwerkzeuge gehören aber ebenfalls zu jenen „moustéroiden“ Typen, die wir vom Stadel kennen. Und nicht umsonst bespricht auch RIEK sein, wie er allerdings schließlich meint, Früh-Aurignacien vom Vogelherd im Hangenden des ockergelben Lehms sehr ausführlich im Hinblick auf einen moustéroiden Cha-

rakter einzelner Werkzeuge — und ein unvoreingenommener Blick auf diese Kultur wird primär immer diesen „alten“ Zug im ihrem Bilde vorherrschend finden. So könnte es sich ergeben, daß noch nach der „Zeit des gelben Lehms“, zum Beginn der letzten . . . Kaltzeit oder kalten Phase, jene merkwürdigen und „alten“ Kulturen durchweg im Lonetal geherrscht haben, die wir mit ihren eigentümlich undifferenzierten Werkzeugformen zwischen die Hochkulturen der „Faustkeile und Spitzen“ davor, und des „Aurignacien“ darnach eingeschaltet finden.

Wenn wir dem ockergelben Lehm eine so wichtige Stellung im Profil zuerkennen möchten, so darf nicht verschwiegen werden, daß ein solcher Lehm auch in der alten Bocksteinhöhle schon von BÜRGER beschrieben und später von R. R. SCHMIDT in seinem Westgraben neben der Höhle bestätigt wurde . . . und daß dieser Lehm, in seinen Eigenschaften genau so geschildert wie unsere „gelben Lehme“ vom Vogelherd und von der Bocksteinschmiede, stratigraphisch höher zu liegen scheint (Abb. 21, C u. D). Dem entspräche auch die sehr bestimmte Mitteilung von BÜRGER, daß erst unter seinem Lehm noch die Klingenkulturen folgten, die dann R. R. SCHMIDT als mittleres oder älteres Aurignacien bestätigte und beschrieb. Der 1953 vor der alten Bocksteinhöhle neu aufgeschlossene Schichtenstoß (Abb. 21, E) zeigt diesen Lehm bisher nicht; er wäre sicher nicht mit den dortigen, basalen Lehmhorizonten zu synchronisieren, sondern innerhalb der höheren Schichten zu suchen, die hier eine mehr lössige Facies zeigen. Der neue Aufschluß wird später bis zu dem R. R. SCHMIDT'schen Graben vorgetrieben werden und dann, wie wir hoffen, die Parallelisierung ermöglichen, die uns heute noch unmöglich ist, obwohl die beiden Aufschlüsse nur zehn Meter auseinanderliegen. Jedenfalls müssen wir damit rechnen, daß es nicht nur einen einzigen „gelben Lehm“ gibt, sondern, auch abgesehen von den eigentlichen Bodenlehmen, der Terra fusca ZEUNERS, deren mehrere.

Dieser letzte Hinweis zeigt noch einmal, daß hier so wenig wie während der Stuttgarter Quartärtagung und der Lonetalbegehung fertige Ergebnisse dargestellt oder auch nur die aktuellen Probleme und die bisherigen Ergebnisse zu Ende diskutiert werden können. Je mehr wir finden und aufschließen, desto verwickelter erscheinen die Dinge, und desto weiter entfernen sie sich zunächst von der schönen Einfachheit, mit der wir vereinzeltere Befunde und Aufschlüsse zu deuten pflegen. Es kann sein, daß exakte Ergebnisse der detaillierten Sedimentuntersuchung, die mir heute noch nicht zur Verfügung stehen, oder auch neue Aufschlüsse schon bald dazu führen, daß die eine und andere der hier formulierten Ansichten und angedeuteten Vermutungen aufgegeben oder korrigiert werden muß; vielleicht ergibt bereits die bevorstehende Veröffentlichung der „Grabung Bocksteinschmiede“ die Gelegenheit zu solcher weiteren Erörterung und Revision. Hier, wie in Stuttgart und im Lonetal, ging es vielmehr darum, die Übersicht und einen Einblick zu geben in eine Untersuchung, die, langfristig angelegt, landschaftlich eng begrenzt und problematisch weit gespannt, nur im Gesamtaspekt der Quartärforschung und in der Beteiligung aller ihrer Sonderdisziplinen durchgeführt werden kann. Möge die „Quartärforschung im Lonetal“ als ein Beispiel insbesondere dafür dienen, daß auch eine primär anthropologisch-kulturgeschichtliche Fragestellung ihr geschichtlich entscheidendes „dating the past“ nur über die geologische Methodik erzielen kann — daß aber auch die primär nur geologische Einstellung mit jedem ihrer Ergebnisse, ob sie will oder nicht, ein Stück Verantwortung übernimmt für unsere Kenntnis der menschlichen Seite des quartären Geschehens, aus dem sich unsere Gegenwart — mit ihren anatomischen und geistigen, kulturellen und historischen Wurzeln noch tief in jener Zeit verhängt — entfaltet hat.

Abbildung 21. Profile bisheriger Aufschlüsse vom Bockstein,
Hohlenstein und Vogelherd

Bei den dargestellten Profilen handelt es sich um bestimmte einzelne Aufschlüsse oder um bestimmte Stellen größerer Aufschlüsse. Nur das Profil 21 S vom Stadel ist eine ideale Kombination. Die Profile C, D und V konnten nur mit Vorbehalt aus spärlichen Literaturangaben erschlossen werden.

Aus dem medianen Längsschnitt der Abbildung 5 von der Bocksteinschmiede ergibt sich der Zusammenhang der Profile 21 G bis L; die Grabenprofile 21 M und N sind untereinander und mit der Bocksteinschmiede durch die Fortsetzung des medianen Längsschnittes gebunden, die hier noch nicht abgebildet wird. Ebenso verbindet ein hier nicht wiedergegebener Längsschnitt die Profile 21 A und B in und vor dem Westloch. Auch die ganzen Frontalprofile vom Vogelherd (hier wiedergegeben die Profile 1. (2.) und 10. in Abb. 21 P und Q) könnten in einem bisher noch nicht vorgelegten medianen Längsschnitt durch die Vogelherdhöhle in ihrem Zusammenhang gezeigt werden.

Die Jahreszahlen beziehen sich auf die Zeit der Ausgrabung und Aufnahme der Profile, nicht ihrer Veröffentlichung.

Die Aufschlüsse des „Profilnestes“ vom Bockstein (21 A bis 0) liegen weitestens 45 Meter von einander entfernt. Der Hohlestein liegt 1½ km Luftlinie vom Bockstein, der Vogelherd 2 km vom Hohlestein und nicht ganz 3 km vom Bockstein.

Die Kulturen sind durch Schwarzzeichnung von Werkzeugen oder Scherben bezeichnet, Menschenfunde durch Schädelstücke. Tierknochen sind nur eingezeichnet, wo sie in ganzen Lagern vorkommen.

Die schematische Kennzeichnung der Schichten richtet sich nach deren wirklicher Beschaffenheit. Der Zeichner ist sich der Gefahr bewußt, daß diese Schemazeichnung eine noch unbewiesene Parallelisierung vorwegnehmen oder nahelegen könnte. Solange die auf diesen Beweis zielenden Spezialarbeiten noch nicht abgeschlossen sind, darf deshalb dem Beschauer nur mit der gleichzeitigen Bitte um Vorsicht und Vorbehalt der Versuch überlassen bleiben, sich am Beispiel der gezeichneten Profile und der knappen Beschreibung der Schichtbeschaffenheit seine Gedanken über die Möglichkeiten der Vergleichung zu machen. Man wolle dabei vor allem den „Vergleich in Schicht-Accorden“ beachten gegenüber der einzelnen Vergleichung bestimmter einzelner Schichten.

Abb. 21 A Bockstein - Westloch WETZEL 1934

- a. 40 cm schwarzer Dachsreck
- b. 5 cm Sinterlage mit Stalagmiten
- c. 35 cm gelbbraune Lehmerde mit kleinstückigem bis mittelgrobem Kalkbruch (Magdalénien)
- d. 30 cm gelber Specklehm mit großen Kalkbrocken
- e. Felsboden

Abb. 21 B Vorplatz vor dem Bockstein - Westloch WETZEL 1934

- a. 40 cm schwarzer Humus mit Kalktrümmern und kleinstückigem Kalkschutt
- b. 75 cm feinstückiger Kalkschutt („Bergkies“)
- c. 75 cm Löß mit groben Kalkbrocken
- d. 60 cm dunkelbraun lehmige Kulturerde mit kleinstückigem Kalkbruch (Aurignacien)
- e. Grobe Bodensteine mit gelbem Lehm am Felsgrund

Abb. 21 C Alte Bocksteinhöhle BÜRGER 1883/84

- a. 10 cm loses Geröll
- b. 20 cm schwarzer Humus mit Kalktrümmern (Neolithikum)
- c. einkeilender Bergkies
- d. obere Kulturschicht, nesterweise durch Brand dunkel verfärbt, sonst gelblich-lehmig mit Kalkschutt (Magdalénien, unten oberes Aurignacien)
- e. 90 cm nasser gelber Lehm
- f. 50 cm Untere Kulturschicht (mittleres Aurignacien)
- g. Felsboden

- Abb. 21 D Westgraben zwischen Bockstein-Westloch und alter Bocksteinhöhle R. R. SCHMIDT 1908
- 15 cm loses Geröll
 - 50 cm schwarzer Humus mit Kalkbrocken und Kalkschutt, in den untersten Lagen blättrig geschichtet
 - 15 cm fein sandiger Boden mit Kalkschutt
 - 20 cm lehmiger Boden mit Kalkschutt
 - 100 cm nasser gelber Lehm
 - 140 cm gelbliche bis rotbraune Lehme mit Lager großer Tierknochen
 - Felsboden
- Abb. 21 E Vorplatz der alten Bocksteinhöhle WETZEL 1953
- 40 cm schwarzer Humus mit Kalkbrocken und feinem Kalkschutt (Neolithikum)
 - 20 cm Bergkies in schwarzbrauner bis brauner Erde (Mesolithikum)
 - 30 cm feiner Bergkies in gelblich lössiger Erde (oben Mesolithikum)
 - 15 cm Lösserde mit größeren Kalkstücken (Magdalénien)
 - 15 cm Lösserde mit noch größerem Kalk (Magdalénien)
 - 20 cm Lösserde mit groben Kalkbrocken, Brandschichten (Aurignacien)
 - 35 cm rötlich-violette Kulturerde mit viel kleinstückigem bis mittelgrobem Kalkschutt (Aurignacien)
 - 30 cm bräunlich-gelbe Lehmerde (Moustérien)
 - 20 cm gelbe Lehmerde, vielfach versintert
 - 25 cm braune Lehmerde mit Lager großer Knochen
 - 40 cm gelber, z. T. roter, unten fetter Lehm
 - Felsboden
- Abb. 21 F Alte Bocksteinhöhle innerhalb des neu freigelegten, ursprünglichen Höhleneingangs WETZEL 1953
- 25 cm lockere dunkle Humuserde mit Kalkbrocken
 - 15 cm Bergkies in schwarzbrauner bis brauner Erde (Mesolithikum)
 - 10 cm feiner Bergkies in Lösung gelber Erde (Mesolithikum)
 - 10 cm Lösserde mit mittelgrobem Kalkschutt (Magdalénien)
 - 10 cm Lösserde mit grobem Kalkbruch (Magdalénien)
 - 30 cm Lösserde mit Kalkbrocken (Aurignacien)
 - 25 cm rötlich-violette Kulturerde mit kleinstückigem und mittelgrobem Kalkschutt (Aurignacien)
 - 30 cm bräunlich-gelbe Lehmerde
 - 10 cm gelbe Lehmerde
 - 25 cm braune Lehmerde mit Lager großer Knochen
 - 100 cm gelber, unten fetter Lehm
 - Felsboden
- Abb. 21 G Bocksteinloch + 1330 im Längsprofil WETZEL 1932/33
- 60 cm grösste Kalkbrocken, Versturz der Höhlendecke
 - 40 cm kleinstückiger Kalkschutt (Bergkies)
 - 70 cm Bergkies mit gelbbrauner Füllerde (Magdalénien)
 - 35 cm steinloser Löss
 - 20 cm ockergelber Lehm
 - 20 cm braunviolette Kultur (Micoquien — etwas jünger als die Micoquien-Kultur der eigentlichen Schmiede)
 - 20 cm gelber Specklehm
 - Felsboden mit Spalten zur Kellerhöhle
- Abb. 21 H Bocksteinschmiede + 710 im Längsprofil WETZEL 1934
- 100 cm Schwarzer Humus mit groben Kalkbrocken und feinstückigem Kalkschutt
 - 130 cm Bergkies (Magdalénien)
 - 75 cm Löss mit groben Steinen
 - 15 cm Lösserde mit feinstückigem Kalkschutt
 - 25 cm ockergelber, fetter Lehm
 - 35 cm braune Lehmerde mit mittelgrobem Kalkschutt (Moustérien)
 - 50 cm lockerer, hellbrauner Boden mit feinem Kalkschutt (Micoquien)
 - 10 cm zur Micoquienkultur gehörige Brandschicht
 - 20 cm dunkle Lehmerde mit größerem Kalkschutt
 - 40 cm rotgelbe Mulmerde mit grobem Kalkbrocken
 - Felsboden des Vorräume

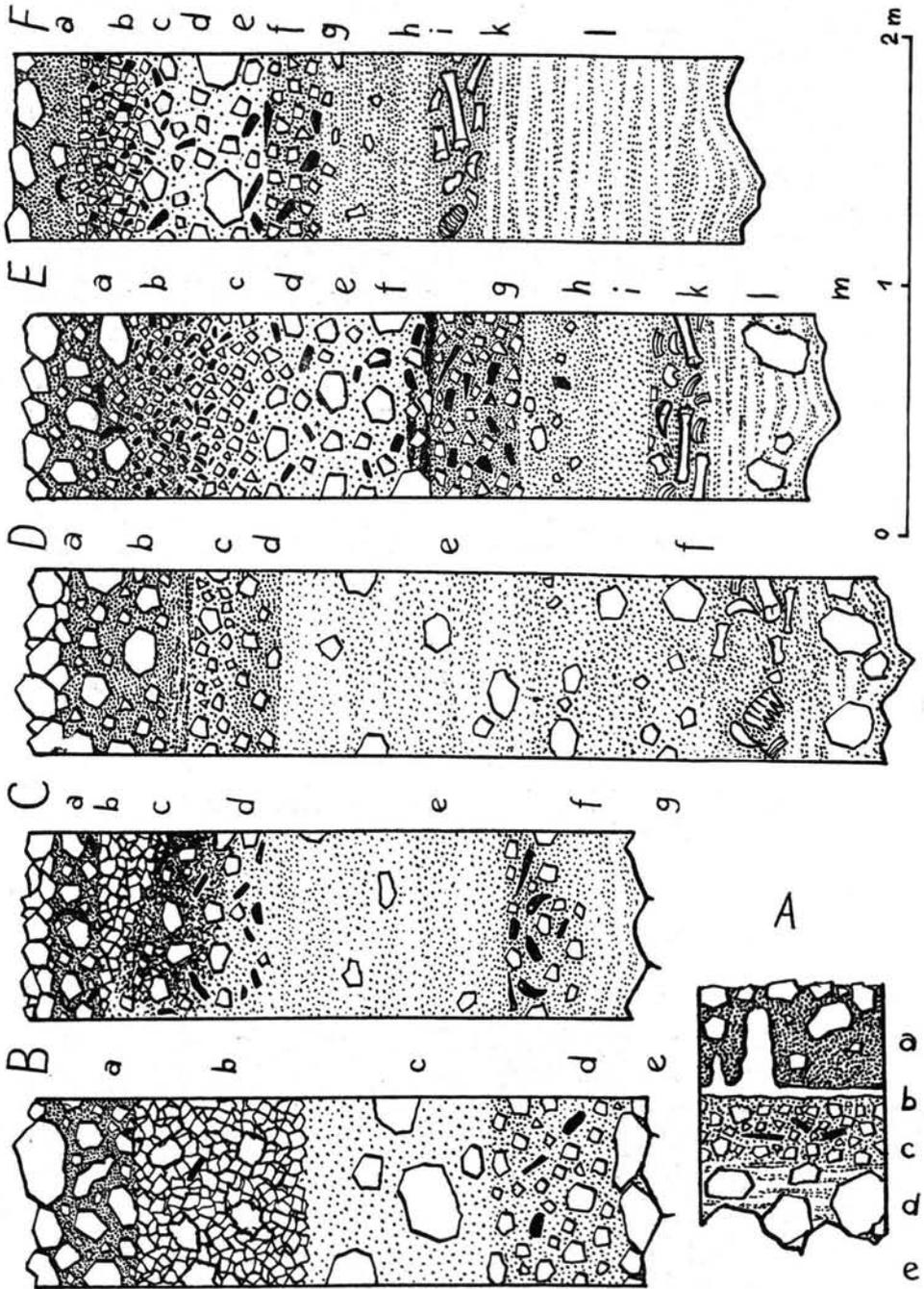


Abb. 21. (Taf. I). Profile A — F. Erläuterung im Text.

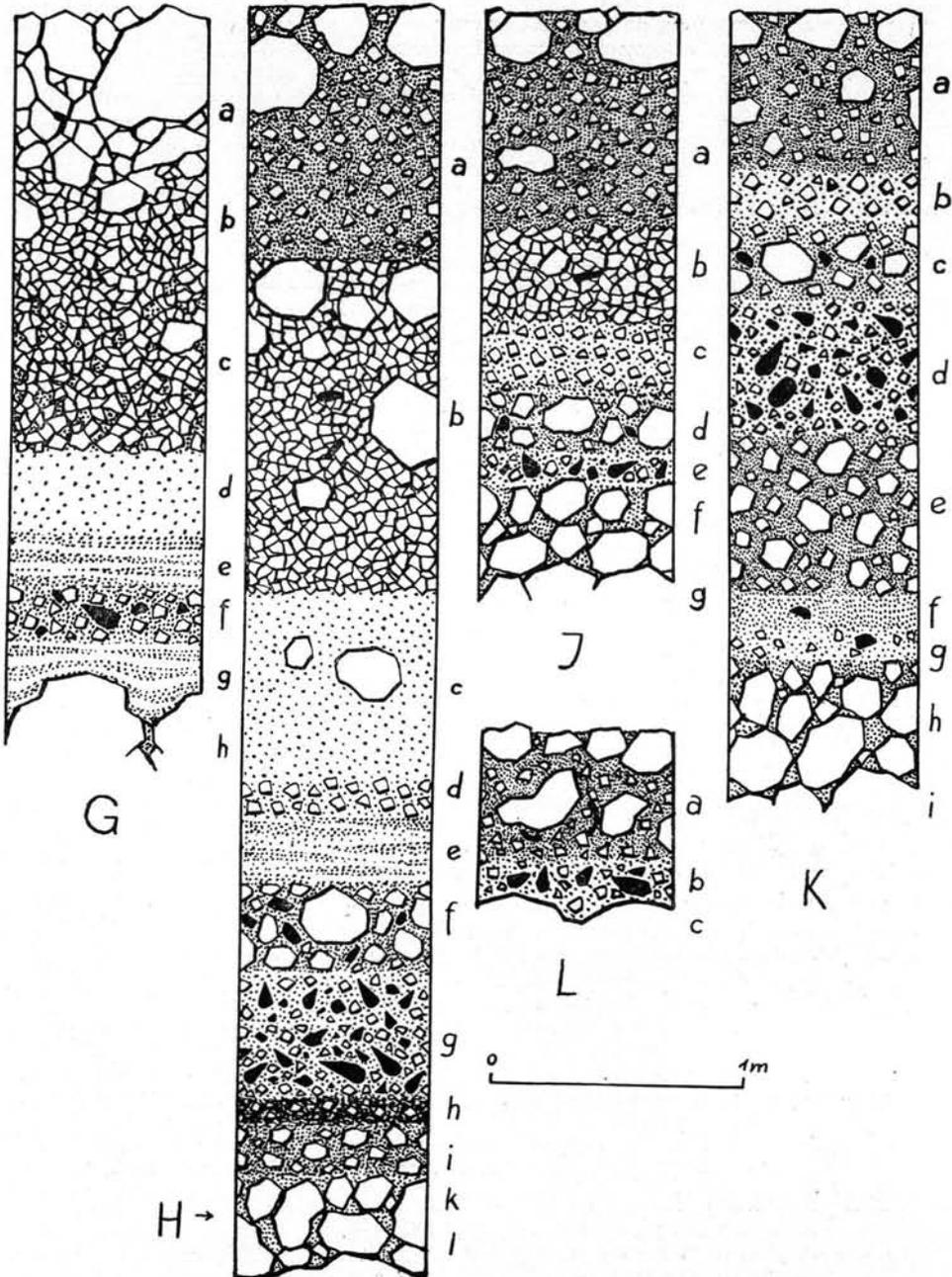


Abb. 21. (Taf. II). Profile G — L. Erläuterung im Text.

- Abb. 21 J Bocksteinschmiede + 360 im Längsprofil WETZEL 1933
- a. 85 cm schwarzer Humus mit groben Kalkbrocken und feinstückigem Kalkschutt
 - b. 35 cm Bergkies (Magdalénien)
 - c. 30 cm Lößerde mit feinem Kalkschutt
 - d. 5 cm ockergelber Lehm
 - e. 25 cm braune Lehmerde mit mittelgrobem Kalkschutt (Moustérien)
 - f. 10 cm lockerer brauner Boden mit feinem Kalkschutt (Micoquien)
 - g. 35 cm roter Mulm mit groben Kalkbrocken
 - h. Felsboden der „Schwelle“
- Abb. 21 K Bocksteinschmiede + 160 im Längsprofil WETZEL 1933
- a. 60 cm Humus, schwarz mit Kalkstücken und feinem Kalkschutt
 - b. 20 cm Lößerde mit feinem Kalkschutt
 - c. 30 cm braune Lehmerde mit mittelgrobem Kalkschutt (Moustérien)
 - d. 50 cm lockerer hellbrauner Boden mit feinem Kalkschutt (Micoquien)
 - e. 65 cm dunkle Lehmerde mit größerem Kalkschutt
 - f. 15 cm steinlos brauner Mulm (Kultur)
 - g. 15 cm gelber Mulm mit feinstem Kalkbruch (Kultur)
 - h. 50 cm rotbrauner Mulm mit groben Kalkbrocken
 - i. Felsboden der Schmiedsgrube
- Abb. 21 L Bocksteinschmiede + 80 im Längsprofil WETZEL 1933
- a. 50 cm Schwarzer Humus mit Kalkbrocken und feinem Kalkschutt (Neolithikum)
 - b. 20 cm bräunlich lehmiger Boden mit Kalkschutt (Micoquien)
 - c. Felsboden der „Bastionsmauer“
- Abb. 21 M Bocksteingraben — 1000 im verlängerten Längsprofil WETZEL 1953
- a. 15 cm Loses Geröll
 - b. 50 cm Humus, dunkel mit groben Kalkstücken und feinem Kalkschutt (Neolithikum)
 - c. 30 cm Tiefschwarzer Humus mit feinstem Kalkbruch
 - d. 80 cm feiner Bergkies in heller Lößerde
 - e. 30 cm gelbe Lößerde mit kleinstückigem Bergkies (jungpaläolithische Kultur)
 - f. 35 cm steinlose Lößerde
 - g. 25 cm feiner Kalkschutt in braungelber Lehmerde
 - h. gewachsener Fels des Talabhangs
- Abb. 21 N Bocksteingraben weiter unten — 2100 im verlängerten Längsprofil WETZEL 1953
- a. 20 cm Dunkler Humus mit groben Kalkbrocken und feinem Kalkschutt
 - b. 20 cm tiefschwarzer Humus mit feinstem Kalkbruch
 - c. 40 cm feiner Bergkies in heller Lößerde
 - d. 90 cm gelbliche Lößerde mit kleinstückigem Bergkies (jungpaläolithische Kultur)
 - e. 65 cm rötliche Erde mit kleinstückigem Kalkschutt und stellenweise groben Kalkbrocken (Micoquien wie die Hauptkultur der Bocksteinschmiede)
 - f. in allmählichem Übergang tief rotbraunfarbige Erde mit feinem Kalkschutt, bisher noch nicht bis zum Felshang ergründet
- Abb. 21 O Bocksteingrotte WETZEL 1932
- a. 15 cm loses Geröll, Deckenabsturz
 - b. 25 cm schwarzer Humus bzw. Dachsdreck (Neolithikum)
 - c. 20 cm feinstückiger Bergkies
 - d. 35 cm gelbbraune Erde mit feinerem bis mittelgrobem Kalkschutt (Aurignacien)
 - e. 30 cm gelber Specklehm mit groben Kalkbrocken
 - f. Felsboden

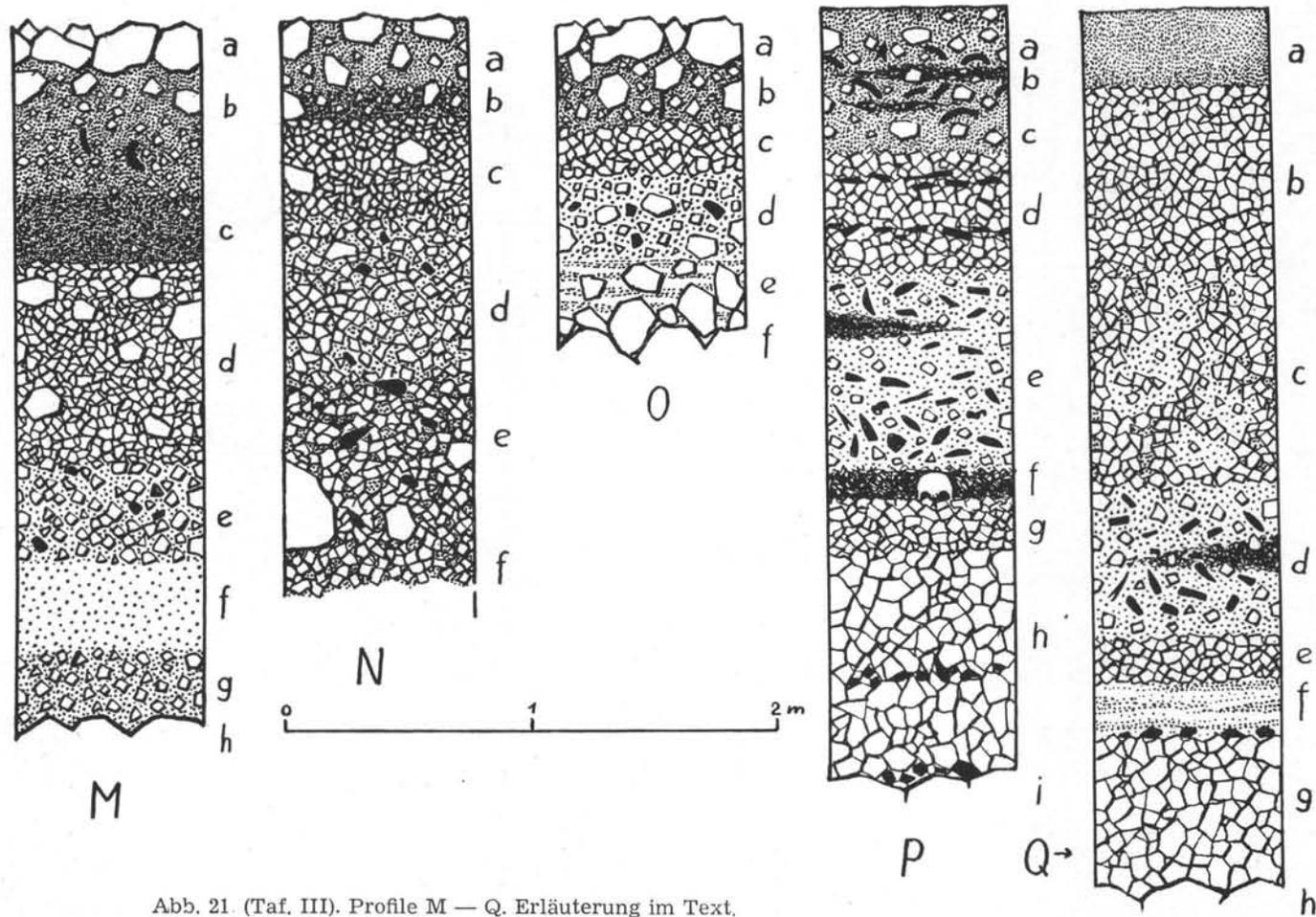


Abb. 21. (Taf. III). Profile M — Q. Erläuterung im Text.

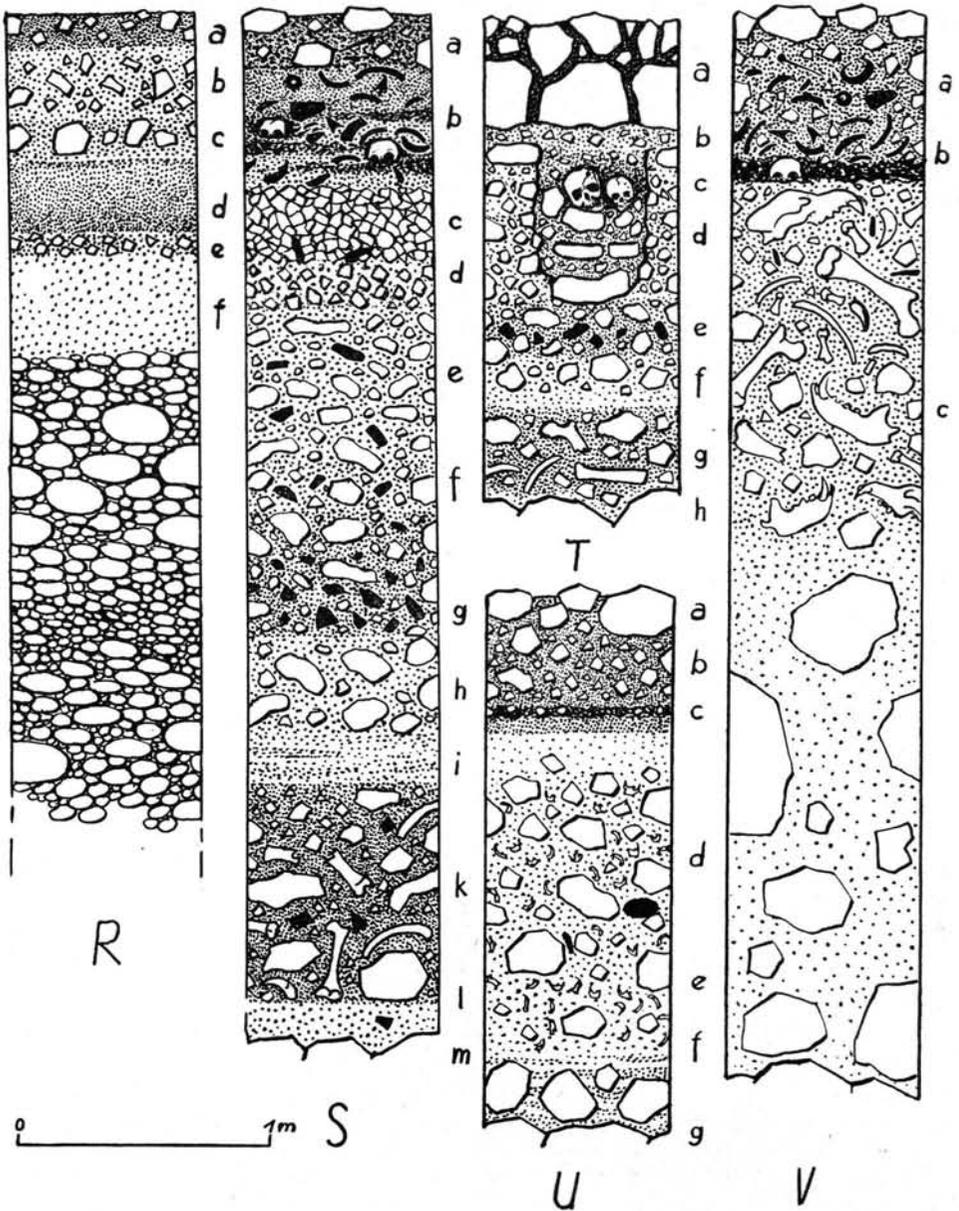


Abb. 21. (Taf. IV). Profile R — V. Erläuterung im Text.

Abb. 21 P Vogelherdhöhle Vorplatz

Profil 1. unter Übertragung der tiefen Kulturen (Jungacheuléen und Kultur der Höhlensohle) aus Profil 2. an die homologen Stellen des Profils 1. RIEK 1931

- a. 20 cm Humus
- b. 25 cm Humus mit kleinen Kalktrümmern (bandkeramische Kultur)
- c. 15 cm braunschwarze humose Schicht mit zahlreichen Kalktrümmern
- d. 40 cm gelbweißer feinsplittiger Kalkschutt (Bergkies), dazwischen Kultur in Flächenstreuung (Magdalénien)
- e. 95 cm bräunlich gelbe, lockere Erde mit feinem Kalkschutt Brandschichten (Aurignacien)
- f. 10 cm dazugehörige basale Brandschicht (jungpaläolithische menschliche Skelett-Teile, I. Stettener Schädel)
- g. 20 cm kleinsplittiger Kalkschutt
- h. 90 cm grobstückiger Kalkschutt, dazwischen — siehe Profil 2. bei Riek — Kultur in Flächenstreuung (Jungacheuléen)
- i. Felsboden, auf ihm — siehe Profil 2. bei Riek — Kultur (Kultur der Höhlensohle)

Abb. 21 Q Vogelherdhöhle Östlicher Höhlengang Profil 10. RIEK 1931

- a. 30 cm feinkrümeliger Humus
- b. 75 cm gelbweißer, feinsplittiger Kalkschutt
- c. 84 cm gelbweißer, feinsplittiger Kalkschutt mit Porenfülle
- d. 60 cm bräunlich gelbe, lockere Erde mit feinem Kalkschutt (Aurignacien)
- e. 20 cm kleinsplittiger Kalkschutt
- f. 20 cm ockergelber Lehm
- g. 60 cm grobstückiger Kalkschutt, auf der Oberfläche der Schicht Kultur in Flächenstreuung (Moustérien)
- h. Felsboden

Abb. 21 R Graben durch die Talsohle beim Vogelherd (Landeswasserversorgung) WETZEL 1936

- a. 10 cm Dunkler Humus mit wenig Kalkbruch
- b. 30 cm rötliche Krume mit mittelgrobem Kalkschutt
- c. 15 cm braune Lehmerde mit größerem Kalkschutt
- d. 30 cm grauer, nach unten schwärzlicher Auenlehm
- e. 10 cm brauner Lehm mit feinem, eckigem Kalkbruch
- f. 40 cm Lösserde, feinsandig, gelblich
- g. Flußkiese in Lagen von wechselnder Durchschnittsgröße der Gerölle, in nicht ergründeter Folge bis zu mehreren Metern Tiefe aufgeschlossen

Abb. 21 S Idealprofil vom Stadel im Hohlenstein WETZEL und VÖLZING 1935/39

- a. 20 cm schwarzer Humus mit Kalkstücken (mittelalterliche, alamanische, römische, hallstadtzeitliche, bronze- und kupferzeitliche Kulturspuren)
- b. 50 cm fast steinlose, graue lockere Kulturerde, Brandschichten (Neolithikum, Knochenrümmernstätte des „Kindermords“)
- c. 30 cm Bergkies (Magdalénien)
- d. 20 cm gelbe Lösserde mit feinem Kalkschutt
- e. 50 cm lockere, gelblich lehmige Erde mit mittelgrobem Kalkschutt (Aurignacien)
- f. 20 cm rotgelb lockere Erde mit mittelgrobem Kalkschutt (Aurignacien)
- g. 50 cm braunrot lockere Lehmerde mit mittelgrobem Kalkschutt (Moustérien)
- h. 40 cm gelbliche Lehmerde mit größerem Kalkschutt
- i. 20 cm gelbe Lehmerde
- k. 90 cm schwarzbraun mulmig lockerer Boden mit mittelgrobem Kalkschutt und großen Knochen (Moustérien, neanderthaloider Oberschenkelknochen)
- l. 20 cm gelbe feine Sandschicht
- m. Felsboden

Abb. 21 T Stadel im Hohlenstein Höhleneingang

VÖLZING und WETZEL 1937

- a. Fundament der im Jahr 1591 durch den Rat der Reichsstadt Ulm errichteten Absperrmauer des Stadels
- b. 5 cm lockerer Boden
- c. 15 cm gelbliche Lößerde mit feinem Kalkschutt (Magdalénien)
- d. 35 cm gelbliche, nach unten rötliche lockere Lößerde mit mittelgrobem Kalkschutt (Aurignacien)
- e. 20 cm braunrote Lehmerde mit Kalkschutt (Moustérien)
- f. 20 cm gelbliche Lehmerde mit gröberem Kalkschutt
- g. 35 cm schwarzbraun mulmiger lockerer Boden mit mittelgrobem Kalkbruch und großen Tierknochen (Moustérien)
- h. Felsboden

In die jungpaläolithischen Schichten c. und d. war die Grube für die epipaläolithische oder mesolithische Kopfbestattung eingetieft, mit drei Betungspflastern aus Jurakalkplatten, Rötelerde um die drei Schädel, lockerer, grauer Erde mit Holzkohlenstückchen über den Schädeln.

Abb. 21 U Kleine Scheuer am Hohlenstein, Felsnische zwischen Stadel und Bärenhöhle Wolfgang und Elsbeth SOERGEL 1923

- a. 50 cm Humus mit Kalkstücken
- b. 10 cm rote, neolithische Brandschicht, darunter schwach humoser Lehm mit Holzkohle
- c. 15 cm heller Lehm
- d. 120 cm gelber Lehm mit vielen größeren Kalkbrocken (Nagerschicht, Magdalénien, bemalter Kiesel)
- e. 15 cm steinloser gelber Lehm, nach unten weiß mit Kalksteinen
- f. 15 cm hellgelber Bodenlehm mit groben Steinen
- e. Felsboden

Abb. 21 V Bärenhöhle im Hohlenstein Oskar FRAAS 1862

- a. 60 cm Schwarzer Humus mit Kalktrümmern (römische und bronzezeitliche Kulturreste, vermischt mit von Dächsen hochgewühlten paläolithischen Geräten und Höhlenbärenknochen)
- b. 10 cm Brandschicht (Neolithikum, Menschenschädel)
- c. 400— Höhlenlehme mit massenhaft gehäuften Knochen, vor allem 500 cm vom Höhlenbären (jungpaläolithische Kulturen).

Literaturverzeichnis

- Schichtvergleichung und Zeitbestimmung; ältere und neuere Grabungen in Höhlen der schwäbischen Alb; das Lonetal im Ganzen:
- Gustav RIEK: Vorgeschichte von Württemberg. - Franz F. Heine, Tübingen, 2. Aufl. 1935.
- R. R. SCHMIDT: Die diluviale Vorzeit Deutschlands. - Stuttgart 1912.
- Georg WAGNER: Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte. - F. Rau, Öhringen, 2. Aufl. 1950. - - Zur Flußgeschichte der Lone. - Manuskript sowie vorl. Mitt. in J. heften d. Ver. f. vaterl. Naturkunde 97-101, 1943.
- Robert WETZEL: Leitfossil gegen Leithorizont. - N. Jb. f. Min. usw. Beil. Bd. 67 Abt. B. 1932. - - Die Lonetalarbeit als Gemeinschaftsforschung. - Jber. d. wiss. Akad. Tübingen. Tübingen (J. C. B. Mohr) 1941. - - Gegenwart und Urzeit im Lonetal bei Ulm. - Schwäbische Heimat 1950 H. 6.
- Frederick E. ZEUNER: Dating the past. - Methuen & Co, London, 2. Aufl. 1950.
- Der Bockstein:
- Oskar FRAAS: Der Bockstein im Lonetal. - Corr.blatt deutsch. Ges. f. Anthrop., Ethnol. u. Urgeschichte 15, 1884.
- BÜRGER: Der Bockstein, das Fohlenhaus, der Salzbühl, drei prähistorische Wohnstätten im Lonetal. - Mitt. Ver. f. Kunst u. Altertum in Ulm und Oberschwaben 1892, H. 3. - - Corr.blatt deutsch. Ges. f. Anthrop., Ethnol. u. Urgeschichte 23, 1892.
- R. R. SCHMIDT: Die diluviale Vorzeit Deutschlands. - Stuttgart 1912.
- Robert WETZEL: Die Bocksteinschmiede im Lonetal. - Fundberichte aus Schwaben. N. F. 8, 1935. - - Die Faustkeilfunde der Grabung Bocksteinschmiede. - Bericht über die Kieler Vorgeschichtstagung 1939 (Ahnenerbe). Karl Wachholtz, Neumünster 1944.

Der Haldenstein:

Gustav RIEK: Ein Beitrag zur Kenntnis des süddeutschen Solutréen. - *Germania* 22, 1938. - - Fundberichte aus Schwaben N. F. 9, 1935/38.

Der Hohlestein:

Oskar FRAAS: Der Hohlestein und der Höhlenbär. - *Jahreshefte Ver. f. vaterl. Naturkunde* 18, 1862. - - Beiträge zur Kulturgeschichte aus schwäbischen Höhlen entnommen. - *Archiv für Anthropologie* 5, 1872. - - Über württembergische Höhlen. - *Corr.blatt deutsch. Ges. f. Anthropol., Ethnol. u. Urgeschichte* 23, 1886.

Elsbeth SOERTEL: Eine diluviale Nagerschicht und ihre Bedeutung für die Klimafrage. - *Manuskript* 1923.

Otto VÖLZING: Die Grabungen 1937 am Hohlestein im Lonetal. - *Fundberichte aus Schwaben N. F. 9, 1935/38.* - - Die Grabungen am Hohlestein. - *Jber. wiss. Akad. Tübingen. J. C. B. Mohr, Tübingen* 1941.

Robert WETZEL: Die Kopfbestattung und die Knochenrümmersstätte des Hohlesteins im Rahmen der Urgeschichte des Lonetals. - *Verh. deutsch. Ges. f. Rassenforschung* 9, 1938.

Wilhelm GIESELER: Anthropologischer Bericht über die Kopfbestattung und die Knochenrümmersstätte des Hohlesteins im Lonetal. - *Verh. deutsch. Ges. f. Rassenforschung* 9, 1938. - - Die urgeschichtlichen Menschenfunde aus dem Lonetal und ihre Bedeutung für die deutsche Urgeschichte. - *Jber. wiss. Akad. Tübingen. J. C. B. Mohr, Tübingen* 1941.

Karl KELLER: Die Menschenknochen der Knochenrümmersstätte im Hohlestein. - *Diss. Tübingen* 1943. - - Die Sagen des Lonetals. *Jber. wiss. Akad. Tübingen* 1941.

Der Vogelherd:

Gustav RIEK: Die Eiszeitjägerstation am Vogelherd. Bd. I. Die Kulturen. - Franz F. Heine, Tübingen 1934.

Wilhelm GIESELER: Bericht über die jungpaläolithischen Skelettreste von Stetten ob Lontal bei Ulm. - *Verh. deutsch. Ges. f. phys. Anthropol.* 8, 1937.

Ulrich LEHMANN: Die Fauna des „Vogelherds“ bei Stetten ob Lontal (Württemberg). *N. Jb. Geol. Pal.* 99, 1954.

Die Heidenschmiede:

Eduard PETERS: Die Heidenschmiede in Heidenheim. - *Schweizerbart, Stuttgart* 1931.

Manuskr. eingeg. 28. 1. 1954.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. R. Wetzel, Tübingen, Waldhäuserstraße 16.

Vogelherd und Bocksteinschmiede im Lonetal

(Vergleich ihrer Faunenbilder)¹⁾

Von Ulrich Lehmann, Hamburg. Mit 1 Abb.

Zusammenfassung. Die Faunen zweier neuerlich ausgegrabener Höhlen im Lonetal (Württemberg), der Bocksteinschmiede und des Vogelherds, werden verglichen. Die Tierreste sind größtenteils vom Menschen in die Höhlen hineingeschafft worden. Im Vogelherd sind mindestens 180 Tiere überliefert, in der Bocksteinschmiede mindestens 250. Sie werden, zu größeren Gruppen zusammengefaßt, gemäß ihrer prozentualen Häufigkeit graphisch dargestellt. Trotz weitgehend zufälliger Erhaltung der Reste ist die Zusammensetzung der beiden Faunen im Großen und Ganzen ähnlich und vergleichbar. Bestehende Unterschiede lassen sich teilweise durch Lage und Gestalt der Höhlen erklären.

Abstract. The faunas of two recently excavated caverns are being compared, that of the Bocksteinschmiede and that of the Vogelherd, both situated in the Lone-Valley, Württemberg. The main part of the animal remains has been brought in by man. The Vogelherd contained remains of at least 180 animals, the Bocksteinschmiede of at least 250. Summed up to larger groups, their percentages are being shown graphically. In spite of largely accidental preservation, the composition of the two faunas is comparable. Occurring differences can partly be explained by position and form of the caves.

Vogelherd und Bocksteinschmiede liegen nur etwa 3 km voneinander entfernt im Lonetal, rund 20 km nordöstlich von Ulm. Das Tal führt seinen Namen nach einem Fluß, der es nur in ungewöhnlich niederschlagsreichen Jahren durchfließt, während sein Wasser sonst bereits weit oberhalb der Höhlen, bei Breitingen, versickert, um nicht im unteren Lonetal, sondern in der Nauquelle bei Langenau wieder zu Tage zu treten.

Daß die Loneversickerung jüngerer Datums ist, ergibt sich schon aus dem Reichtum des Tales an früher bewohnten Höhlen, deren Bewohnbarkeit ausreichende Wasserversorgung zur Voraussetzung hat. Das Vorhandensein dieser Höhlen ist vielfach nur dem Geübten aus kleinen Anzeichen erkennbar, wenn sie noch nicht erschlossen sind, wie das sowohl beim Vogelherd als auch bei der Bocksteinschmiede der Fall war. Die altbekannten Höhlen sind meist schon frühzeitig ergraben worden; das hat leider den Nachteil gezeitigt, daß die Grabungen nicht immer sachgemäß ausgeführt wurden und dadurch nicht die Erkenntnisse vermittelt haben, die man an sich aus ihnen hätte gewinnen können. Ja, vielfach wurde überhaupt nicht gegraben, sondern „gewühlt“ — und das nicht nur von „Laien“.

Umso wichtiger sind unter diesen Umständen die wenigen erst in letzter Zeit entdeckten und nach modernen Gesichtspunkten erschlossenen Höhlen; zu ihnen gehören die beiden hier zu besprechenden. Der Vogelherd wurde Anfang 1931 zufällig entdeckt und gleich anschließend durch RIEK sehr sorgfältig ausgegraben. Das ergrabene Profil stellte sich als ungestört heraus, abgesehen von einer kleinen Unregelmäßigkeit, die durch einen Dachsbau hervorgerufen worden war. Auch das Profil der von R. WETZEL 1932 entdeckten Bocksteinschmiede war ungestört.

Beide Höhlen erbrachten neben den Resten menschlicher Herkunft ein umfangreiches Skelettmaterial von Wirbeltieren. Das Zusammenvorkommen gut

¹⁾ Vortrag auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Stuttgart im September 1953.

datierbarer Artefakte mit Wirbeltierresten ist besonders aufschlußreich, wenn, wie das hier der Fall war, horizontiert gegraben wird. Andernfalls ergibt die Bearbeitung der Fauna bestenfalls eine Faunenliste, wie sie als einzige Ausbeute aus vielen Höhlen vorliegt, die aber im Grunde genommen wenig aussagt. Denn welche Tiere im Jungpleistozän überhaupt bei uns gelebt haben, ist uns bereits recht gut bekannt; was aber in jeder Höhle wieder neu von Interesse wäre, das ist die Verteilung der Tiere auf die einzelnen Horizonte, ihre allmähliche Abwandlung im Laufe der Zeit, ihre zahlenmäßige Verteilung und zahlreiche Beobachtungen zur Biologie, alles Zusammenhänge, die nur bei horizontierter Aufsammlung erkannt werden können. Ihre besondere Färbung erhalten diese Dinge dann noch durch ihre Verbindung mit den menschlichen Überresten, wie denn überhaupt unsere jungpleistozänen Höhlen gerade wegen ihrer Beziehungen zur menschlichen Vorgeschichte auf so allgemeines Interesse stoßen.

Wir haben uns so sehr daran gewöhnt, von Höhlenfunden zu sprechen, daß wir uns garnicht mehr über deren Vorhandensein wundern. Immerhin ist es merkwürdig genug, zahlreiche Reste von Mammut, Pferd, Nashorn und Rentier in Höhlen zu finden, von Tieren also, die von sich aus kaum jemals in Höhlen hineingehen. Sie müssen also hineingeschleppt worden sein. Der Vogelherd läßt erkennen, daß so gut wie alle Knochen von Menschen hineingeschafft worden sind, da ihr Vorkommen auf die relativ geringmächtigen Kulturschichten beschränkt ist, und ähnliches zeigt auch die Bocksteinschmiede. Es handelt sich also um Beute- bzw. Speisereste der Höhlenbewohner, die auf dem Boden der Höhle liegengeblieben sind, in den Boden getreten wurden oder sonstwie dem Zerfall — oder dem Besen entgingen. Allein schon das Vorhandensein solcher Knochen- und Zahnreste in den Höhlen wirft eine Menge Fragen nach der Lebensweise der Menschen, der Dauer der Besiedlung usw. auf, Fragen, auf die in diesem Zusammenhange nicht weiter eingegangen werden soll. Die Zahl der Reste ist so gering, daß im Durchschnitt während der ganzen Dauer der Besiedlung — wenn hier einmal eine Durchschnittsbildung gestattet ist — nur alle hundert Jahre einmal die Reste eines Tieres fossil wurden.

Die Fauna des Vogelherds hat ihren Schwerpunkt im Aurignacien und im Mousterien. Nur ein einziger, auf der Höhlensohle aufgefundener Backenzahn von *Elephas antiquus* ist erheblich älter, ohne daß man genau angeben könnte, um wieviel.

Die Mehrzahl der Tierreste in der Bocksteinschmiede wurde dagegen in den Schichten des Mousterien, Micoquien und einer noch etwas älteren, bislang nicht typologisch eingestuften Lage gefunden. WETZEL nennt sie die Kultur des „Kellers“. Während die Tierreste im Vogelherd völlig an die Kulturschichten gebunden sind, bestand in der Bocksteinschmiede keine so enge Bindung; offenbar sind hier nicht alle Reste vom Menschen eingeschleppt worden, sondern wenigstens ein Teil von Raubtieren.

Nach der Zufälligkeit in der Anhäufung der Reste, die a priori keinerlei Gesetzmäßigkeit erwarten läßt, wird man eine Analyse ihrer Verteilung auf die einzelnen Horizonte als müßige Spielerei ansprechen. Indessen lohnt sich der Versuch doch. Die Zählung läßt sich auf zweierlei Weise durchführen, indem man die Zahl der Reste oder die Zahl der vertretenen Individuen ermittelt. Zählung der Reste ist einfacher und willkürfrei, vermittelt aber keine konkrete Vorstellung, während Angabe der Individuenzahl zwar schwieriger in der Durchführung und nur als Mindestwert möglich ist, auch eine gewisse Willkür nicht ausschließt, dafür aber den Vorteil der Anschaulichkeit besitzt. Bei der Ermittlung der Individuenzahl wird das am häufigsten vertretene Skelettelement zu

Grunde gelegt; u. U. lassen sich auch andere Indizien verwerten wie individuelles Alter oder Größe.

Im Vogelherd war die Ermittlung der Individuenzahl infolge der Kleinheit der Höhle und der einfachen, durchgehenden Lagerung der Horizonte relativ einfach; es ergab sich die Zahl von etwa 180 Tieren. In der Bocksteinschmiede mit ihren verschiedenen Nischen und Nebenhöhlen war es schwieriger; dort waren Reste eines Individuums teilweise über den ganzen Raum der Höhle verteilt, und weitere Teile desselben Tieres fanden sich in der angrenzenden Bocksteingrotte. Mit Bestimmtheit einem und demselben Individuum zuzuschreibende und zusammengehörige Reste sind natürlich selten, kamen aber vor und zwangen dazu, die jeweils altersmäßig gleichen, durch das Sediment oder die Artefakte charakterisierten Horizonte trotz räumlicher Trennung zusammenzufassen und ihren Tierbestand als Einheit zu werten. Es ergab sich dann die Zahl von rund 250 Tieren, von denen Reste vorhanden waren. Die Bestände der beiden Höhlen sind also rein zahlenmäßig recht gut miteinander vergleichbar.

Um den Vergleich zu erleichtern, wurden die Tiere zu Gruppen zusammengefaßt (Abb. 1²⁾: Raubtiere, Elefanten, Nashörner, Pferde, Rinderartige, Rentiere, übrige Hirsche und „Sonstige“. Für jede dieser Gruppen wurde der prozentuale Anteil an der Gesamtfauuna jedes Horizontes berechnet und graphisch dargestellt. Abweichend von der Gepflogenheit bei pollenanalytischen Darstellungen wurde hier summierend vorgegangen; es läßt sich also nur der Zahlenwert für den Anteil der Raubtiere direkt ablesen; die übrigen ergeben sich als Differenz der oberen und unteren Begrenzungswerte des jeweiligen Sektors. Bei dieser Anordnung läßt sich die ganze Fauna mit einem Blick übersehen.

RELATIVE HÄUFIGKEIT DER FAUNENBESTANDTEILE
(in % der Gesamtfauuna)

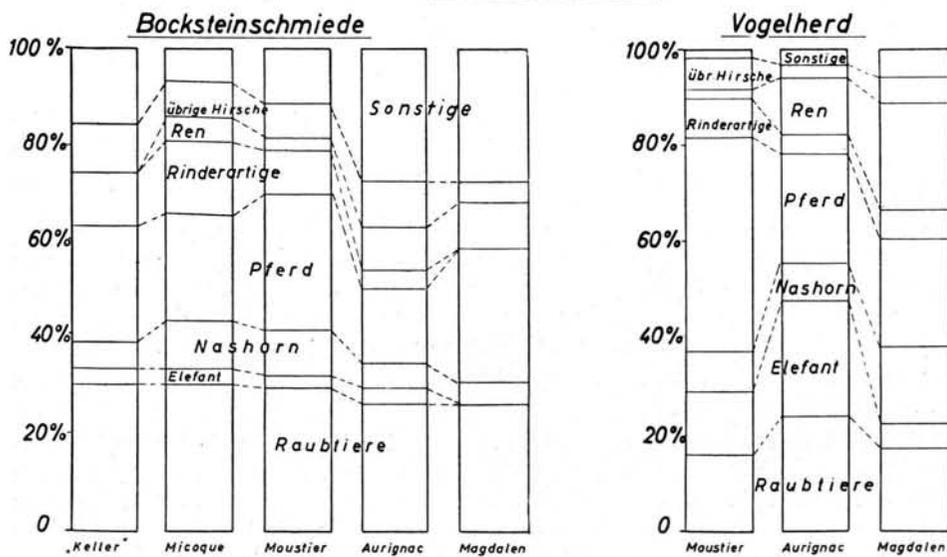


Abb. 1. Prozentuale Verteilung der Faunenbestandteile innerhalb der einzelnen Horizonte (nach Individuenzahlen, summierend aufgetragen; jeder Pfeiler stellt die Gesamtzahl der in dem betr. Horizont aufgefundenen Reste dar).

²⁾ Die Abbildung wurde gegenüber der beim Vortrag gezeigten etwas verändert, um die Diskontinuität in der Fossilüberlieferung deutlich werden zu lassen.

Es ergibt sich dabei ein in den Grundzügen bei beiden Höhlen überraschend einheitliches Bild mit einigen für die jeweilige Höhle charakteristischen Besonderheiten, sodaß diese Art der Darstellung mir recht günstig für die Charakterisierung von Höhlenfaunen zu sein scheint. Im Vogelherd kommen 10 Raubtierarten vor, in der Bocksteinschmiede 11. Im Vogelherd stellen die Raubtiere 20% der Fauna, in der Schmiede 30%, beide Male mit großer Regelmäßigkeit. Es drückt sich hier bereits der wesentlichste Unterschied zwischen den beiden Höhlen aus: Die Bocksteinschmiede war wenigstens zeitweilig ein Raubtierhorst, der Vogelherd nie. Lage und Gestalt machen das verständlich: die kleine Vogelherdhöhle mit mehreren großen, weiten Öffnungen liegt unterhalb des Gipfels einer Kuppe, sehr exponiert, die ausgedehnte Schmiede auf halber Hanghöhe, ist stark gegliedert, trägt mehr Unterschlupf-Charakter. Während die Individuenzahlen der Bären, Wölfe und Katzen in beiden Höhlen etwa gleich sind, sind Hyänen und Füchse in der Schmiede wesentlich zahlreicher. Hyänen gibt es im Vogelherd nur 4, in der Schmiede wenigstens 17, Füchse im Vogelherd 5, in der Schmiede wenigstens 16. Gerade bei diesen Tieren wird man nicht argwöhnen, sie könnten in großer Zahl von Menschen eingeschleppt und vertilgt worden sein; vielmehr dürften sie eine Zeitlang dort gehaust haben, und ein Teil der übrigen Tierreste wird auf ihr Konto kommen.

Sehr verschieden davon ist die Verteilung der Elefantenreste. Diejenigen des Vogelherds sind von K. D. ADAM untersucht worden, sie bilden dort einen ganz beträchtlichen Teil der Gesamtfauuna, der Masse nach sogar den weitest aus größten. Besonders im Aurignac sind sie mit fast $\frac{1}{4}$ der Gesamt-Individuenzahl sehr häufig; Tiere aller Altersklassen sind unter ihnen vertreten. Diese Ansammlung von Elefantenbackenzähnen ist ein Charakteristikum des Vogelherds und findet in den deutschen Höhlen keine Parallele.

Einen praktischen Wert für die Höhlenbewohner kann man den isolierten, meist gewaltsam aus den Kiefern gebrochenen Backzähnen kaum zuschreiben. Allenfalls ließe sich eine Sammlung von Stoßzähnen als Rohmateriallager deuten, zumal gerade im Aurignac ungewöhnlich schöne Elfenbeinschnitzereien gefunden worden sind — aber gerade Stoßzähne sind wenig vertreten. Da sich die Bewohner des Vogelherds auch bereits als Sammler fossiler Muscheln und Schnecken betätigt haben, hindert uns nichts daran, auch die Elefantenzähne als Zeugnis zwar seltsamen, aber dadurch nur umso glaubwürdigeren vorgeschichtlichen Sammeleifers hinzunehmen. Nähme man Jagdzauber an, so müßte die Einmaligkeit dieses Zahnlagers besonders erklärt werden. Im Vogelherd fanden sich die Reste von 33 Elefanten aller Altersstufen, in der Schmiede nur solche von 6 größtenteils jugendlichen Exemplaren. Die Zahl der Elefantenreste in der Schmiede ist normal, aber für den Vogelherd müssen wir auf jeden Fall besondere Verhältnisse annehmen. Bis auf den einen Waldelefantenrest im Vogelherd gehören alle dem Mammüt an.

Der ständige Begleiter des Mammüts, das wollhaarige Nashorn, ist in beiden Höhlen und in allen Horizonten gleichmäßig vertreten. Es erweist sich mit 8—10% der Gesamtfauuna als zwar wehrhaftes, aber doch immer wieder mit Erfolg gejagtes Beutetier. Bei ihm ist die Zahl der jungen Tiere höher als bei den anderen Formen.

Das Pferd ist zahlenmäßig am besten repräsentiert. Im Vogelherd ist es im Mousterien mit fast 50% der Gesamtfauuna so reichlich, daß man die Neandertaler des Vogelherds als ausgeprägte Pferdejäger ansprechen möchte. In der Schmiede ist die Bedeutung der Pferde in den älteren Horizonten ebenfalls recht groß, um dann im Aurignac in beiden Höhlen sehr nachzulassen. Zwischen Mousterien und Aurignacien scheint ein Artwechsel unter den Pferden stattzu-

finden: Während das ältere Pferd ziemlich groß ist und bereits lange bei uns ansässig war, erscheint im Aurignacien das kleinere Przewalski-Pferd. Dessen Extremitäten waren erheblich kleiner, der Kopf aber fast ebenso groß wie bei dem älteren Pferd, dem *Equus germanicus*.

Ähnlich wie bei den Pferden ist die Entwicklung bei den Rinderartigen. Auch deren Zahl ist in den älteren Horizonten am höchsten, um nach oben allmählich zurückzugehen. Unter ihnen scheint der Auerochse (*Bos primigenius*) nur in den älteren Horizonten vorhanden zu sein, ist jedenfalls vom Aurignacien an nicht mehr sicher nachweisbar.

Der Anteil der Hirsche bleibt im Großen und Ganzen in der Schmiede durch das ganze Profil hindurch gleich; im Vogelherd nimmt er dagegen nach oben hin beträchtlich zu, und zwar allein durch starke Zunahme der Rentiere. Deren Anteil nimmt vom Mousterien zum Magdalenien auf das Zehnfache zu. In der Schmiede steigt ihr Anteil ganz allmählich von 0 im „Keller“ auf 10% im Magdalenien.

Die Rubrik „Sonstiges“ enthält im Vogelherd das Schwein und den Hasen, in der Schmiede außerdem eine Anzahl Kleinsäuger und Vögel, Formen, deren Vorkommen mehr zufälligen Umständen zu verdanken ist. Die wenigen Nagetiere der Schmiede können nicht darüber hinwegtäuschen, daß dort wie im Vogelherd eine eigentliche Nagerschicht völlig fehlt.

Im Vogelherd lassen sich die Mousterienleute als Pferdejäger, die des Aurignacien als Mammutjäger und die des Magdalenien als Rentierjäger charakterisieren. In der Schmiede ist keine so reinliche Scheidung durchführbar, wenn auch die Zahlen bei Pferd und Ren sich in ähnlicher Weise entwickeln.

Immerhin ordnen sich die Funde von zusammen etwa 430 Tieren trotz der Zufälligkeit ihrer Erhaltung recht gut in ein allgemeines Schema ein, aus dem einerseits die relative Häufigkeit des betreffenden Tieres hervorgeht, andererseits seine Beliebtheit als Jagdtier. Man darf aber dabei nie vergessen und außer Acht lassen, daß es sich bei den hier mitgeteilten Zahlen um Näherungswerte handelt und daß die Zahl der erhaltenen Tiere nur einen winzigen Bruchteil der im Laufe der größenordnungsmäßig und mit Unterbrechungen 100 000 Jahre währenden Besiedlung der Höhlen wirklich erlegten darstellt.

Eines zeigt die Untersuchung der beiden Faunen deutlich: Wenigstens unter den großen Säugetieren des letzten Glazials haben wir keine echten Leitfossilien. Eine gewisse Untergliederung erscheint dagegen bei großen Fundserien infolge relativer Verschiebungen innerhalb der Faunen möglich. Da im Jungpleistozän die größeren Fossilansammlungen in der Regel durch den Menschen zusammengetragen sind, ist bei ihrer Analyse auf seine Motive zu achten.

Zur Erkennung morphologischer Abwandlungen bei den im Fundgut vertretenen Arten ist das Material zu fragmentär und die zu ihrer Ausbildung zur Verfügung stehende Zeit zu kurz. Infolgedessen läßt die Fauna rein morphologisch keine Aussage über die Kontinuität der Überlieferung zu. Die Art der Sedimentation und die vielfach zu beobachtende Bindung der Knochenreste an die Kulturschichten, die ihrerseits nicht kontinuierlich aufeinander folgen, gibt dagegen mit Sicherheit Lücken in der Fossilüberlieferung zu erkennen. Bei der grundsätzlichen Lückenhaftigkeit der paläontologischen Überlieferung sind solche nie auszuschließen; fraglich und ungewiß ist nur ihre Bedeutung, ob sie einschneidende Veränderungen klimatischer und biologischer Art beinhalten oder belanglos sind. Das vorhandene Fossilmaterial deutet lediglich hin auf allmähliche Verschärfung des Klimas vom Ende des Mousterien an. Manusk. eingeg. 12. 3. 1954
Anschrift des Verf.: Dr. Ulrich Lehmann, Geologisches Staatsinstitut, Hamburg 36 Esplanade 1b.

Feinstratigraphische Untersuchung eines Lößprofils von Murr

(Landkreis Ludwigsburg)

Von Ekke W. Guenther, Kiel. Mit 4 Abb.

Zusammenfassung. Für die stratigraphische Auswertung eines Lößprofils ist es notwendig, dieses je nach den Ablagerungsbedingungen in einzelne Abschnitte zu gliedern. Bei dem oft sehr gleichförmigen Material kann man jedoch meist nicht ohne weiteres erkennen, ob äolisch abgelagerter, verschwemmter oder durch Solifluktion umgelagerter Löß vorliegt. Es wird daher versucht, mit Hilfe physikalischer und chemischer Untersuchungen in Anlehnung an die Sedimentpetrographie (Korngrößenverteilung, Korngestalt, mineralogische Kornzusammensetzung, Kalkgehalt, Gefügeregelung, Helligkeitswert, Porenvolumen, Einschaltung organischer Beimengungen etc.) der Lößstratigraphie eine exakte Basis zu geben.

Résumé. Si l'on veut obtenir une stratigraphie du loess, il est indispensable de le subdiviser en tenant compte des conditions de sédimentation. Mais le loess nous apparaissant uniforme, il est difficile de reconnaître s'il s'agit de sédiments vraiment éoliens ou transportés par l'eau ou par la solifluction. C'est pour cela qu'il faut avoir recours aux méthodes physiques et chimiques qui en s'appuyant sur la pétrographie sédimentaire (répartition des grains d'après leur dimension, leur forme, composition, teneur en calcaire et matières organiques, différences de couleurs, volume et „Gefügeregelung“) permettent de donner une base exacte à la stratigraphie du loess.

In der Beurteilung von Löß-Profilen herrscht als Folge von nicht miteinander übereinstimmenden Auffassungen einzelner Autoren zur Zeit einige Unsicherheit. Es erscheint daher notwendig, die Beobachtungen im Gelände durch weitmöglichst exakte Labor-Untersuchungen zu überprüfen und zu ergänzen. Als erstes Beispiel einer derartigen eingehenden Untersuchung wurde bereits eine Lößfolge von Riegel am Kaiserstuhl analysiert (GUENTHER 1953b). Hier konnte eine wesentliche Umlagerung für den größten Teil des Profils ausgeschlossen werden.

In einer Ziegeleigrube in Murr, nur etwa 2 km westlich von den durch ihre Fossilfunde und die Bergung eines menschlichen Schädels bekannten Kiesgruben von Steinheim, steht ein besonders deutlich untergegliedertes Lößprofil an. Nicht nur durch einen Wechsel von Lössen und Lehmen, sondern auch durch mehr oder weniger stark rot gefärbte Abschnitte lassen sich einzelne Parteien ausgliedern. Die Rotfärbung ist auf Beimengung von Keupermaterial zurückzuführen, das zur Zeit der Entstehung der betreffenden Schichten in nicht so großer Entfernung an der Oberfläche angestanden haben muß.

Im Gegensatz zu dem Profil von Riegel zeichnet sich das von Murr gerade dadurch aus, daß nur von wenigen Abschnitten mit Sicherheit angegeben werden kann, daß die äolische Ablagerungsform noch erhalten geblieben ist. Wesentliche Teile des Profils bestehen aus umgelagertem Material, und es erhebt sich die Frage, ob es möglich ist, mit Hilfe von feinstratigraphischen Untersuchungen einen Schluß auf die Entstehungsbedingungen der einzelnen Schichten zu ziehen und das Lößprofil nach seinem natürlichen Aufbau unterzugliedern.

Die Schichtenfolge wurde an der (mit 90° streichenden) Nordwand der hinteren Grube der Ziegelei Blattert untersucht. Das Profil ist hier in einer Mächtigkeit von etwa 5 m aufgeschlossen. Bereits an der Wand ist — wie Abb. 1 zeigt — eine erste Gliederung möglich:

1. Alluviale Bodenbildung, kräftig dunkel gefärbt (bis zur 1. Leitersprosse).
2. Heller Löß (bis zur 4. Leitersprosse).
3. Dunkle z. T. rotbraune Zwischenschicht (bis fast zur 7. Leitersprosse).

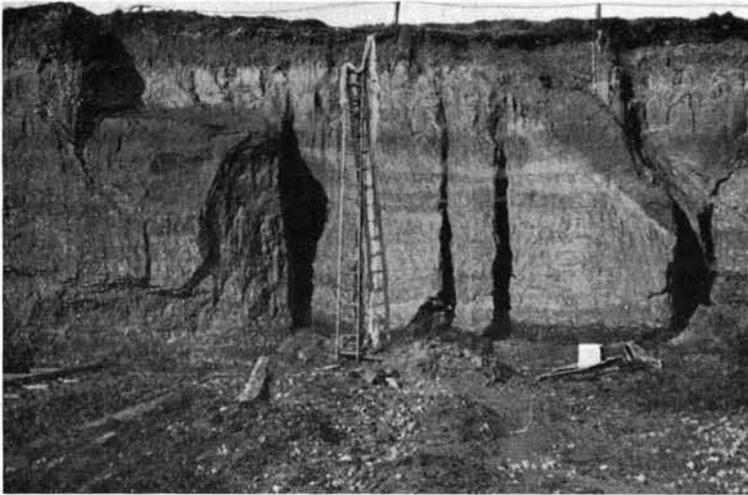


Abb. 1. Nordwand der Ziegeleigrube Blattert in Murr. Die Außenseite des Analysenlackfilms ist durch die Gaze als weißer Streifen rechts neben der Leiter zu erkennen.

4. Schmale auffallend helle Schicht (7.—8. Leitersprosse).
5. Mehrfacher Wechsel von hellen und dunklen, braun gefärbten Abschnitten (bis zur 18. Leitersprosse).
6. Dunkle rotbraune Partien (bilden das Liegende).

Eine sehr viel exaktere Gliederung ist mit Hilfe einer genauen Analyse möglich. Die Laborarbeiten wurden durch Unterstützung der Forschungsgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft ermöglicht, wofür auch an dieser Stelle gedankt sei.

I. Untersuchungsmethoden Probenentnahme

In der Tongrube wurde zunächst ein 10 cm breiter und 5,40 m langer Analysenlackfilm nach einer Methode, wie sie bereits beschrieben ist (GUENTHER 1953a), hergestellt. Abb. 1 läßt die Gaze, die zur Verstärkung der Rückseite des Lackes dient, als weißen Streifen dicht rechts neben der Leiter erkennen. Auf dem abgezogenen Film sind nicht nur alle Gesteinsteilchen in ihrer ursprünglichen Textur erhalten, sondern es lassen sich auch von ihm im Laboratorium genau orientierte Proben für Strukturuntersuchungen und andere Analysen entnehmen. Die Methoden, mit deren Hilfe die Lößfolge untersucht wurde, sind auf dem Diagramm Abb. 2 dargestellt. Einige von ihnen werden hier zum ersten Mal erprobt; es ist daher notwendig, einen kurzen Überblick über die verschiedenen Analysearten zu geben.

1. Dicke der Lößauflage

Die erste Rubrik auf der linken Seite von Abb. 2 stellt die Dicke der dem Lackfilm anhaftenden Lößschicht, gemessen in mm, dar. Das Bindemittel (in Azeton gelöstes Celluloid) dringt bei stark porösen Lössen, die ein Porenvolumen von über 50% haben, etwa 2—4 mm, bei weniger porösen Lehmen mit einem Porenvolumen unter 40% etwa 1—2 mm tief in die Wand ein. Finden sich auf dem Analysenlackfilm wesentlich stärkere Gesteinsauflagen, so werden diese nicht durch den Azetonlack verfestigt, sondern die eigene innere Klebekraft hält die einzelnen Teilchen zusammen. Diese ist im allgemeinen bei Lehmen größer als

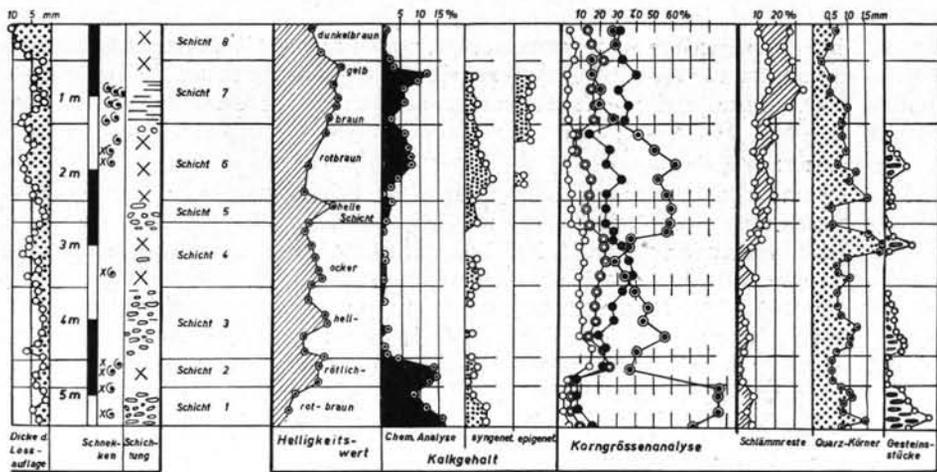


Abb. 2. Diagramm der feinstratigraphischen Untersuchungen des Lößprofils von Murr. bei Lössen. Stärkere Lößauflagen entstehen besonders bei einem zunächst in bergfeuchtem Zustand noch weicheren Lehm, der sich dann bei der Austrocknung verfestigt.

2. Lössschnecken

Das Auftreten von Lössschnecken ist durch ein kleines spiralenartiges Symbol gekennzeichnet. Sind die Schnecken innerhalb einer Schicht besonders zahlreich, so wird dies durch eine vermehrte Anzahl von Symbolen kenntlich gemacht. Ein diagonales Kreuz vor der Spirale zeigt an, daß die Schalen hier in der Hauptsache zerbrochen sind.

3. Schichtung

Unter der Rubrik Schichtung werden drei verschiedene Möglichkeiten voneinander abgetrennt.

a) Kornorientierung:

Die Einregelung gestreckter oder plattiger Körner parallel zur Ablagerungsfläche (primäre S-Fläche) wird durch flach-ovale Symbole kenntlich gemacht. Liegen die gestreckten Gesteinsteilchen nicht gleichmäßig horizontal, so wird dies durch die Signatur angezeigt. In einzelnen Abschnitten des Profils finden sich reichlich kleine plattige Teilchen von Keuper-Material, und hier wird eine Einregelung besonders deutlich. Bevor weitere Untersuchungen anderes ergeben, muß man annehmen, daß eine sehr gleichmäßige Einregelung der hierfür geeigneten Komponenten primär bei der Entstehung der betreffenden Lössschicht erfolgte. Eine spätere Orientierung, mit welcher, wie mir Herr Prof. H. POSER freundlicherweise mitteilte, im Periglazialgebiet in bestimmten Fällen zu rechnen sei, scheint mir dann nicht wahrscheinlich, wenn in dichter Aufeinanderfolge Abschnitte mit horizontalen auf solche mit nicht horizontalen plattigen Komponenten folgen.

Wenn auch für Löss geeignete Methoden ausgearbeitet sein werden, ergibt sich vielleicht die Möglichkeit mit Hilfe des Zurundungs-Grades eine Trennung nach verschiedener Entstehung durchzuführen. POSER & HÜVERMANN (1951) haben mit Hilfe von solchen Messungen an Gesteinen mit einer Kantenlänge von 2 bis 15 cm im Harzgebiet Moränen, Solifluktionmaterial und wassertransportiertes Gestein getrennt.

Eine weitere Frage ist, ob die Einregelung unter Einfluß von Wasser oder lediglich bei der äolischen Ablagerung entstand. Um dies mit Sicherheit entscheiden zu können, muß erst die Korneinregelung bei äolischen und bei im Wasser abgelagerten Lössen und mit diesen zusammenhängenden Gesteinen untersucht werden.

b) Schichtung:

Durch waagrecht eingezeichnete Striche ist Schichtung kenntlich gemacht. Diese läßt sich unter dem Binokular zum Teil an sehr feinen Gesteinsunterschieden erkennen. So finden sich z. B. in Lössen schmale, oft nur Bruchteile von mm breite Bändchen, die sich durch eine etwas abweichende Kornzusammensetzung von den anderen Lößpartien unterscheiden. Zum anderen zeigen sich nicht selten kleine Unterschiede in der Verkittung. Hier hat ein nicht ohne weiteres erkennbarer Wechsel in der Gesteinszusammensetzung ein verschieden starkes Eindringen einer bindenden Substanz bewirkt.

c) Löss ohne erkennbare Einregelung oder Schichtung:

Verlehnte Lössen lassen vielfach keinerlei Einregelung oder Schichtung erkennen. Es findet sich jedoch auch in nicht verlehnten Abschnitten mitunter eine völlig unregelmäßige Lagerung der Komponenten. Diese mag durch irgend eine Art von Umlagerung, z. B. durch Solifluktion oder durch plötzliche Verschwemmung größerer Lößmassen entstanden sein. In vielen Fällen ist eine Untersuchung auf Einregelung nicht möglich, da plattige oder gestreckte Körner fehlen.

4. Helligkeitswerte

Im allgemeinen hat ein Lehm eine dunklere Farbe als der Löß, aus dem er entstanden ist. Auch Beimengungen können die Farbe ändern; so zeigt z. B. das Profil von Murr einen verstärkten Farbwechsel, der zum Teil durch Einlagerung von Keuper-Material hervorgerufen wird.

Da die mit einer Selenzelle gemessene Helligkeitskurve völlig verschieden gefärbte, jedoch gleiche Lichtmengen reflektierende Gesteine nicht trennt, sind auf Abb. 2 die wichtigsten Farbwerte angegeben. Die Bestimmung von Helligkeit und Farben erfolgte auf einer Farbabstrichtafel (Methode siehe: GUENTHER 1953a).

5. Kalkgehalt

1. Die chemische Analyse gibt die Gesamtmenge des Kalkes umgerechnet als Prozentsatz des Gesteines an. Damit sind die verschiedenen Möglichkeiten des Vorkommens von Kalk in einem Lößprofil nicht voneinander getrennt. In der Hauptsache hat man mit folgenden, völlig verschieden zu bewertenden Vorkommen von Kalk zu rechnen:

a) primär (syngenetisch) eingelagerter Kalk

1. äolisch abgelagerte Kalkkörner
2. organischer eingelagerter Kalk, vor allem Schneckenhäuser und Teile des Innenskelettes von Arioniden

b) sekundär (epigenetisch) ausgeschiedener Kalk

1. Kalkhäutchen, die die einzelnen Quarz- und anderen Körner umgeben
2. Lößkindel
3. in Hohlräumen ausgeschiedener kristalliner Kalk
4. Kalkbänke an der Oberfläche alter und junger Grundwasserhorizonte.

Durch zwei Kurven wird versucht, einen Hinweis zu geben, in welcher Form sich der Kalk im Profil findet.

Das ist einmal die Kurve des syngenetisch eingelagerten Kalkes. Sie zeigt den ungefähren Anteil, den organische und anorganische Kalkstücke an der Zusam-

mensetzung der größten Kornfraktion (in 3 Minuten um 65 cm abgesunken) nehmen. Aus Menge und Größe dieser Kalkeinlagerungen wurde ein ungefährender Wert ermittelt. Er ist nicht mit der absoluten Kalkmengenbestimmung der chemischen Analyse vergleichbar.

Zum anderen die Kurve, die die Menge des in deutlich sichtbaren Hohlräumen epigenetisch, kristallin ausgeschiedenen Kalkes abschätzt. Diese Art der Kalkausscheidung tritt auf dem Lackfilm durch ihre weiße Farbe deutlich in Erscheinung. Sie findet sich vor allem in kleinen Röhrchen, zum Teil nur als Wandbekleidung, z. T. die Hohlformen völlig ausfüllend. Auch diese Kurve darf mengenmäßig nicht mit der absolute Werte angegebenden chemischen Analyse verglichen werden.

Vielleicht als Folge davon, daß der Kalkanteil des Lösses von Murr ganz auffallend gering ist, findet sich diese Art der Kalkabscheidung nur in einem beschränkten Abschnitt des Profils.

In vielen Fällen ist die Hauptmenge des Kalkes in den Kalkhäutchen an der Oberfläche der Mineralkörner enthalten. Bei verstärkter Kalkzufuhr können die Hohlräume zwischen den Körnern weitgehend ausgefüllt werden und sich hierbei Lößkindel oder auch feste Kalkbänke bilden.

Diese Arten von Kalk konnten noch nicht abgegliedert werden. Sie sind insgesamt in der chemischen Analyse mit enthalten.

6. Korngrößenverteilung

Die Rubrik „Korngrößenverteilung“ stellt in 4 Kurven den in Prozente umgerechneten Anteil der dispersen Phase eines Schlämmsversuchs dar, der innerhalb von 60 Minuten um 60—75 cm im Schlämmszylinder ¹⁾ absank. Um die Korngrößen zu ermitteln, die den einzelnen Kurven entsprechen, wurde die Probe Murr 13 (aus einer Tiefe von 2,50 m) unter dem Mikroskop durchgemessen. 3056 Korngrößenmessungen ergeben für die einzelnen Sinkzeiten folgende Werte:

Kurve	Absinkzeit	mittlerer Durchmesser
I	0—3 Minuten	60—1000 μ
II	3—12 Minuten	30—80 μ
III	12—30 Minuten	20—35 μ
IV	30—60 Minuten	12—25 μ

Da die Probe nur einmal geschlämmt wurde, haben die Kornverteilungskurven eine verstärkte Streuung. Der Schlämmprozess wurde mit einem bereits beschriebenen Gerät (GUENTHER 1953a) durchgeführt, bei dem das Schlämngut am unteren Ende des Fallrohrs eingefangen wird und für weitere Untersuchungen zu verwenden ist. Die Korngrößen unter 12 μ befinden sich nach Beendigung des Schlämmprozesses noch im Rohr. Die Ansäuerung des Dispersionsmittels bewirkt eine Koagulation der dispersen Phase, die dann schnell absinkt. So konnte bei einem Teil der Proben ein verschieden großer Prozentsatz der Restschlämme zurückgewonnen werden. Er ist im oberen Teil der Rubrik „Schlämmerest“ eingezeichnet.

Die Versuchsanordnung bringt es mit sich, daß fast nie das volle Gewicht des Ausgangsmaterials zurückgewonnen wird. Der Verlust ist bei feinkörnigem, unsortiertem Material groß, bei gut durchgewaschenem und nicht zu feinem Material geringer. Er setzt sich zusammen aus disperser Phase, die im Scheidetrichter und im Absinkrohr vor allem an den Wänden haftend zurückblieb, aus Material, das in die untere Wanne austrat, und aus dem Verlust, der beim Wägen, Trocknen und Umfüllen entstehen muß. Da es zur Vermeidung der Koagulation empfehlenswert ist, mit einer möglichst geringen Menge von Ausgangsmaterial zu ar-

¹⁾ In destilliertem Wasser bei 18° Celsius.

beiten (1—2 g), liegt der prozentuale Anteil des Verlustes verhältnismäßig hoch. Er ist auf Abb. 2 durch das schräg schraffierte Feld angezeigt.

7. Quarzkörner

Die Kurve „Quarzkörner“ zeigt die Durchmesser der bei jeder Probe gefundenen größten Quarzkörner an. Dabei wurden jeweils nur wohlgerundete, also durch Wasser- oder Windtransport schon korrodierte Körner vermessen. Diese ließen sich unter dem Binokular aus dem Schlämngut, das innerhalb von 3 Minuten abgesunken war, heraussortieren. Fast stets fanden sich mehrere Körner mit einem etwa gleichen größten Durchmesser. Die Kurve gibt einen Hinweis auf die Kraft des transportierenden Mediums.

8. Gesteinsstücke

Veränderte Verhältnisse liegen vor, wenn zeitweise andersartiges Material aus der Nähe herantransportiert wird. In den Lössen und Lehmen von Murr ebenso wie von Steinheim (FREISING 1952) findet sich mehrfach reichlich roter und grüner Schiefertonsplitt, der von Keupergesteinen stammt. Da diese Gesteinsstückchen einen Schlammprozeß — vor allem die Aufbereitung des Schlammgutes — nur zum Teil unbeschädigt überstehen, wurden sie auf dem Lackfilm untersucht. Aus Größe und Menge dieser Reste ließ sich die Kurve „Gesteinsstücke“ aufstellen. Gleichzeitig ist durch Symbole angegeben, in welcher Form der Keuper eingelagert ist. Dabei wird unterschieden zwischen flachen, plättchenförmigen, mehr oder weniger horizontal liegenden und zwischen gerundeten, korrodierten Einlagerungen.

II. Auswertung der feinstratigraphischen Untersuchung

Um Hinweise auf die Bedingungen zu erhalten, unter denen die einzelnen Schichten entstanden sind, ist es zweckmäßig, die Ergebnisse der Analysen schichtweise zusammenzufassen. Bei der Auswertung der ersten Profiluntersuchungen ist eine gewisse Unsicherheit zu berücksichtigen, die dadurch bedingt ist, daß die Beweiskraft der einzelnen Merkmale noch nicht ausreichend bekannt ist.

Schicht 1.

Tiefenlage 4,95—5,40 m.

Schichtung: sehr deutliche Einregelung der plattigen Komponenten (Abb. 3).

Schnecken- und Muschelschalen: Selten, nur als Bruchstücke.

Farbe: rotbraun, Helligkeitswert: dunkel.

Kalkgehalt: Kalk reichlich vorhanden, Kalk auch als Körner.

Korngrößenverteilung: sehr starker Anteil an grobem Material (geringer Schlammrest) (Abb. 4).

Gerundete große Quarzkörner: nicht selten, einige sehr groß (bis 1,5 mm).

Beimengung fremden Gesteins: sehr reichlich Keuper.

Deutung: Äolisches Material fehlt weitgehend, dagegen wurde reichlich Keupermaterial aus nicht zu großer Entfernung herangebracht. Der Absatz des Gesteins erfolgte wahrscheinlich durch Wasser, vielleicht unter Windbeihilfe. Solifluktion kann ausgeschlossen werden. Entkalkung, die auf eine Bodenbildung unter warmem Klima hindeuten würde, fehlt.

Schicht 2.

Tiefenlage: 4,45—4,95 m.

Schichtung: nicht zu erkennen.

Farbe: rötlichbraun, Helligkeitswert: ziemlich hell.

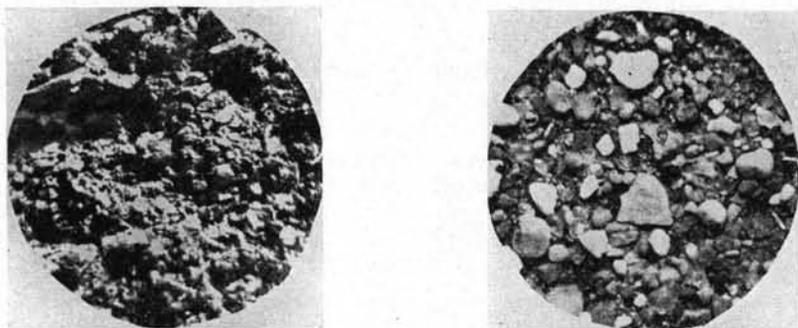


Abb. 3. Ausschnitt aus dem Lackfilm unter dem Binokular, Schicht 1, Tiefe 5,20 m. Vergrößerung ca. 6-fach. Die zum Teil sehr großen plattigen Komponenten (Keuper) sind meist eingeregelt.

Abb. 4. Schlämmrückstand der größten Kornklasse nach der Ablagerung am unteren Ende des Schlammzylinders. Probe: Schicht 1, Tiefe 5,20 m. Vergrößerung ca. 6-fach. Kornzusammensetzung: Keuper (größte z. T. eckige Körner, weiß und auch dunkel); Quarz (korrodiert, durchschimmernd); Feldspat u. Kalk (weiß, kleine Körner, korrodiert).

Schneckenschalen: zerbrochene Schneckenschalen sind nicht selten.

Kalkgehalt: Kalk reichlich, zum Teil auch als grobe Körner.

Korngrößenverteilung: die Lößkomponente ist stark vertreten, die feinsten Korngrößen fehlen jedoch.

Große Quarzkörner: fehlen vollständig, die größten Quarze haben einen Durchmesser von 0,5 mm.

Beimengung fremden Gesteins: fehlt weitgehend, nur selten finden sich wohlgerundete, wahrscheinlich äolisch verblasene Keuperkörner.

Deutung: Die Schicht besteht weitgehend aus Lößmaterial, eine bedeutende Entkalkung hat nicht stattgefunden. Es ist jedoch damit zu rechnen, daß das Gestein nicht mehr in der äolischen Ablagerungsform erhalten ist, sondern durch Solifluktion (oder Sturzregen) umgelagert wurde.

Schicht 3.

Tiefenlage: 3,52—4,45 m.

Schichtung: Kornorientierung und Schichtung sind sehr deutlich zu erkennen.

Farbe: wechselnd dunkel und hellbraun.

Schneckenschalen: nicht vorhanden.

Kalkgehalt: fast völlig entkalkt, nur einige syngenetisch entstandene Kalkkörner sind erhalten.

Korngrößenverteilung: Lößkomponente tritt zurück, das gröbere Material überwiegt.

Große Quarzkörner: In einzelnen Lagen sehr reichlich vorhanden, bis zu einem Durchmesser von 1,2 mm.

Beimengungen: reichlich Keupermaterial.

Deutung: Die Schicht besteht nur zum Teil aus ehemaligem äolischem Material; es ist reichlich Keuper beigemischt. Nach oben nimmt die äolische Komponente zu. Die Schicht bildete sich wahrscheinlich als Wasserabsatz, vielleicht unter Windbeihilfe. Solifluktion kann ausgeschlossen werden. Das Gestein ist fast völlig entkalkt, was man durch Bodenbildung unter warmem Klima an Ort und Stelle oder vor der Umlagerung erklären kann.

Schicht 4.

Tiefenlage: 2,65—3,52 m.

Schichtung: Kornorientierung und Schichtung sind nicht zu erkennen.

Farbe: ockerfarben bis dunkelbraun.

Schnecken­schalen: nur als Seltenheit finden sich zerbrochene Schalenreste.

Kalkgehalt: fast völlig entkalkt, nur einige Kalkkörner sind noch erhalten.

Korngrößenverteilung: die äolische Komponente nimmt zu, auch feineres Material ist vorhanden.

Große Quarzkörner: in den höheren Teilen der Schicht finden sich ganz besonders große Quarzkörner mit einem Durchmesser bis 4 mm.

Beimengungen: nur in den obersten Teilen liegen als Seltenheit einige plattige Keuperreste.

Deutung: Die Schicht hat die Merkmale eines Lehms, sie entspricht wahrscheinlich einem alten Boden; nur in den obersten Partien findet eine Änderung der Sedimentationsbedingungen statt, es wird gröberes Material aus der Nähe zugeführt.

Schicht 5.

Tiefenlage: 2,37—2,65 m.

Schichtung: deutliche Kornorientierung parallel zur Ablagerungsfläche ist vorhanden.

Farbe: hellgelb bis weiß, an der Wand in trockenem Zustande auffallend hell.

Schnecken­schalen: nicht vorhanden.

Kalkgehalt: etwas Kalk ist vorhanden, hauptsächlich in Form von gleichzeitig mit der Entstehung der Schicht eingelagerten Kalkkörnern.

Korngrößenverteilung: Die Korngrößen zeichnen sich dadurch gegenüber allen anderen Teilen des Profils aus, daß sowohl sehr grobes als auch sehr feines Material zum Teil völlig, z. T. sehr weitgehend fehlt. Die Schicht besteht in der Hauptsache aus einem Material von einer Korngröße zwischen 60 und 500 μ .

Große Quarzkörner: sind kaum vorhanden.

Beimengungen: sind kaum vorhanden.

Deutung: Der Schicht besteht aus einem sehr gut sortierten Material, das unter sehr gleichmäßigen Bedingungen, vielleicht durch Wind, evtl. durch Wasser, abgelagert wurde. Solifluktion fand nicht statt.

Schicht 6.

Tiefenlage: 1,35—2,37 m.

Schichtung: Einregelung von Körnern oder Schichtung ist nicht zu erkennen.

Farbe: rotbraun, nach oben heller werdend (Übergang zu Löß).

Schnecken­schalen: In der oberen Hälfte der Schicht finden sich reichlich zerbrochene Schnecken­schalen.

Kalkgehalt: Die Schicht enthält, verglichen mit der starken Kalkarmut des Gesamtprofils, verhältnismäßig reichlich Kalk. Er findet sich in Form von syngenetisch eingelagerten Kalkkörnern und als epigenetisch zugewanderter Kalk. In den obersten Teilen der Schicht auch als kleine, weiße Kalkkriställchen in Hohlräumen.

Korngrößenverteilung: Das grobe Material dominiert über die eigentliche Lößkorngröße.

Große Quarze: Einzelne Abschnitte der Schicht enthalten sehr große Quarzkörner mit einem Durchmesser bis mehr als 1 mm, nach oben verschwinden diese groben Quarze.

Beimengung: Keupermaterial, meist etwas korrodiert, ist beigemengt.

Deutung: Die Schicht besteht aus einer Mischung von Löß, wahrscheinlich auch Lehm und Keupermaterial. Bei der Suche nach der Entstehung wird man in erster Linie an Solifluktionvorgänge zu denken haben.

Schicht 7.

Tiefenlage: 0,50—1,35 m.

Farbe: hellgelb bis gelb, in den tieferen Lagen Übergang zu bräunlicher Färbung.

Schnecken- und Schnecken-: es sind reichlich unzerbrochene Schnecken- und Schnecken- vorhanden.

Schichtung: in den tieferen Partien ist etwas Schichtung angedeutet. Nach oben verliert sie sich. Eine Kornorientierung ist nicht zu erkennen, was darauf zurückzuführen ist, daß so gut wie keine plattigen oder gestreckten Komponenten auftreten.

Kalkgehalt: Der Kalkgehalt nimmt nach oben weiter zu und verleiht dem Gestein den Habitus eines echten Lösses. Kalk findet sich sowohl syngenetisch eingelagert als auch epigenetisch umgelagert, vor allem reichlich als Häutchen an der Oberfläche der Quarz- und anderen Körner, aber auch in Hohlräumen in Form von kleinen weißen Kriställchen.

Korngrößenverteilung: das grobe Korn tritt zurück, die eigentliche Lößkorngröße ist am stärksten vertreten. Der feine Schlämmrückstand nimmt zu.

Große Quarzkörner: große Quarzkörner treten zurück. Ihr Durchmesser liegt wenigstens unter 1 mm.

Beimengung: Artfremdes Gestein fehlt.

Deutung: Die Schicht besteht aus äolischem Lößmaterial. In den tieferen Lagen herrscht noch ein geringer Wechsel in den Sedimentationsbedingungen, hervorgerufen vielleicht durch einzelne Niederschläge, vor. Die oberen Lagen bestehen aus rein äolisch abgelagertem Löß, ohne daß irgendein Rhythmus bei der Ablagerung zu erkennen wäre.

Schicht 8.

Tiefenlage: 0—0,50 m.

Schichtung: Es sind weder Schichtung noch Kornorientierung zu erkennen. Die Bodenbildung hat diese, wenn sie vorhanden waren, zerstört.

Farbe: dunkelbraun, typische Farbe einer alluvialen Bodenbildung auf Löß.

Schnecken- und Schnecken-: nur noch in kleinen Bruchstücken vorhanden.

Kalkgehalt: Der Boden ist weitgehend entkalkt. Es finden sich keine Kalkkörnchen mehr.

Korngrößenverteilung: Die größte Korngröße nimmt — wie es bei Lehmen sehr häufig der Fall ist (GUENTHER 1953b) — wieder zu. Die Lößkomponente überwiegt jedoch.

Große Quarzkörner: sind nur selten vorhanden. Das Gestein entspricht darin durchaus einem Löß.

Beimengungen: Keuperbeimengungen finden sich nur in ganz unbedeutender Menge.

Deutung: Die Schicht ist ein (alluvial) durch Bodenbildung veränderter Löß.

III. Ausdeutung der fein- und stratigraphischen Untersuchung

Aus der fein- und stratigraphischen Untersuchung des Diluvialprofils von Murr sind einige Ergebnisse abzuleiten, die über die engere Umgebung hinaus Bedeutung haben. Es zeigt sich, daß verschiedenartige Färbung in Fällen, wo mit stärkeren Umlagerungen gerechnet werden muß, für die Gliederung eines Lößprofils wenig

geeignet ist. Gesteinsmaterial des vordiluvialen Untergrundes, das keine Kennzeichen eines äolischen Transportes aufweist, kann den diluvialen Lössen und Lehmen durch Solifluktion oder durch Wassertransport, also sowohl in kalten wie in nicht kalten Zeiten, beigemischt werden.

Wie bereits POSER zeigte, scheint der Niederschlag während der letzten Vereisung eine nicht unbedeutende Rolle gespielt zu haben. Seinen Einfluß bei der Bildung von Ablagerungen in Lößgebieten wird man weit stärker, als dies bisher geschah, in Rechnung zu setzen haben.

Für die diluvialen Ablagerungen von Murr ist wichtig, daß das untersuchte Profil einen starken Wechsel in den Ablagerungsbedingungen erkennen läßt. Dies ist in vollem Umfange jedoch nur mit Hilfe von sehr eingehenden Untersuchungen zu erkennen. Da die Ausdeutung einzelner Merkmale erst nach der Analyse von einer ganzen Anzahl von Profilen mit wirklicher Sicherheit durchgeführt werden kann, muß die folgende Zusammenstellung in einzelnen Abschnitten noch mit Zurückhaltung besprochen werden. Die vorliegende Untersuchung verzichtet auf die zeitliche Eingliederung und versucht lediglich das komplizierte Bild der Schichtfolge zu entwirren. Vor allem FREISING hat sich eingehend (1951, 1952, 1953) mit der Altersdatierung von württembergischen Diluvialprofilen befaßt.

Nach der Schichtfolge von Murr ergibt sich folgender Ablauf:

8. Alluvialer Boden (warmes Klima).
7. Äolischer Löß (kaltes Klima).
6. Löß und Keupermaterial, wahrscheinlich als Fließerden verfrachtet (kaltes Klima).
5. Sehr gut sortiertes Lößmaterial. Für normal äolisch abgelagerten Löß jedoch zu kalkarm. Entstanden wahrscheinlich unter Wassereinfluß (vielleicht auch Wind), Solifluktion kann ausgeschlossen werden.
4. Lehm, alter Boden (warmes Klima).
3. Die Schicht besteht zum kleineren Teil aus äolischem Lößmaterial, zum größeren Teil aus feinstem Keuperschutt. In den tieferen Abschnitten ist dieser wenig verändert, in den höheren Lagen etwas korrodiert. Abgelagert wahrscheinlich unter Wasser, vielleicht auch unter Windeinfluß. (Fast durchgängig entkalkt.)
2. Die Schicht besteht aus ursprünglich äolisch korrodiertem Lößmaterial, das eventuell als Fließerde umgelagert wurde (wahrscheinlich kaltes Klima).
1. Vor allem Keuperschutt. Äolisches Material tritt stark zurück. Die Ablagerung erfolgte wahrscheinlich durch Wasser (kaltes Klima).

Das Profil umfaßt also zunächst eine untere Folge, die älter ist als ein alter, in warmer Zeit gebildeter Boden. Sie beginnt mit einer Aufarbeitung des vordiluvialen Untergrundes, vor allem mit Hilfe von Wasser. Darüber folgt Lößablagung und dessen Umlagerung als Fließerde. Diese Abfolge dürfte in kühlerem bis kaltem Klima entstanden sein. Die darüber liegende Schicht leitet zu einer Warmzeit über, es findet Transport der liegenden Sedimente durch Wasser statt.

Über einer warmzeitlichen Bodenbildung folgt zunächst wieder vorherrschend Wassertransport. Die nächste kalte Phase wird gekennzeichnet durch Fließerden, über denen die Bildung eines äolisch abgelagerten Lösses folgt.

Dieser an sich sinnvolle Ablauf hat zunächst nur örtliche Bedeutung, und es bedarf weiterer Untersuchungen, um auch hier zu allgemein gültigen Ergebnissen zu gelangen.

Angeführte Schriften

- FREISING, H.: Die Deckschichten der eiszeitlichen Flußkiese von Steinheim an der Murr (Landkreis Ludwigsburg). - Jahresh. geol. Abt. württ. statist. Landesamt 2. 1952. - - Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. - Ebendort 1. 1951. - - Führer zur Exkursion der Deuqua am 20. 9. 53 nach Mühlacker, Lauffen etc. (Ms.)
- GUENTHER, E. W.: Methoden zur Untersuchung von Lössen. - N. Jb. Geol. Pal. Mh. 1953 (a). - - Feinstratigraphische Untersuchung eines Lößprofils von Riegel am Kaiserstuhl. - N. Jb. Geol. Pal. N. 1953 (b).
- POSER, H. & HÖVERMANN, J.: Untersuchung zur pleistozänen Harz-Vergletscherung. - Abh. braunschw. wissensch. Ges. 3. 1951.

Manusk. eingeg. am 5. 11. 1953.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. E. W. Guenther, Kiel, Olshausenstr. 40-60, Geolog. Institut der Universität.

Drucktexturen in eiszeitlichen Sedimenten

Von Gerhard Keller, Hannover. Mit 9 Abb. im Text

Einführung

Zur Deutung der Lagerungsstörungen in eiszeitlichen Sedimenten wurde schon früh der aktive Eisdruck des in Bewegung begriffenen Inlandeises herangezogen. Wenn in dieser Hinsicht zuviel unternommen wurde und auch die von Strömungsvorgängen beherrschten kryoturbaten Erscheinungen als durch Eisdruck entstanden erklärt wurden, so sind doch die sonst vorhandenen Lagerungsstörungen meistens auf Bewegungsdruck zurückzuführen. Auch im folgenden kann zunächst eine Reihe dynamischer Druckstörungen erläutert werden, die im Zusammenhang mit Untersuchungen in nordwestdeutschen Stauchmoränengebieten in den letzten Jahren bekannt geworden sind.

Dazu gesellt sich eine zweite Gruppe von Druckstörungen, deren Bildung bisher ebenfalls auf dynamische Vorgänge zurückgehend gedacht wurde. Doch liegen hier die ursächlichen Zusammenhänge wesentlich anders, und als Auslösung der Störungsvorgänge dürfte lediglich der Belastungsdruck der einst das Hangende bildenden Eisschichten zu gelten haben. Diesen somit auf statische Einwirkungen zurückgehenden Lagerungsstörungen liegen Beobachtungen in westdeutschen fluvioglazialen Ablagerungen zu Grunde. Wie schon bei den dynamischen Störungserscheinungen, so soll noch eingehender bei den statischen versucht werden, die eingetretenen Vorgänge nach bodenphysikalischen Gesetzmäßigkeiten mit dem Ziele zu analysieren, Aufschluß über den abgelaufenen natürlichen Bewegungsmechanismus zu gewinnen.

1. Dynamische Drucktexturen

a) Bau und Bild der Stauchmoräne des Rehburger Stadiums

Die hier zu erörternde Gruppe der dynamischen Druckstörungen ist im westdeutschen Raum mit dem Zuge der Rehburger Stauchmoräne verknüpft, die von der holländischen Grenze in der Grafschaft Bentheim bis an die Wietze nördlich von Hannover zu verfolgen ist. Ihre erste lokale Deutung bei Rehburg geht auf SPETHMANN (1907) zurück, während ihre überragende Bedeutung in morphologischer und stratigraphischer Hinsicht von WOLDSTEDT (1928) dargelegt wurde. Als das Kernstück der Stauchmoräne des Rehburger Stadiums darf das Gebiet der Dammer Berge angesehen werden. Hier tritt zum ersten Mal, auf dem Wege von Osten kommend, ein langgestreckter Höhenzug auf, der selbst mit 146 m + NN für die dortige Gegend beachtlich hoch ist und relativ über das östlich anschließende Niederungsgebiet der Hunte mit dem Dümmer-See um 110 m aufragt.

Der Dammer Bogen endet östlich der Hase. Die Stauchmoräne setzt sich westlich von ihr zunächst in den ausgedehnten Ankum-Bippener Bergen und weiter nach der Ems fort. Aus der Gegend westlich von Ankum stammt die erste Wiedergabe der Lagerungsverhältnisse in der Stauchmoräne, die sich darauf beschränkt, das Bild nebeneinanderstehender steil einfallender Ton- und Grünsandschichten zwischen steilaufergerichteten Sand- und Kiesschichten zu zeigen. DEWERS (1941) machte auf diese Lagerungsverhältnisse aufmerksam, ohne daß weitere Untersuchungen in diesen abgelegenen Gebieten folgten. Insbesondere fehlten Boh-

rungen, die Aufschluß über die Lagerungsverhältnisse nach der Tiefe hätten geben können. Erst durch diese waren in Verbindung mit größeren Tongrubenaufschlüssen Anschauungen über das gesamte Texturbild zu gewinnen.

Eine Anzahl von Tongruben liegt bei Neuenkirchen am Süden der Dammer Berge. Die Gruben folgen mit ihrem Abbau ostweststreichenden Schuppen von Tertiärtonen, die selten breiter als 50 m werden und beiderseits von diluvialen Sanden begrenzt sind. Die Schuppen lassen sich im Grundriß oft dadurch weiterverfolgen, daß sie von morphologisch hervortretenden Grobsand- und Kiesstreifen begleitet werden, die das ursprüngliche Hangende des aus der Tiefe aufgestauchten Tertiärs bilden. Diese Kiese bestehen aus sehr grobem Wesermaterial, dem elstereiszeitliche Geschiebe beigemischt sind. Diese früher als Präglazial bezeichneten Schichten sind das Älteste des Diluviums aus etwa 80—100 m Tiefe und konnten mit der Basis der unteren Weser-Mittelterrasse parallelisiert werden (KELLER 1951).

Westlich von Ankum folgen weitere Tongruben, zum Teil mit Septarienton, aber auch mit Grünsanden und Glimmertonen anderer Tertiärformationen. Die groben Basisschichten des Diluviums werden zu schmalen, aber unverkennbaren Kiesstreifen, oder es bleibt, wie in dem neuen Bett des Dortmund-Emskanals südlich von Lingen, eine Steinsohle von faust- bis kopfgroßen nordischen Geschieben der Elstergrundmoräne übrig. Dabei tritt das grobe Wesermaterial zurück. Über die ursprüngliche Tiefenlage der Basis des Diluviums bzw. die der vordiluvialen Oberfläche des Tertiärs berichteten Bohrungen im Gebiet von Damme und im Thiener Feld (STILLE & BRINKMANN 1930) und die vom Amt für Bodenforschung Hannover herausgegebene Strukturkarte. Eine weitere Anzahl von Bohrungen durchsank Tertiärschuppen, so daß auch Anhaltspunkte für die Texturen in der Tiefe abgeleitet werden können.

Soweit die Tonschuppen die Erdoberfläche erreichen, herrscht das steile Einfallen vor. Als Beispiel mögen die Lagerungsverhältnisse der Tongrube Rettberg bei Neuenkirchen i. O. dienen (KELLER 1940, WAGER 1952). Hier fällt die Unterfläche der Schuppe, die gleichzeitig die Bewegungsbahn darstellt, mit 56° gegen die aus Norden kommende Schubrichtung ein (Abb. 1). Die Schuppe besteht aus

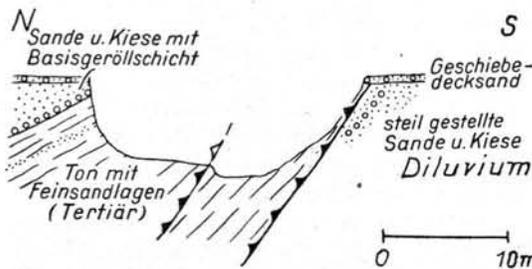


Abb. 1. Die Schuppe in der Rettbergischen Tongrube in den südlichen Dammer Bergen. geschichteten Tertiärtonen und ist in sich durch weitere Schubflächen unterteilt. Diese Schubflächen sind als spiegelnde Harnische ausgebildet. Sie setzen somit voraus, daß das Tonmaterial beim Vorgang der Aufschuppung zumindest eine steifplastische oder halb feste Konsistenz gehabt hat. Die Art der Beanspruchung macht jedoch deutlich, daß keine weichplastischen oder breiigen Schichten vorgelegen haben, bei denen die Reaktion anders hätte ablaufen müssen.

b) Die Texturen

In der Hauptschubbahn zwischen dem hochbewegten Tertiär und dem überschobenen Diluvium ist keine harnischartige Ausprägung der Tertiärbasis fest-

zustellen gewesen. Das liegende Sandmaterial war zu einer solchen Ausbildung auch nicht geeignet. Vielmehr dürften die Festigkeitsverhältnisse in der ursprünglichen Tertiärfolge für das Aufsteigen der Schubfläche bestimmend gewesen sein. Die Abschertiefe ist daher mit dem Tiefgang des Bodenfrostes in Verbindung gesetzt worden. Bis zu seiner Tiefe war der Wassergehalt bis einschließlich der Bergfeuchtigkeit gefroren. Derartige Bodenfrosttiefen von 100 m und mehr sind aus arktischen Gebieten vielfach beschrieben worden. Die Loslösung der Schuppen in diesen Tiefen wurde offenbar durch zusagende Konsistenzbedingungen hervorgerufen, wobei die Mitwirkung des Wassers allgemeiner und auch schon die eines geringen Feuchtigkeitsgehaltes von Bedeutung gewesen sein dürfte.

Ausgehend von dem Einfallen der Schuppen übertage und unter Verwendung des aus Bohrungen zu erschließenden Einfallens lag es nahe, die Schubbahnen als oben steile und nach der Tiefe sich immer flacher legende Flächen anzusehen. Diese Auffassung ist in der Abb. 2 wiedergegeben. Eine in einer Bohrung durchsunkene Schuppe wurde mit der nächsten übertage ausgehenden und in der Schubrichtung liegenden parallelisiert. Die Fortsetzung der Einzelschuppen und die noch vorhandene Verbindung zu dem Anstehenden wurde auf praktisch-geologischem Wege dadurch erschlossen, daß die in den Sanden zwischen den Schuppen vorhandenen stockwerkartigen Grundwasservorkommen jedes für sich hydrologisch selbständig sind. Diese Folgerung trifft nicht nur für das Gebiet bei Neuenkirchen und Ankum im Dammer Lobus zu, sondern auch für den Raum bei Fürstenuau und im holländischen Grenzgebiet bei Itterbeck (Kr. Neuenhaus).

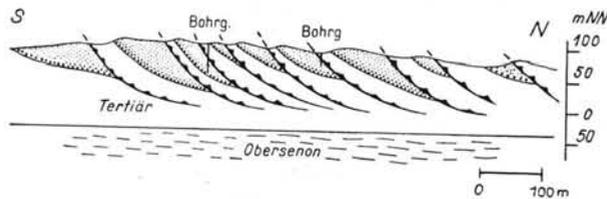


Abb. 2. Stauchungstyp in der Zentralzone der Rehburger Endmoräne im Südteil der Dammer Berge.

Aus diesen Unterlagen konnten Texturbilder abgeleitet werden, die auch später bei der Bearbeitung der linksemsischen Gebiete durch das Amt für Bodenforschung Hannover (RICHTER, SCHNEIDER & WAGER 1950) als Anknüpfung dienten (Abb. 3). In diesen durch ein bestimmtes Anteilverhältnis von mächtigeren Tertiärschuppen zu der diluvialen Grundmasse gekennzeichneten Bildern scheint der Texturtypus zentraler Teile der Stauchmoräne festgehalten zu sein. Neuere Bohrungen, die im Vorland des Ankumer Stauchmoränenbogens etwa 7 km entfernt niedergebracht wurden, haben auf einen weiteren Texturtyp aufmerksam gemacht, der offenbar durch seine Schuppenarmut gekennzeichnet ist. Dort tritt

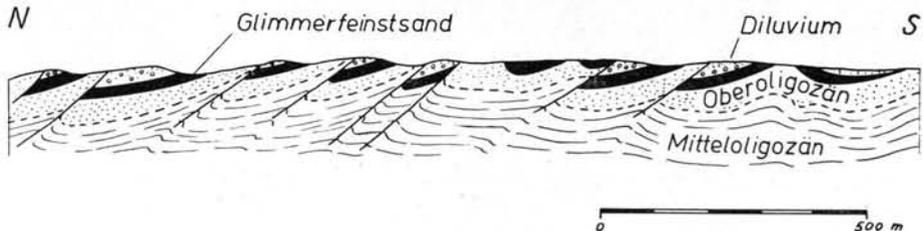


Abb. 3. Zentralteil der Rehburger Stauchzone am Weißen-Berg bei Itterbeck (Kreis Grafschaft Bentheim) nach Richter, W., Schneider, Harras & Wager, R.

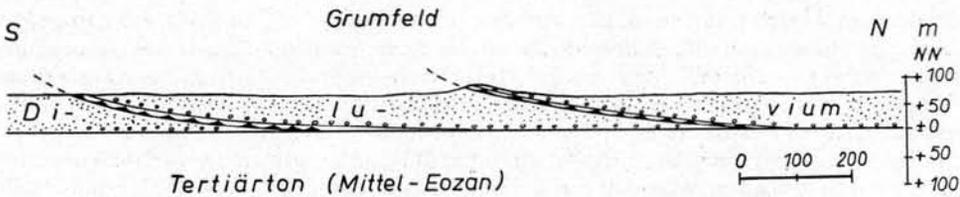


Abb. 4. Stauchungstyp im Vorfeld des Ankumer Lobus (Kreis Bersenbrück).

nicht nur eine Vereinzelnung der Schuppen ein, sondern die Gestalt der Schuppen scheint auch mehr brettartig und dünner ausgebildet zu sein (Abb. 4).

Bei der Frage nach dem mechanischen Vorgang der Auslösung und dem Ablauf der Aufschuppung muß es sich nach den Texturbildern um Schubbeanspruchung mit Abscherungen gehandelt haben. Sigmoidal gekrümmte Gleitflächen nach Art der vorgefundenen Schubbahnen pflegen auch bei Erddruckwirkungen als Ausgleichflächen aufzutreten. Doch ist hier das seitliche Ausweichen von einem benachbarten Nachsinken der belasteten Partien begleitet. Der Gleitvorgang endet mit der Herstellung eines neuen Gleichgewichtszustandes. Abgesehen davon, daß hierbei für die Auslösung des Vorganges allein die statische Druckbelastung genügt und damit der Stauchungsvorgang für die Textur ohne Bedeutung sein würde, sprechen aber die vorliegenden Texturbilder in bereiteter Weise gegen eine derartige Auffassung. Stets liegen hochbewegte Schichtkeile vor, und es fehlen solche Partien, die in Korrespondenz dazu an schaufelartigen Verwerfungen hätten abgesunken sein müssen.

c) Die Abscherung und Typen dynamischer Drucktexturen

Bei der Zurückverfolgung der Schubbahnen nach der Tiefe (Abb. 5) ergibt sich, daß diese schließlich unter einem sehr spitzen Winkel in den unterlagernden Tertiärtonen enden, wobei der noch gegebenenfalls vorhandenen Schichtung ein gewisser Einfluß einzuräumen ist. Dieser Ausgangswinkel ist als der Winkel der inneren Reibung anzusehen, die zusammen mit der Kohäsion die Scherfestigkeit des beanspruchten Materials bestimmt. Da es sich vielfach um typische sog. fette Tone handelt, liegt echte Kohäsion vor. Der Reibungswinkel sinkt mit abnehmender Korngröße und beträgt für das angetroffene Material etwa zwischen 10 und 20°. Unter diesem Winkel würde infolge des von der Seite her wirkenden Eisdruckes auch die abgescherte Schuppe fortgeglitten sein, wenn sich nicht mit dem Übertritt der Scherfläche in die Sande und Kiese der Reibungswinkel verändert hätte.

Nach den Profilen besteht das Liegende der Schubbahnen meist aus Mittel- und Grobsanden und auch aus Kiesen, für die Reibungswinkel von 35–40° und mehr gültig sind. Da das Material gefroren war, dürfte aus Analogie zu festen

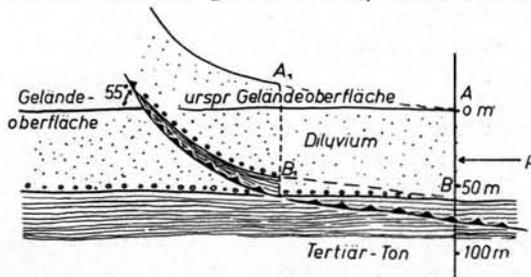


Abb. 5. Die Abscherung nach den Beobachtungen in den Dammer Bergen.

Gesteinen der Reibungswinkel noch steiler gewesen sein. Die Steilerstellung der Schubbahnen erscheint daher als eine von dem jeweiligen Material abhängige Gesetzmäßigkeit. Der einmal eingeleitete Schervorgang bog nicht nur nach dem Übertritt in die diluvialen Sande wegen des größeren Reibungswinkels ab, sondern folgte weiter dadurch dem relativ geringsten Widerstand, daß die Erdoberfläche unter dem nach Möglichkeit steilsten Winkel zu erreichen versucht wurde. Bei diesem Vorgang wurde die auf der abgesicherten Tertiärplatte normal auflagernde diluviale Schicht unter Wahrung der natürlichen Schichtung mit hochgetragen. Bemerkenswert ist, daß dieser Vorgang verlief, ohne daß es zu einer weiteren Abscherung bei auffälligen Schichtwechselln innerhalb des Diluviums oder besonders zwischen dem Tertiär und dem Diluvium bei dessen gleichzeitigem Zurückbleiben kam. Trotz der Diskontinuitätsfläche zwischen diesen beiden Formationsgliedern reagierte die gesamte Schichtfolge einheitlich als eine starre Platte, deren Stabilität und Verhalten nach Art eines homogenen Körpers nahelegend auf die Verfestigung durch den Bodenfrost zurückgeführt werden kann.

Der vorstehenden Abbildung 5 haben Beobachtungen aus den südlichen Dammer Bergen zu Grunde gelegen. Andere Schichtprofile müssen schon materialmäßig zu anderen Arten der Stauchung geführt haben. In sehr mächtigen Sand- und Kiesablagerungen, in denen die Frostbodengrenze noch innerhalb dieser Schichtfolge lag, muß die Scherbeanspruchung stark abweichende Texturbilder hervorgerufen haben. Die Abscherung hat hier von vornherein mit steileren Schubbahnen entsprechend den natürlichen Reibungswinkeln von über 35° begonnen. Doch fehlen hierzu Beobachtungen. Andererseits ist abzuleiten, daß Abscherungen auf höher aufragenden Plateaus von Tertiärtonen ohne oder mit geringer Diluvialauflagerung nur in Form flacher, unter wenigen Winkelgraden abgescherter und übereinander gegleitener Schichtplatten erfolgt sein können. Es liegt nahe, mit diesen letzteren Vorgängen geringmächtige und nicht aushaltende Kieslinsen von nordischem Material zu erklären, die, angeblich ohne Störung, in horizontal geschichteten Tertiärtonen der nördlichen Dammer Berge planparallel eingeschaltet liegen.

Die Frage der Materialbedingtheit in der Abschertiefe für das Zustandekommen von Stauchmoränen ist schon länger gestellt worden. Teilweise hat man geglaubt, die Bedeutung der Tone für die Abscherung ablehnen zu können, weil auch Gebiete ohne Tonuntergrund Stauchmoränen aufweisen. Doch dürfte in einer Hinsicht den Tonen und auch noch den schwachschluffigen Tonen für die Entstehung eines besondern Stauchungstypus eine bestimmte Bedeutung zukommen. Stauchungszonen mit langen Schubbahnen und, bei wiederholter Stauchwirkung, mit dementsprechend stärkerer Materialanhäufung besonders des auflagernden Diluviums, dürften als Voraussetzung für sich von Tonen mit sehr niedrigen Reibungswinkeln unterlagert sein. Hinzu kommt hierbei noch, daß der hangende Teil des Tonuntergrundes mit in der Bodenfrostzone liegt. Inwiefern weitere Typen von Stauchungstexturen materialmäßig bedingt sind, ist aus Stauchungsbildern zu ersehen, die BRINKMANN (1953) bekannt machte.

Der Vergleich dieser von Rügen stammenden Beobachtungen mit denen im Hase- und Emsgebiet zeigt, daß eine rohe Klassifizierung der Texturen zunächst nach dem Anteilsverhältnis des aufgeschuppten Untergrundes an der Zusammensetzung der gesamten Stauchmoräne möglich ist. Abgesehen von den leichter zu übersehenden Querprofilen trifft dieser Unterschied auch räumlich bei einem Überblick über die Mannigfaltigkeit des morphologischen Bildes an der Tagesoberfläche in Erscheinung. Doch fehlen hier meist die Tiefenaufschlüsse, die für die genauere Beurteilung erforderlich sind. Die Querprofile geben daher doch noch einen besseren Einblick. So zeigt sich, daß sich der Anteil von Schuppen des

Untergrundes in der Schuppenzone durch Ausplanimetrieren bei dem Haupttyp aus der Zentralregion der Dammer Berge auf 50% und bei dem Vorstaffeltyp mit geringmächtigen Gleitbrettern auf 12% beläuft. Beiden Typen ist gemeinsam, daß die Schuppen des Untergrundes die heutige Tagesoberfläche durchstoßen. In gewissem, wenn auch nicht ausschlaggebendem Sinne können bei derartigen Vergleichen auch die örtlich unterschiedlichen Erosionsbeträge von Belang sein. Aus den fehlenden hochgeschuppten Teilen ist in den Dammer Bergen, über frühere Feststellungen hinausgehend, abzuleiten, daß sich die Abtragung auf rd. 75—100 m beläuft. Diese Abtragung verlief offenbar in engem Zusammenhang mit dem Aufgleiten der Schuppen, weil das sich darüberliegende jüngere Diluvium ein schon stark ausgeglichenes Relief überdeckt.

Die Texturverschiedenheit wird deutlicher, wenn die Wurzelzone der Schuppen im Untergrund auf Rügen mit den Texturbildern der beiden Typen von Damme verglichen wird. Es ergibt sich, daß bei Saßnitz die Masse des Untergrundes mit etwa 85% weit überwiegt. Seine bewegten Teile bilden bei Sagard auch auffällige gewölbeartige Blöcke mit stumpfen Scheiteln, die seitlich hart aneinanderstoßen. Die Schubbahnen unterteufen die Blöcke nach Art flachliegender Überschiebungen, wobei das ursprünglich Hangende invers als das Liegende auftritt. Da an sich die Oberkreide wegen ihrer oft massigen Ausbildung eine hohe innere Reibung besitzt, erscheint zunächst die steile Endigung der Schubbahnen (nach BRINKMANN 40—70°) nach der Tiefe primär das Natürlichere zu sein, auch wenn Bohrungen an anderen Stellen auf eine regelrechte Auswalzung hinweisen. Diese Erscheinung kann durch feine Inhomogenitäten in der Oberkreideschichtfolge ebenso erklärt werden wie durch eine weiterdauernde oder nochmalige Druckbeanspruchung.

2. Statische Drucktexturen

a) Das Erscheinungsbild der Kernkames

Unter statischen Drucktexturen sollen solche verstanden werden, deren Zustandekommen durch einen ruhenden Belastungsdruck ausgelöst wurde. Bei der Ausbildung des Texturbildes selbst haben dynamische Vorgänge mitgewirkt, sie erscheinen aber erst als Folge des nach Ausgleich strebenden Belastungsdruckes. Der Belastungsdruck oder die gleichbedeutende Bodenpressung wurde von ruhenden Eismassen, insbesondere von bewegungslos gewordenem Toteis ausgeübt. Infolgedessen finden sich die Texturen in fluvioglazialen Ablagerungen unmittelbar in der Nachbarschaft von Toteisrändern oder zwischen Toteisrändern in Kames, die wegen der in ihnen oft enthaltenen Kerne des Untergrundes Kernkames heißen (KELLER 1952). Gleichartige Texturen werden auch bei Osern angetroffen, die zweckmäßig ebenfalls als Kernoser bezeichnet werden, weil der ältere Ausdruck Aufpressungsoser — soweit er noch gültig sein kann — genetisch auch im Zusammenhang mit dem dynamischen Eisdruck genannt wurde. Bei den im folgenden zu erörternden statischen Drucktexturen handelt es sich um Erscheinungen an Kernkames aus Niedersachsen und Westfalen.

Die Frage, ob bei der Bildung der Kernkames der aktive Strömungsdruck des Eises durch Wiederaktivierung des Toteises dominant beteiligt gewesen sein kann, hat wenig Aussicht auf Bejahung, weil die Entstehung der Kernkames in einen sehr späten Abschnitt der Toteisphase einer Eiszeit fällt. Eine Wiederbelebung des stark reduzierten und, wie sich nachweisen läßt, des auf seiner schon im Auftauen begriffenen Unterlage auflagernden Toteises ist kaum glaubhaft zu machen, wenn die Ansicht nicht mit einem tatsächlich erneuten geschlossenen Eisvorstoß begründet werden kann. Bei den hier erörterten zahlreichen Fällen

scheidet aber eine derartige Möglichkeit aus, da die Anordnung der Drucktexturen je nach dem Verlauf des Eisrandes und der Kames überhaupt wechselt und irgendeine den örtlichen Pressungsauswirkungen übergeordnete Druckrichtung als Folge eines erneuten Eisvorstoßes in jedem Falle nicht festzustellen ist.

Als Kames werden die heute in Hügelrücken vorliegenden Sedimentinhalte von Schmelzwasserflußbetten aufgefaßt, die supraglazial entstanden. Die relativ geringe Höhe im Verhältnis zur Breite bzw. der große Breiten-Höhenindex $\frac{b}{2h}$ von über 20 schließt eine subglaziale oder inglaziale Bildung wegen der beschränkten möglichen Spannweite von Sohlentunneln oder wegen der geringen Ausmaße von inglazialen Kanalröhren aus (KELLER 1954). Die Kernkames sind dadurch gekennzeichnet, daß sie zusätzlich aufgepreßte Keile aus dem Liegenden des Toteises oder des Fluvioglazials in sich tragen. Die oft geradezu hochgespießten Kerne bestehen aus Geschiebelehm oder aus tonigen und schluffigen Staubeckensedimenten. Auch ältere Sande kommen hochgepreßt vor, doch bilden sie dann die Haube eines tiefer steckengebliebenen Kernes aus feinklastischem Material.

Bei einem Vergleich der räumlichen Anordnung zeigt sich in der Karte des Engelbosteler Kames nördlich von Hannover (Abb. 6), daß die hochgepreßten Kerne parallel zum Verlauf des Kame angeordnet sind. Die einzelnen Kerne reihen sich hintereinander, ohne daß eine auf längere Entfernung durchgehende Mauer vorzuliegen braucht. Eine zweite Besonderheit gibt sich in der doppelten Ausbildung der Kerne zu erkennen, die unter sich zwei parallele Züge bilden. Der Abstand beider Reihen ist mit 40—50 m anzugeben, doch sind auch größere Abstände vorhanden. Auch kann die eine Kernreihe überhaupt fehlen. Grundsätzlich zeigt sich aber ein Zusammenhang derart, daß die Kerne nie in den Innen-

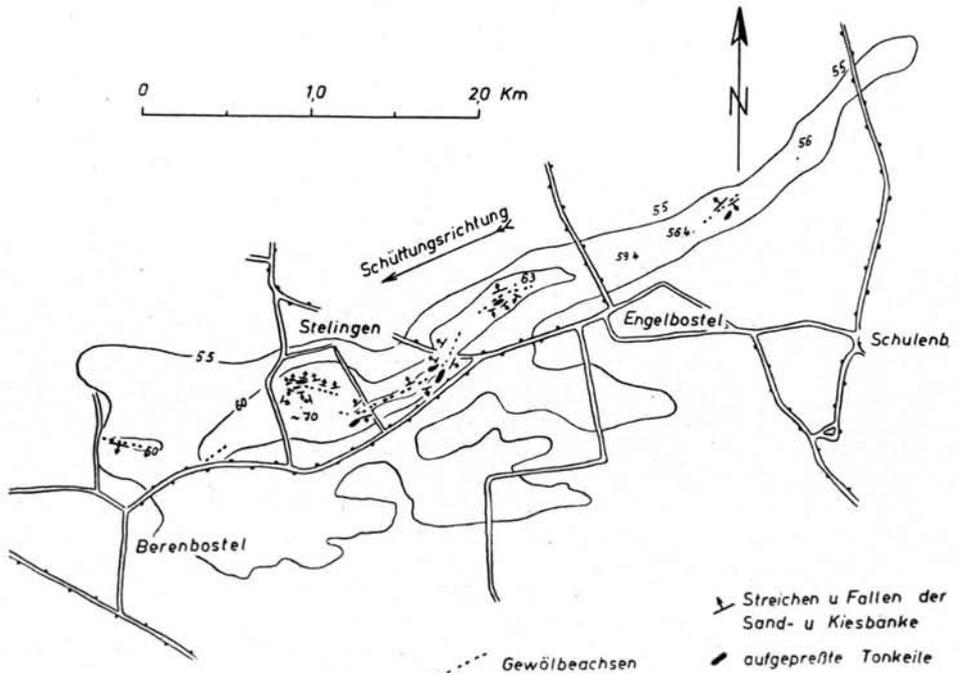


Abb. 6. Der Engelbosteler Kame nördlich von Hannover mit aufgepreßten Kernen.

zonen der Kames, die gleichzeitig die heutigen höchsten Erhebungen bilden, aufgedrungen sind, sondern stets seitlich auf den Hügelflanken stehen.

Dieses bei kilometerweit sich fortsetzenden Kames deutliche Bild findet in kurzen Kamesrücken von ovalem Grundriß eine Modifizierung. Zwar sind auch beiderseitige Kerne hochgepreßt, doch handelt es sich hier nicht mehr um parallele Kernketten, sondern um eine der Hügelform entsprechende Anordnung nach dem ovalen Grundriß. In der Abb. 7 ist ein Ausschnitt eines westfälischen Kames gezeigt, wo der Hügel auf seinen Flanken von den Kernen umstellt ist. Deren Richtung kann in der Horizontalen untereinander sogar bis zu 90° abweichen, wenn der Kern am umlaufenden Ende eines einzelnen Kamesgliedes aufdrang. Die alte Außenrichtung wird dann wieder aufgenommen, wie im südlichen Teil des Hügels an einem hochgepreßten Keil und weiterhin an einer hochgestoßenen schmalen isoklinalen Sattelbildung der unterlagernden Feinsande erkennbar ist (KELLER 1951).

Das aus den allgemeinen und den speziellen Phänomenen abzuleitende Bild führt zu der Frage, ob in der engen räumlichen Verknüpfung der Hügelflanken mit der Örtlichkeit des Aufdringens der Kerne auch ein genetischer Zusammenhang gesehen werden darf. Da die Kames die Sedimentinhalte von Flußbetten im Toteis sind, so sind ihre abfallenden Hügelflanken ehemals die flachen Uferstreifen auf dem Toteisuntergrund und schließlich die seitlichen Enden der Kames die Eisufer selbst. Infolge der Erosion des strömenden Wassers, die durch die mitgeführten meist groben Sande und Kiese stark gefördert wurde, dürften diese Ufer Steilufer gewesen sein. Das flächenhafte Abtauen und Verdunsten der Eisoberfläche blieb jedenfalls gegenüber der linear angreifenden Tiefenerosion zurück, so daß die Kamesflüsse zwischen Eiswänden dahin strömten. Bei der Einordnung der hochgepreßten Kerne in dieses genetische Bild finden sich diese

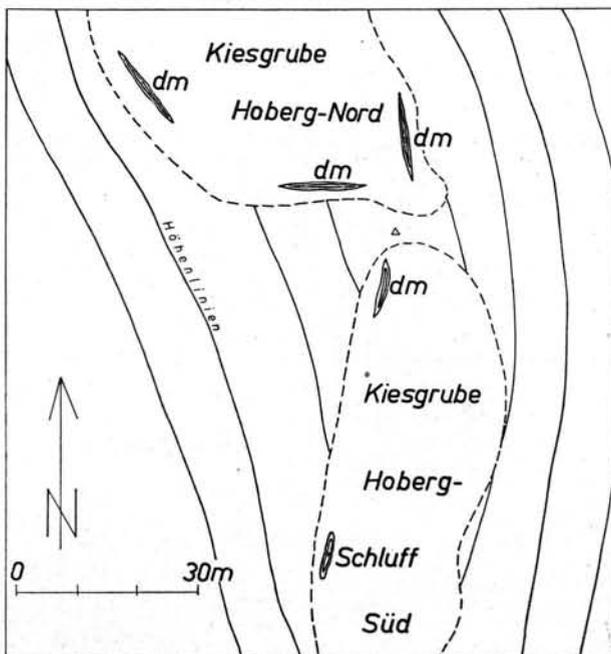


Abb. 7. Die Kiesgruben Hoberg-Nord und Hoberg-Süd bei Laggenbeck in Westfalen mit aufgepreßten Kernen.

außerhalb des eigentlichen Strombettes mit dem tieferen Wasser oder außerhalb des Talweges mit der heute größeren Sedimentmächtigkeit, sind ufernah und begleiten stets marginal die aufsteigenden Eisränder.

b) Kerntypen und Belastungsfragen

Die einzelnen Sedimentkeile sind meist 5—10 m weit zu verfolgen. Ihre Dicke überschreitet selten 5 m, meist werden Dicken von 2—4 m angetroffen. Auch schmale, nur einige Dezimeter mächtige Kerne kommen vor, die den Eindruck senkrecht stehender Bretter erwecken. Das Einfallen ist auch sonst meist steil. Verschiedene Typen von Kernen sind in der Abb. 8 zusammengestellt. Neben der schneidenartigen Endung am oberen Ende treten auch Ausfransungen auf. Die Aufwärtsbewegung wird dadurch deutlich, daß die mehr oder weniger flach liegenden oder schräg nach außen geneigten Schichten an den Keilen aufgebogen, mitgeschleppt und bis zur Steilstellung aufgerichtet sind. Die Keile spießen durch die fluvioglazialen Sande und Kiese hindurch. Materialmäßig bestehen sie meist aus Geschiebelehm. Daneben kommen auch in sich noch feingeschichtete, wenn auch in der Schichtung verbogene Schluffe und Mehlsande als Staubeckenabsätze vor.

Neben den Bewegungsbildern ist auch aus der petrographischen Beschaffenheit der aufgedrungenen Keile auf Hochbewegung aus dem Liegenden des Toteises zu schließen. So finden sich hochgepreßte Keile der Grundmoräne einer vorangegangenen Eiszeit aus einer Tiefe von 5—15 m, während sich der zu dem Toteis gehörende jüngere Geschiebelehm als fazielle Vertretung des Fluvioglazials aus diesem etwa im Niveau der heutigen Geländeoberfläche nach der Seite hin entwickelt (KELLER 1954). Die Hochbewegung hinterließ besondere texturale Spuren.

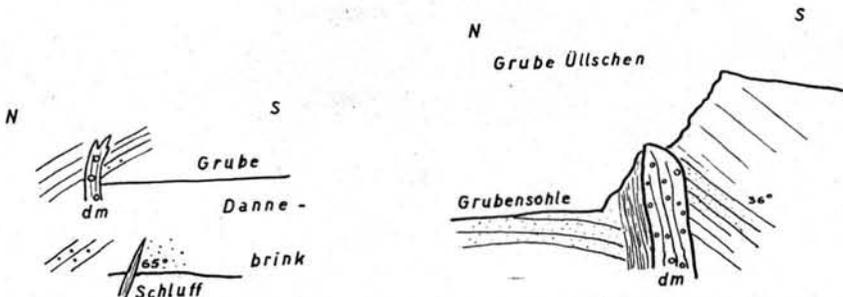
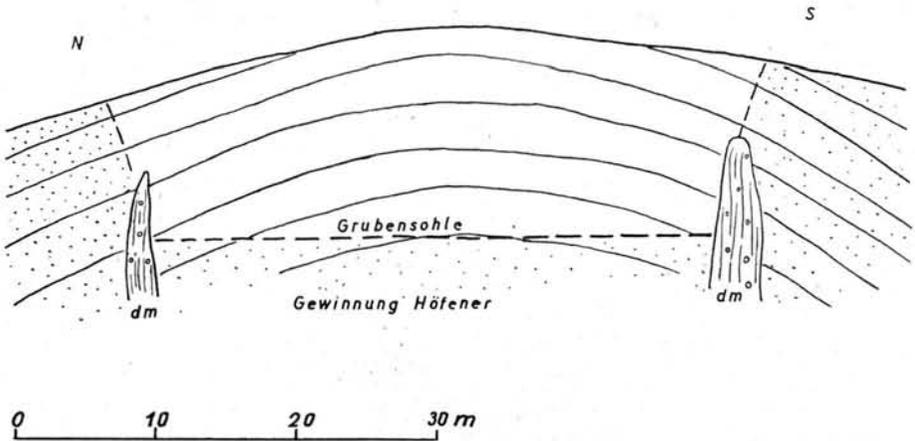


Abb. 8. Kerntypen in Kernkames bei Hannover.

Die Geschiebelehme sind in der Schubrichtung schieferartig durchbewegt, so daß es nicht fehl am Platze ist, von einem „gneisartigen“ Habitus der aufgepreßten Geschiebelehme zu sprechen. Die gneisartige Textur verläuft parallel zu den seitlichen Begrenzungen der plattenartig aufgerichteten Keile. Sie weist heute der Verwitterung den Weg, durch welche sich die Geschiebelehmkeile bei beginnendem Zerfall zunächst in dünne Platten auflösen.

Da die enge räumliche und genetische Verknüpfung der aufgepreßten Keile mit den seichteren Uferstellen der Kamesflüsse bzw. mit den Rändern des Toteises offenkundig ist, erhebt sich die Frage nach der Art und dem Ablauf des Aufpressungsvorganges. Die wesentliche Rolle hat dabei die Masse des Toteises gebildet, das seinen Untergrund belastete. Dem Auflagerungsgebiet des Toteises gegenüber finden sich die Kamesbetten als Streifen geringerer Pressung des zwischen den Toteiswänden hindurchlaufenden gemeinsamen Untergrundes. Die Druckdifferenz begann schon in einem sehr frühen Stadium der Toteisbildung, als sich die Rinnsale und Bäche auf der Toteisoberfläche einzuschneiden angingen. Aus der schon allgemein gültigen Leistungsdifferenz zwischen der Tiefenerosion gegenüber der Flächenerosion mußte unter den besonderen Verhältnissen des Eises als Substrat die Tiefenerosion mit ständig wachsendem Vorsprung voraneilen.

Es erscheint in diesem Zusammenhang naheliegend, wenn bei den Betten der Kamesflüsse teilweise auch an cañonartige Erosionsschluchten gedacht wurde. Diese Auffassung berührt sich eng mit der Frage nach den Toteismächtigkeiten. Bei Beginn der Auflösung des bewegten Inlandeises in einzelne Toteisareale entsprach sich zunächst die Eismächtigkeit aus der Zeit vor und nach dem Zerfall. Dann begann der Abschmelzprozeß. Wenn auch schon früher Vorstellungen über die Mächtigkeit des Inlandeises abgeleitet wurden, so sind doch erst in jüngerer Zeit durch bodenphysikalische Untersuchungen genauere Zahlen bekannt geworden. Für das Gebiet von Bremerhaven konnte aus der Vorbelastung des Lauenburger Tones der Eisdruck mit 41 kg/cm^2 ermittelt werden. Hieraus ist nach KÖGLER-SCHIEDIG 1948 auf eine Eismächtigkeit (Saale-Eiszeit) von 450 m geschlossen worden.

Weitere Ergebnisse hat DÜCKER 1951 erzielen können und bestimmte im Hamburger Stadtgebiet Eismächtigkeiten von 350 m bei einem Druck von 32 kg/cm^2 . Von geringeren weichseleiszeitlichen Eismächtigkeiten berichtete außer DÜCKER auch GRIPP 1947. Soweit die vorliegenden Zahlen aus der Vorbelastung abgeleitet sind, gehen alle diese Berechnungen von der Annahme aus, daß das Raumgewicht des Inlandeises bzw. des Toteises dem des gewöhnlichen Eises von 0,9 entsprochen haben soll. Diese Annahme dürfte nach Schilderungen über isländisches und grönländisches Inlandeis nur z. T. gültig sein. Bei dem Wert ist offensichtlich die im Inlandeis mit enthaltene Gesteinsmenge unberücksichtigt geblieben. Diese muß schon ursprünglich das Raumgewicht des Toteises erhöht haben, das während des Abtauens ständig größer wurde. Nach Beispielen von Island dürfte der Rest des Toteises nur noch aus einem verfestigten Gesteinsmaterial zusammengesetzt gewesen sein, dessen Zement aus Eis bestand. Von einem wassergesättigten Sand-Kiesgemisch ausgehend beträgt dann sein Raumgewicht in gefrorenem Zustand 2,15.

c) Der Mechanismus der Kernaufpressung

Da sich das Raumgewicht eines wassergesättigten und dann gefrorenen Geschiebelehms auch auf rd. 2,1 beläuft, liegen die Grenzwerte für das Gewicht des Toteises fest. Das arithmetische Mittel beider Werte mit 1,5 kann daher mit gewisser Berechtigung als zutreffend angesehen werden. Die früher ermittelte

Mächtigkeit von 450 m würde sich unter Beibehaltung des gleichen Bodendruckes von 41 kg/cm^2 auf 270 m erniedrigen. Da die prozentual anwachsende Gesteinsfracht des Toteises sich im letzten Abtaustadium zwischen dem Mittelwert und Höchstwert bewegt, kann dann auf Raumgewichte von 1,5—2,1 geschlossen werden. Ein in dieses Intervall fallender Wert von 1,8 konnte dadurch ermittelt werden, daß für den letzten Teil der Toteisphase von einer Mischung von Sand-Kies, Geschiebelehm und reinem Eis zu gleichen Teilen ausgegangen wurde. Diese Zahl wurde auch für die nachfolgende Berechnung der Bodenpressung unter einigen Zehnern von Metern mächtigen Toteisplatten verwendet. Der an sich unter bestimmten Voraussetzungen z. T. mögliche Auftrieb konnte bei diesen Raumgewichtsbestimmungen unberücksichtigt bleiben.

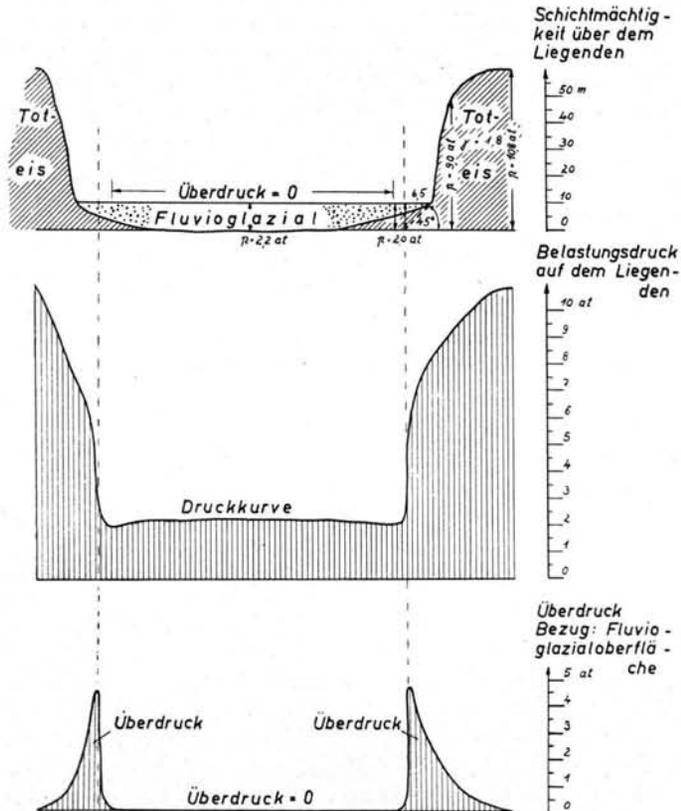


Abb. 9. Die Entstehungsbedingungen für Kernkames mit Darstellung der Druckverhältnisse.

Für die Berechnung der Druckverhältnisse ist ein Querschnitt durch einen Kame aus dem Gebiet nördlich von Hannover zu Grunde gelegt worden (Abb. 9). Ein Kamefluß von 140 m Breite ist zwischen 50—60 m hohen Toteiswänden eingetieft. Das Toteis greift unter das mit Sand und Kies ausgefüllte Flußbett. Die Mächtigkeit der fluvioglazialen Ausfüllung beträgt maximal 10 m. Toteis und Kameflußbett haben einen gemeinsamen Untergrund, der aus älterem Geschiebelehm besteht. Das Erosionsbild zeigt den Zustand, daß das Toteis unter dem Flußbett selbst schon erodiert ist. Der Schnitt stellt Verhältnisse innerhalb des Toteisgebietes dar. Die Grenze des Toteises gegen das eisfreie Vorland ist mindestens

10—20 km entfernt. Nach dort verringert sich die Mächtigkeit des Toteises. Zur Klärung der grundsätzlichen Beziehungen zwischen dem Toteis und dem Kamesbett ist eine bestimmte Toteismächtigkeit nicht erforderlich, so daß die obige Mächtigkeitsannahme als Beispiel beibehalten werden kann.

Aus den Mächtigkeiten und den Raumgewichten des Toteises und der Kamesedimente sind die auf den gemeinsamen Untergrund ausgeübten Bodendrucke berechnet worden. Die Druckverteilung ist entsprechend dem sog. Normalfall mit 45° angenommen. Die unter der Toteismasse relativ gleichmäßigen und höheren Drucke von 9—10 kg/cm² fallen mit Annäherung an die Kamerinne langsamer und dann plötzlich von etwa 6,5 kg/cm² auf einen Wert von 2,0 kg/cm² ab. Im Bereich der fluvioglazialen Ablagerungen wirken wieder etwas höhere Drucke, die der Mächtigkeit der Sand- und Kiesschicht entsprechen. Nach der Stelle des Stromstriches und je nach der wechselnden Tiefe des Talweges sind die von der Füllung auf den Untergrund ausgeübten Bodendrucke 2,2 kg/cm² groß. In der zugeordneten Druckkurve (Abb. 9, Mitte) sind die an den verschiedenen Punkten des Querschnittes auf die Unterlage wirkenden Bodenpressungen besonders dargestellt.

Die Auswertung des Belastungsprofils ergibt, daß die in der Erosionsrinne des Kame auftretenden Drucke nur teilweise kompensiert werden. Während in dem fluvioglazialen Flußbett die örtliche Belastung durch die Füllung nicht mehr unter dem Einfluß der Belastung durch das Toteis steht, kommt diese am Rande eines mit 45° nach dem Flußbett zu abfallenden Druckkegels noch voll zur Auswirkung. Infolgedessen resultiert hier der Neigung des Druckkegels entsprechend in einem Streifen von einigen Metern Abstand vom aufsteigenden Eisrand ein beachtlicher Überdruck. Da dieser auf der Sohle des Kamebettes wirkende Überdruck durch die Sedimentfolge teilweise ausgeglichen wird, wurde als Bezugsniveau die Oberfläche der Sedimentfüllung verwendet. In der Abb. 9 (unten) ist dementsprechend der tatsächlich zur Auswirkung kommende Überdruck als Kurve dargestellt. Das Ergebnis besagt eindeutig, daß das Maximum des Überdruckes (für diesen Fall von 4,5 atü) mit den Stellen zusammenfällt, wo die Kerne aus dem Liegenden durchschießen.

Dieses Ergebnis wurde auf Grund eines tatsächlich vorliegenden Texturbildes gewonnen. Bestimmte zur Durchführung des Gedankenganges erforderliche deduktive Schlüsse ließen sowohl die angenommene Toteismächtigkeit und sein Raumgewicht als den Tatsachen entsprechend erscheinen. Gesetzt den Fall, daß beide Werte höher oder niedriger gewesen sind, so ergibt sich, besonders auch für die Frage geringeren Druckes, daß stets im Gefolge des unterschiedlichen Abtau- und Erosionsvorganges ein Überdruck an der kausal vorbestimmten Schwachstelle aufgetreten ist. Das generelle Bild bleibt damit von der absoluten Höhe der wirksam gewordenen Bodenpressung unberührt und erlaubt sogar in der Frage der Konsistenz des hochgepreßten Keiles bzw. der benutzten Gleitbahn im Liegenden noch bestimmte grundsätzliche Angaben.

Da dem im Schichtverband herausgepreßten Keil von bekannter Mächtigkeit ein gleichstarker Massenschwund unter dem Toteisrand entspricht und die dadurch hervorgerufene Setzung als Zahl bekannt ist, läßt sich für die Konsistenz der Sedimente unter dem Toteisrand aus der gesetzmäßigen Beziehung von Bodenpressung, Steifewert und Setzung der unbekannte Steifewert bestimmen. Danach haben die Schichten unter dem Eisrand die Konsistenz von etwa weichplastischen Tonen gehabt. Dieser Zustand dürfte erst in einer späteren Abtau- phase des Toteises eingetreten sein, als der vom Kamefluß ausgehende Abtau- prozeß des Frostbodens randlich schon unter den Toteiskörper greifen konnte.

Zusammenfassung

a) Dynamische Drucktexturen

Im Stauchmoränenzug des Rehburger Stadiums liegen als Beispiele aus dem Gebiet der Dammer Berge vom lateralen Eisdruck erzeugte Abscherungen aus 50—100 m Tiefe vor, wo unterhalb der Frostbodengrenze noch die natürlichen Konsistenzbedingungen vorhanden waren. In diesen Tiefen werden tertiäre Tone, Schluffe und feine Grünsande angetroffen, die von hier auf sigmoidal nach oben gekrümmten Gleitbahnen als Schuppen aufgepreßt wurden.

In der heutigen Stauchungszone bilden die Schuppen z. T. infolge nachträglicher Erosion an der Tagesoberfläche Streifen. Das ursprüngliche Hangende der abgescherten Schuppen verblieb als erstarrter Frostkörper in seinem ursprünglichen Schichtverband, so daß es mit hochgetragen wurde. Da in ihm wiederstandsfähigere Schichtglieder in Gestalt von Grobsanden und Kiesen eingeschaltet sind, treten diese im Oberflächenrelief als langgestreckte Härtlinge hervor.

Wenn auch eine direkte Beziehung zwischen tonigen Ablagerungen und dem Zustandekommen von Abscherungen nicht vorzulegen braucht, so begünstigen die geringen Scherfestigkeiten infolge der geringen Kohäsion und des niedrigen Winkels der inneren Reibung bei Tonen die Ausbildung anfänglich sehr flacher Schubbahnen und damit den Materialtransport auf größtmögliche Entfernung. Wiederholte Aufschuppungen führen daher zu einer Konzentration von Schuppen, die das heutige innere-texturelle und das landschaftlich-morphologische Erscheinungsbild bestimmen.

b) Statische Drucktexturen

In Westfalen und Niedersachsen wurden Kernkames bekannt, deren fluvioglaziale Sande und Kiese von hochgestoßenen Schichtkeilen des älteren diluvialen Untergrundes randlich durchbrochen werden. Die hochgetriebenen Keile folgen dem Verlauf der Kames und machen auch deren Schwenkungen in der Streichrichtung mit. Sie sind einseitig als Einzelkerne oder als Doppelkerne auf beiden Hügelflanken angeordnet. Im Grundriß erscheinen sie als aneinandergereihte langgezogene Schichtkeile bis zu einigen Zehnern von Metern Länge. Ihre Stärke erreicht meistens nur wenige Meter, und das Einfallen ist größtenteils steil.

Die von staten gegangene Hochbewegung wird zunächst stratigraphisch-petrographisch dadurch offenkundig, daß Geschiebelehm aus einer vorangegangenen Eiszeit oder ältere Staubeckenschluffe und -Feinsande hochgepreßt sind und als Kerne in den fluvioglazialen Sedimenten jüngeren Alters stecken. In textureller Beziehung zeigt sich die Aufpressung in der Mitschleppung der benachbarten, ehemals mehr oder weniger horizontal liegenden Kamesschichten. Schließlich sind auch in den Kernen Bewegungstexturen nach Art von Durchschieferungen deutlich, die bei Geschiebelehmen auftreten und parallel zu den beiden Seitenbegrenzungen der Kerne orientiert sind.

Da die Kames als Flußbetten zwischen höheren Toteisflächen aufgefaßt werden, erscheinen die in Einzel- und Doppelform aufgepreßten Kerne marginal zu den beiden Toteisrändern angeordnet. Diese räumliche Beziehung führt zu genetischen Zusammenhängen. Die sowohl randlich zum Kame als auch randlich zum Toteis erfolgte Aufpressung der Kerne beschränkt sich auf einen ufernahen schmalen Streifen vor den aufsteigenden Eisrändern, wo infolge der differenzierten Bodenpressungen auf dem älteren Untergrund an der Sohle des Toteises Überdruck herrscht. An diesen Stellen fanden die aufgepreßten Keile ihren Weg nach oben. Auslösung und Ablauf des Hochgleitens wurden durch die geänderten Konsistenzbedingungen des bereits im Auftauen begriffenen Substrates unter den Toteisrändern mit hervorgerufen und begünstigt.

Angeführtes Schrifttum

- BRINKMANN, R.: Über die diluvialen Störungen auf Rügen. - Geol. Rundschau **41**, S. 231-241. Stuttgart 1953.
- DEWERS, F.: Diluvium. - Geologie und Lagerstätten Niedersachsens. (Gebr. Stalling) Oldenburg 1941.
- DÜCKER, A.: Ein Untersuchungsverfahren zur Bestimmung der Mächtigkeit des diluvialen Inlandeises. - Mitt. geol. Staatsanst. Hamburg **20**, S. 3-14. 1951.
- GRIPP, K.: Jasmund und Moen, eine glazialmorphologische Untersuchung. - Erdkunde **1**, S. 175-182. 1947. - - Glazialmorphologische und geologische Kartierung. Zugleich eine Deutung der Oberflächenformen Ost-Holsteins. - Z. deutsch. geol. Ges. **99**, S. 190-205. 1947.
- KELLER, G.: Untersuchungen über die strukturellen und geohydrologischen Verhältnisse in den südlichen Dammer Bergen. - Z. f. prakt. Geol. **48**, S. 147-153. Halle 1940. - - Der stratigraphische Aufbau des Diluviums im nördlichen Vorland der Osnabrücker Mittelgebirgsschwelle. - Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläont., S. 161-169. Stuttgart 1951. - - Kames am Fuße des Schafberges bei Ibbenbüren. - Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläont., S. 1-9. Stuttgart 1951. - - Die Beziehung des Rehburger Stadiums südlich Ankum (Kreis Bersenbrück) zur saaleeiszeitlichen Grundmoräne. - Eiszeitalter und Gegenwart **3**, S. 58-64. Öhringen 1953. - - Das Fluvioglazial bei Engelbostel und Frielingen nördlich von Hannover. - Geol. Jahrb., Hannover; erscheint 1954. - - Beitrag zur Frage Oser und Kames. - Eiszeitalter und Gegenwart **2**, S. 127-132, Öhringen 1952.
- KÖGLER, F. & SCHEIDIG, A.: Baugrund und Bauwerk, Berlin 1948.
- RICHTER, W., SCHNEIDER, HARRAS & WAGER, R.: Die saaleeiszeitliche Stauchzone von Itterbeck-Uelsen (Grafschaft Bentheim). Z. deutsch. geol. Ges. **102**, S. 60-74. Stuttgart 1950.
- SPETHMANN, H.: Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. - Mitt. geogr. Ges. Lübeck, 2. Reihe, H. 22, S. 1-17. Lübeck 1908.
- STILLE, H. & BRINKMANN, R.: Der Untergrund des südlichen Oldenburg und der Nachbargebiete. - Abh. preuß. geol. L.A., NF. **116**, S. 75-112. Berlin 1930.
- WAGER, R.: Saaleeiszeitliche Stauchzone der Dammer Berge. - Geol. Exkursionsführer für Osnabrück, S. 59-59. Osnabrück (Meinders & Elstermann) 1953.
- WOLDSTEDT, P.: Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. - Jber. niedersächs. geol. Verein **21**, S. 10-17. Hanover 1928.

Manusk. eingeg. 7. 6. 1954.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. G. Keller, Ibbenbüren, Gartenstraße 36.

Interstadiale Torfe in würmeiszeitlichen Schmelzwassersanden Nordfrieslands

Von Ernst Dittmer, Husum. Mit 1 Abb. im Text

Zusammenfassung. Aus würmzeitlichen Schmelzwassersanden Nordfrieslands werden Interstadial-Torfe beschrieben. Auf die Bedeutung für die Gliederung des schleswig-holsteinischen Jungpleistozäns und die Bodenbildungen des Mittelpleistozäns wird hingewiesen.

Abstract. In Northern Friesland (Schleswig-Holstein) fluvioglacial deposits of Würmian age contain an interstadial peat layer. It belongs to a warmer phase (with *Betula*, *Pinus* etc.) between two advances of the Würm-glaciation. In this warmer retreat-phase no melting-water was going to the west, whereas in the foregoing and in the following stages the fluvioglacial sands in Northern Friesland were deposited.

Im nördlichen Nordfriesland, zwischen Soholmer Au und Wiedau, liegen sowohl die Oberflächen des letzten Interglazials bei vielfach nahezu vollständiger Erhaltung der gesamten Eemserie als auch der würmzeitlichen Schmelzwassersande sehr hoch. Als Niebüller Geestinsel durchragen die glazifluviatilen Bildungen sogar die Marsch um einige Meter. Eine besonders hochliegende Schwelle zieht sich von hier zur Insel Föhr herüber, während in südwestlicher und besonders in nordwestlicher Richtung die Mächtigkeiten des Holozäns rasch zunehmen und in der Gegend des Hindenburgdamms bereits 10 m erreichen.

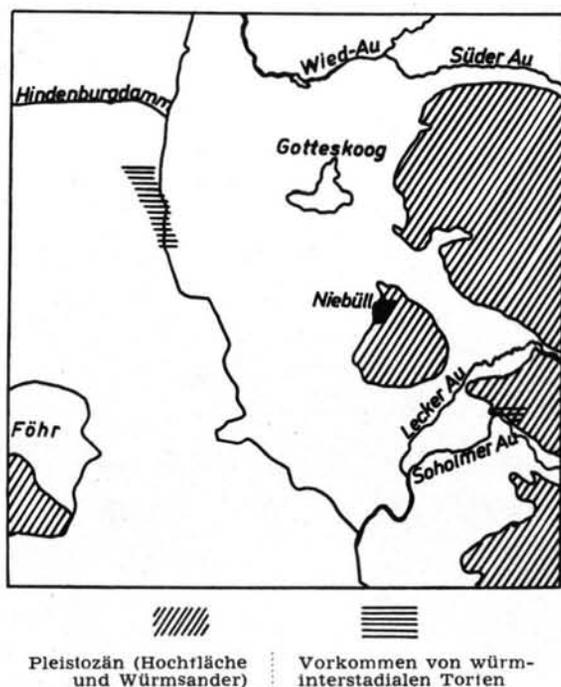


Abb. 1. Lageskizze der interstadialen Torfvorkommen in Nordfriesland. Das Holozän ist weiß gelassen.

Zahlreiche neue Bohrungen in diesem Gebiet, die das Eem durchteuften, haben die frühere Ansicht (DITTMER 1941) bestätigt, daß entgegen der Annahme von HECK (1936) Teilgebiete Nordfrieslands nicht in jungpleistozäner Zeit verschieden tektonisch beansprucht worden sind. Die Vorgänge, die zur Ablagerung der würmglazialen Schmelzwassersande führten, und die nacheiszeitliche Flußgeschichte lassen für die hohe Lage des Sanders eine einfache Erklärung zu. Die alt- und mittelpleistozänen Inseln Sylt, Föhr und Amrum lenkten die Schmelzwässer des Wiedau-Süderau-Systems in nordwestliche Richtung ab, die der Soholmer Au nach SW. Die Lecker Au, wahrscheinlich im Gegensatz zu den übrigen rißzeitlich angelegten Flüssen erst im Jungpleistozän entstanden, war unbedeutend und vereinigte sich im übrigen mit der Soholmer Au. Zwischen den Schmelzwasserströmen entstand ein toter Winkel, in dem die letztinterglaziale Oberfläche geschützt lag und die jungglazialen Sanderkegel zusammenwuchsen. Die postglaziale Erosion — die Flüsse Wiedau und Soholmer Au schnitten bis zu 20 m tiefe Rinnen in ihre eigenen Sander und in das Eem — blieb im wesentlichen auf die Flußtäler beschränkt. Der Niebüller Sander blieb davon unberührt.

Die Schmelzwassersande der Würm-Vereisung werden an der gesamten schleswig-holsteinischen Westküste als tragfähiger Baugrund angesehen. Da sie im allgemeinen eine erhebliche Mächtigkeit haben, werden zur Erkundung der holozänen Schichtstärke daher Probebohrungen im allgemeinen bald nach Durchteufung des Basistorfs eingestellt. Bei der Ausführung mehrerer Tiefbauten, bei denen eine Grundwasserabsenkung erforderlich war, zeigte es sich jedoch, daß innerhalb reiner Schmelzwassersande, an deren jungglazialen Alter kein Zweifel war und die mit scharfer Grenze dem Eem auflagen, Torfe oder Mudden auftraten, die merkwürdigerweise wenig zersetzt und oft wenig verdichtet waren. Eine Durchsicht älterer Schichtenverzeichnisse, die mangels Proben nicht hatten geologisch bearbeitet werden können, ergab weitere Hinweise für einen „interglazifluviatilen“ Torfhorizont des Würm-Pleistozäns. Endlich gelang es anlässlich der Vorarbeiten für die Bedeichung des Vorlandes südlich vom Hindenburgdamm in allen Bohrungen, die den jungglazialen Schmelzwassersand durchteuften, die Torfschicht zu erfassen und einige Kernproben zu gewinnen. Leider war es noch nicht möglich, geschlossene Profile zu erhalten. Zur Veranschaulichung der Lagerungsverhältnisse sei nachstehendes Schichtenverzeichnis einer Bohrung bei Hunwerthhusum wiedergegeben:

Bohrarchiv Westküste. Archiv- Nr. 124/85	r = 77,61 h = 76,76 ca + 1,0 m NN
bis 5,90 Grauer Feinsand	= Holozän
„ 6,40 Brauner Flachmoortorf (Basistorf)	= „
„ 10,00 Grauer Feinsand	= Würm-Glazifluviatil
„ 10,40 Brauner, schwach sandiger, wenig zersetzter Sphagnumtorf	= Würm-Interstadial
„ 11,70 Grauer Feinsand	= Würm-Glazifluviatil
„ 12,50 Graugrüner, sandiger Ton	= Eem
„ (17,00) Graugrüner toniger Fein- bis Mehlsand mit Fauna der Olander Schichten	= Eem

Das Eem ist an dieser Stelle nicht vollständig erhalten. 5—6 m sind durch Erosion, die nur durch Schmelzwässer erfolgt sein kann, verloren gegangen.

Die unteren glazifluviatilen Schichten der Würm-Vereisung sind 1,10—2,20 m mächtig. Meist handelt es sich um Fein- bis Mittelsande, es kommen jedoch auch Lagen von Grobsand vor.

Der eingeschaltete Torfhorizont hat eine Mächtigkeit, die in den einzelnen Bohrungen zwischen 20 und 40 cm schwankt. Ob die ganze Folge erhalten ist, läßt sich ohne pollenanalytische Bearbeitung eines Gesamtprofils nicht erkennen. Es lassen sich zwei Arten von Torfen unterscheiden, Sphagnumtorfe und Radizellentorfe. Besonders der Sphagnumtorf hat ein für sein diluviales Alter erstaunlich frisches Aussehen. Getrocknete Proben zeigen die Konsistenz eines jungholozänen Moostorfs. Der geringe Zersetzungsgrad läßt sich wahrscheinlich dadurch erklären, daß der Torfhorizont bald nach der Bildung von Sanden überlagert wurde, für viele Jahrtausende dem Dauerfrost ausgesetzt war und in der Nacheiszeit unter Luftabschluß stand.

Die Radizellentorfe lassen auf eine Niedermoorgesellschaft schließen, die hauptsächlich aus Seggen und Süßgräsern bestand. Alle Proben haben einen \pm hohen Anteil von Mehl- und Feinsand. Verschiedene Proben enthalten auch Diatomeen.

Die oberen glazifluviatilen Sande haben eine zwischen 3,0 und 5,8 m schwankende Mächtigkeit. Die Korngröße liegt im allgemeinen mit dem Maximum zwischen 0,1 und 0,2 mm. In einer Bohrung wurden jedoch auch Lagen mit einem erheblichen Grobsand- und Feinkiesanteil beobachtet, eine Schichtung durch glimmerreiche Lagen ist vielfach deutlich.

Über dem Pleistozän liegt die normale holozäne Schichtenserie, beginnend mit dem Basistorf, der bis zu 1,4 m mächtig werden kann. Darauf folgen \pm kleiige und kleistreifige brackisch-marine Sande bzw. Klei des Flandriens. Die Mächtigkeit nimmt nördlich von Horsbüll erheblich zu. Die Schichtenfolge enthält bereits südlich vom Hindenburgdamm eine der Fauna des Dithmarscher Altholozäns entsprechende Gesellschaft mit *Corbula gibba* und *Brachystomia ambigua*. Nur die obersten Schichten über einem schwer erkennbaren Abrasionshorizont sind jungholozänen Alters, das durch massenhaftes Vorkommen von *Mya arenaria* belegt wird.

Nach den Lagerungsverhältnissen ist ein spätinterglaziales Alter der Torfe ausgeschlossen. Ebenso wenig kann eine spät- oder postglaziale Einstufung vorgenommen werden, da sie von Sanden eindeutig glazifluviatiler Entstehung überlagert sind. Es kann sich demnach nur um Bildungen eines Würm-Interstadials handeln.

Für eine eingehende pollenanalytische Untersuchung reicht das bisher gewonnene Probenmaterial noch nicht aus. Doch gibt die Analyse von Einzelproben aus verschiedenen Bohrungen recht gut übereinstimmend wichtige Hinweise für die klimatischen Verhältnisse. In allen Proben zeigt sich eine ausgesprochene Dominanz der Birke über die Kiefer und die Summe aller Baumpollen. Die Pflanzendecke kann noch nicht geschlossen gewesen sein, wie das Vorkommen von *Pediastrum* und *Myriophyllum* sowie der mehr oder weniger starke Sandgehalt anzeigt. Der Sphagnumtorf enthält *Sphagnum cf. cuspidatum* als Hauptart, außerdem wenig Laubmoose, *Eriophorum* und Eriaceenradizellen. Die Summe der Nichtbaumpollen liegt niedriger als in Steppengebieten, aber höher als in geschlossenen Waldbeständen. Die Übereinstimmung mit der von SELLE (1952) beschriebenen Birkenphase aus Interstadialen der Weichselvereisung ist recht gut. Da in geringen Mengen auch Fichtenpollen vorhanden sind, wird der stratigraphische Befund, der eine spätglaziale Alter ausschließt, weiter gestützt. Auch eine allerödzeitliche Datierung kommt nicht in Betracht. Für ein kühles Klima sprechen auch die Diatomeenarten, deren Untersuchung Herr Dr. D. KÖNIG freundlicherweise übernahm.

Bleibt auch die Entwicklungsgeschichte dieses Interstadials in Nordfriesland im Einzelnen noch ungeklärt, so ergeben sich doch bereits wichtige Hinweise für

die Gliederung und die Morphologie des Jungpleistozäns auf schleswig-holsteinischem Gebiet. Schreiben wir die unter dem Interstadial liegenden Sande einem ersten Würm-Vorstöß zu, die darüberliegenden einem zweiten, so muß während beider Perioden das Inlandeis auf schleswig-holsteinischem Gebiet gelegen haben, da Sander gebildet wurden. Zwischen beiden Eisvorstößen muß sich aber zumindest im nördlichen Schleswig-Holstein das Eis bis in das Ostsee-Gebiet zurückgezogen haben, da nach Westen abfließende Schmelzwässer die Bildung von Mooren verhindert hätten. Die Existenz von lichten Birkenwäldern mit geringer Beteiligung der Kiefer spricht sogar für einen starken Rückzug des Eises. Wenn aber die Würmvereisung aus mindestens 2 derartigen großen Stadien besteht, dann ergeben sich zahlreiche Fragestellungen. Wie weit drang das Eis während des einen, wie weit während des anderen Vorstoßes vor? Sind vielleicht die Würm I-Moränen vom Würm II-Eis vollständig überfahren worden? ¹⁾ Ist die heutige Morphologie des schleswig-holsteinischen Jungmoränengebietes das Ergebnis eines oder zweier Stadiale? Kamen beide Vorstöße aus derselben Richtung, haben sie beide denselben Geschiebeinhalt? Auch für die oft schwierigen Probleme der periglaziären Böden im Mittelpleistozän des Westens dürften sich neue Erklärungsmöglichkeiten finden, da Decksande, Steinsohlen und Brodelböden nicht mehr einer einheitlichen Glazialperiode zugeordnet werden müssen, sondern auf zwei durch subarktisches Klima unterbrochene Zeiten verteilt werden können.

Schriften:

DITTMER, E.: Das nordfriesische Eem. Ein Beitrag zur Geschichte der junginterglazialen Nordsee. - Kieler Meeresforschungen 1941.

HECK, H.-H.: Die nordfriesische neuzeitliche Küstensenkung als Folge diluvialer Tektonik. - Jb. preuß. geol. Landesanst. Berlin 1936.

SELLE, W.: Die Interstadiale der Weichselvereisung. - Eiszeitalter u. Gegenwart 2, 1952.

WOLDSTEDT, P.: Die „Äußere und die „Innere“ Baltische Endmoräne in der westlichen Umrandung der Ostsee. - Centralbl. f. Min. etc., Abt. B Nr. 2, 1925.

Manuskript, eingeg. 24. 4. 1954.

Anschr. d. Verf.: Dr. Ernst Dittmer, Husum, Nissenhaus.

¹⁾ Die beiden Eisvorstöße dürften den jütischen Moränen C und D entsprechen, die ebenfalls durch ein Interstadial getrennt sind. Sie sind mit den „Äußeren“ und „Inneren“ Moränen WOLDSTEDT's identisch, der bereits 1925 nachzuweisen glaubte, daß im Schleswigschen im Bereich der Förden ein lokales Übergreifen der jüngeren über die ältere Endmoränenstaffel stattfindet (WOLDSTEDT 1952).

Das Vechelder Interstadial

Von Willi Selle, Braunschweig-Riddagshausen. Mit 1 Abb.

Zusammenfassung. Bei Vechelde, Landkreis Braunschweig, wurde in einer Tiefe von 9,93 m eine 0,65 m mächtige Torfbank erbohrt. Die Pollenanalyse ergab, daß die Torfe während eines Interstadials zur Ablagerung kamen. Die Vegetationsgeschichte gliedert sich in eine Birken- und in eine Kiefernzeit; die Sedimente bestehen aus Bruchwald- und Braunmoostorfen. Das subarktische Klima besaß eine atlantische Tönung. Die zeitliche Einordnung des Interstadials war nicht möglich, da weder die stratigraphischen Verhältnisse eine Klärung brachten noch die Frage mit Hilfe der Pollenanalyse wegen des geringen Vergleichsmaterials gelöst werden konnte.

Summary. Near Vechelde (Landkreis Braunschweig) in a borehole a peat layer of 0,65 m thickness has been found at a depth of 9,93 m. On account of the pollen-analysis this peat layer has been formed in an interstadial time. The vegetation history shows a birch zone and a pine zone. The sediments consist of marshy wood peat and brown moss peat. The climate was subarctic and somewhat atlantic. It was impossible to make out the exact age of the interstadial peat. So it may be of Weichsel of Saale age.

Durch eine Bohrung des Amtes für Bodenforschung, Hannover, wurde bei Vechelde, Landkreis Braunschweig, in einer Tiefe von 9,93 m ein Torflager erschlossen, das eine Mächtigkeit von 0,65 m hat. Herr Dr. PREUL teilt darüber folgendes mit:

„Die Bohrung liegt am Westrand des Auetales südlich von Vechelde an der Wegbiegung 100 m SSW vom P. 71,0 im Gelände der Badeanstalt. Die geologische Karte verzeichnet in dem nach Westen flach ansteigenden Gelände zunächst Lößlehm über Sand, dann Lößlehm über Geschiebemergel (Riß) bzw. über Schotter der Mittelterrasse, die auch auf der gegenüberliegenden Talseite anstehen. Nach den Aufschlüssen des Mittellandkanals in der Gemarkung Zweidorf steht die Bohrung in einer Talsenke, die nach der Riß-Hauptvereisung ausgeräumt und dann zugeschüttet wurde (vgl. P. WOLDSTEDT, Über ein Interglazial bei Zweidorf; Z. dtsh. geol. Ges. 82, 1930). Die Schichtenfolge ist im Prinzip ähnlich und zwar:

0— 1,30	stark humoser Sand (anmooriger Boden des Talrandes)
— 1,90	gelber Feinsand
— 8,20	grauer Feinsand
— 9,50	dunkelgrauer Feinsand
— 9,80	dunkelbraungrauer humoser Sand
—10,52	Torf (ab 10,4 m sandig)
—10,58	stark humoser Sand
—10,80	grünlichgrauer Lehm
—11,30	wie vorher, mit einzelnen Steinen
—14,00	hellgraugrüner sandiger Lehm mit Steinen
—15,30	„grober Kies, stark lehmig“
—19,80	„grober lehmiger Sand“
—24,20	„grober Kies“.

Die Schichtenfolge nach dem Bohrprofil richtig zu deuten, ist sehr schwierig, zumal die Bohrstelle über einem Salzstock liegt. Es wäre denkbar, daß hier ähnliche Lagerungsverhältnisse wie im Fuhsetal nördlich von Lebenstedt vorliegen. Das als Interstadial gedeutete Torflager könnte mithin sowohl dem Zyklus der Riß- wie der Würm-Eiszeit angehören; letzteres ist wahrscheinlicher.“

Herrn Dr. PREUL danke ich auch an dieser Stelle für seine freundliche Hilfe.

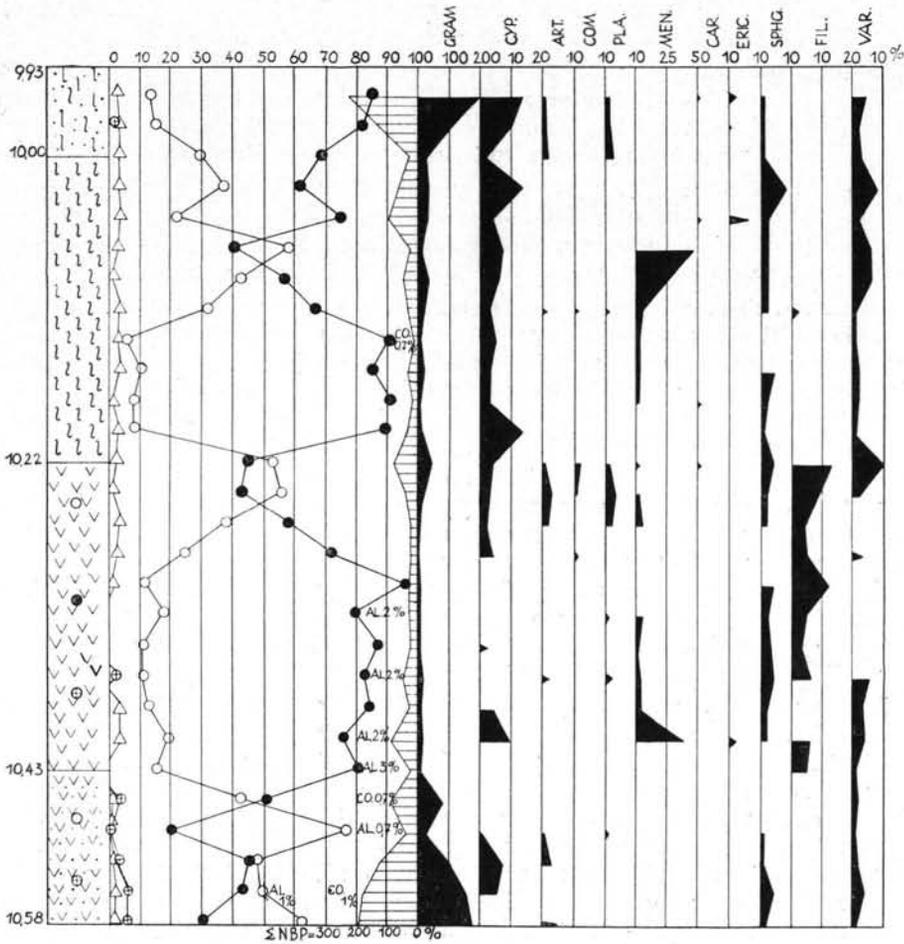
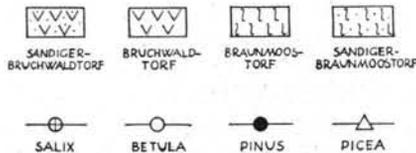


Abb. 1. Pollendiagramm des Vechelder Interstadials. Gram. = Gramineen, Cyp. = Cyperaceen, Art. = *Artemisia*, Com. = *Compositae*, Pla. = *Plantago*, Men. = *Menzanthes trifoliata*, Car. = *Caryophyllaceen*, Eric. = *Ericaceen*, Sphg. = *Sphagnum*, Fi. = *Filices*, Al. = *Alnus*, Co. = *Corylus*, Var. = *Varia*.

LEGENDE.



Das Moor hat folgenden stratigraphischen Aufbau:

9,93—10,22 m: Braunmoostorf: braun, zersetzt, Braunmoose (*Drepanocladus fluitans*, wenig; *Drepanocladus vernicosus*, wenig; *Camptothecium nitens*, viel; *Meesea triquetra*, wenig), einige *Sphagnum*-Reste, Gramineen-Epidermis, zahlreiche Samen von *Menzanthes trifoliata*, Chifinpanzer von Käfern, zum Schluß stark sandig.

Die Bestimmung der Braunmoose hat Herr Dr. F. KOPPE, Bielefeld, ausgeführt, wofür ich ihm bestens danke.

- 10,22—10,43 m: Bruchwaldtorf: dunkelbraun, stark zersetzt, Birken-, Weiden- und Kiefernholz, einige Samenreste von *Menyanthes trifoliata* u. d. M., Gramineen-Epidermis, wenig stark zersetzte Reste von Sphagnaceen und Braunmoosen, Chitinpanzer von Käfern.
- 10,43—10,58 m: Sandiger Bruchwaldtorf: Grau mit einer schwach bräunlichen Tönung, stark zersetzt, stark sandig, einige kleine Holzstücke von Weide und Birke.

Aus dem Pollenbilde können wir gut erkennen, daß Beginn und Ende der Sedimente in einer kälteren Zeit entstanden sind als ihr mittlerer Teil. Da außerdem die wichtigsten wärmeliebenden Bäume fehlen, dürfen wir annehmen, daß das Moor einem Interstadial seine Entstehung verdankt. Die Zweiteilung der Moorbildung, die für die Interstadiale charakteristisch zu sein scheint, tritt hier ebenfalls auf (SELLE 1953). In der ersten Hälfte bildeten sich Bruchwaldtorfe, während im zweiten Abschnitt Braunmoostorfe zur Ablagerung kamen.

Die starke Durchsetzung des Torfes mit Sand, die hohen NBP-Werte und die verhältnismäßig geringe Baumpollen-Dichte von 130 pro Präparat 18×18 mm am Anfang der Moorentwicklung zeigen, daß keine geschlossene Pflanzendecke vorhanden war und grasreiche Steppen mit Beständen von Weiden, Birken und Kiefern herrschten. In dieses Bild fügen sich die kurze, geschlossene *Salix*-Kurve und die geringen Pollenwerte von *Hippophaë rhamnoides* bei 10,52 m gut ein. Die Florenzusammensetzung hat Parallelen mit dem Ende der jüngeren Dryaszeit, bzw. mit dem Beginn der Birkenzeit des Postglazials.

Mit der stärkeren Ausbreitung der Birke sinken die NBP-Werte, und die Baumpollen-Frequenz steigt auf 350, woraus ersichtlich ist, daß die Wälder geschlossener geworden sind. Die Baumpollendichte sinkt später wieder und bleibt während des Interstadials gering; sie beträgt im sandfreien Bruchwaldtorf 70 und im Braunmoostorf 130. Diese Unterschiede sind sicherlich auf die Torfe zurückzuführen. Im Gegensatz zu den bislang erschlossenen Interstadialen dominiert die Birke im Vechelder Pollendiagramm nur kurz, während die Kiefer mit zweimaliger Unterbrechung führend bleibt (SELLE 1952). Vermutlich beruhen die Kulminationen der Birke bei 10,22—10,24 m und bei 10,05 m auf Klimaschwankungen, da ihr Vorstoß bei 10,22 m mit einem auffallenden Anstieg der NBP und der zweite Birkengipfel mit dem Erlöschen des *Menyanthes trifoliata*-Pollens gekoppelt ist. Die geringe Menge Kiefernholz in den Bruchwaldtorfen zeigt, daß die hohen Procente des Kiefernpollens nicht auf die *Pinus*-Bestockung im Moor zurückzuführen sind, sondern auf ihr Vorkommen auf den benachbarten Böden. Der überwiegende Anteil des Holzes gehört der Birke und Weide an. Es darf dabei allerdings nicht außer acht gelassen werden, daß das angefallene Holz von einer Stoßkernbohrung stammt, die nur einen kleinen Aufschluß gibt, so daß die Verteilung der Hölzer zufällig sein kann.

Bei der Annahme, daß die Kiefernpollen überwiegend aus der Umgebung des Moores stammen, gliedert sich die Kiefernzeit in drei Abschnitte mit hoher Kiefern Beteiligung, die durch die zwei Birkengipfel gebildet werden. Die erste Kiefernzeit beginnt mit den sandfreien Bruchwaldtorfen, während die zweite mit den Braunmoosablagerungen zusammenfällt, so daß auch hier klimatische Bindungen zu bestehen scheinen. Alle vorkommenden Braunmoose der zweiten Kiefernausbreitung gedeihen in der Tundra, bevorzugen Sümpfe und lassen die zunehmende Vernässung des Moores erkennen, die sehr wahrscheinlich klimatisch bedingt war.

Am Schluß der dritten Kiefernzeite steigen infolge der Klimaverschlechterung die NBP-Werte wieder an, und die Sandbeimengungen im Torf zeigen die Auflockerung der Vegetationsdecke an. Die Ericaceen-Werte bleiben zwar gering, aber sie kommen im Pollenbilde der dritten *Pinus*-Ausbreitung gehäuft vor. *Calluna vulgaris* war führend, daneben hatte *Empetrum nigrum* einige Bedeutung. Da die Moorvegetation hauptsächlich aus Braunmoosen bestand, haben die *Sphagnum*-Sporen-Werte nicht den Umfang, den sie in anderen Diagrammen von Interglazialen und Interstadialen haben, besitzen aber bei 10,02 m einen deutlichen Gipfel.

Außer *Salix*, *Betula* und *Pinus* haben *Picea*, *Alnus* und *Corylus* einige Bedeutung. Der Schwerpunkt der Fichtenausbreitung lag in der zweiten und dritten Kiefernzeite und hing sehr wahrscheinlich von klimatischen Verhältnissen ab. Die Einwanderungsgeschwindigkeit ist sicherlich nicht ohne Bedeutung gewesen, darf aber nicht zu hoch eingeschätzt werden, da der Fichtenpollen bereits zum Beginn der Moorbildung auftritt. Sekundäre Pollen können ebenfalls eine Rolle spielen, wie das Vorkommen des Erlenpollens in den sandigen Bruchwaldtorfen gedeutet werden kann. Sie erklären aber nicht die Erlenpollen in den sandfreien Bruchwaldtorfen. Ähnliche Fragen lösen die *Corylus*-Pollens aus. Eine endgültige Klärung dieser Probleme können wir erst erwarten, wenn das Untersuchungsmaterial umfangreicher geworden ist.

Außer den im Pollendiagramm angeführten oder im Text besprochenen NBP konnten folgende Pollen, bzw. Sporen festgestellt werden, die sämtlich mit geringen Prozenten notiert wurden:

- Galium*-Typ: 9,95 m, 9,97 m.
- Rumex* sp.: 9,95 m.
- Chenopodium* sp.: 10,10 m, 10,36 m.
- Armeria* sp.: 10,32 m.
- Polygonum bistorta*-Typ: 10,18 m, 10,20 m.
- Centaurea cyanus*: 10,10 m.
- Lycopodium annotinum*: 10,10 m, 10,36 m.

Auffallend sind die hohen Gramineen-Werte im Gegensatz zu denen der Cyperaceen, die 10% selten überschreiten und außerdem nicht in allen Horizonten vorkommen. Es haben demnach die Sauergräser in den Pflanzengesellschaften des Interstadials nur eine geringe Bedeutung gehabt. Die an die sandfreien Bruchwaldtorfe gebundenen *Filices*-Sporen weisen auf eine farnkrautreiche Moorvegetation. Das Auftreten der *Menyanthes*-Pollens ist scharf begrenzt; sie konnten nur in den Ablagerungen des mittleren Teiles festgestellt werden. Der Fiebertee ist eine nordisch-circumpolare Pflanze mit einem Verbreitungsschwergewicht im feucht-kühlen Klima der nördlichen Gebiete und kommt bis Island vor (OBERDORFER 1949, STARK, FIRBAS & OVERBECK 1932). Beginn und Ende der Ausbreitung von *Menyanthes trifoliata* sind durch ihre hohen Pollenprozentage gekennzeichnet. Die Frage, ob die höheren Werte auf edaphische oder klimatische Ursachen zurückzuführen sind, muß vorläufig ungeklärt bleiben.

Zusammenfassung

Das Pollendiagramm des Vechelder Interstadials zeigt folgende waldgeschichtliche Zeiten:

a. Birkenzeit:

α. Birkenzeit mit grasreichen Steppen, in denen Bestände von Birken, Weiden und Kiefern vorkamen.

β. Birkenzeit mit fast geschlossenen Birken-Kiefern-Wäldern.

b. Kiefernzeit:

Fast geschlossene Kiefern-Birken-Wälder, bzw. Birken-Kiefern-Wälder.

1. 1. Kiefernzeit.

2. 1. Birkenvorstoß.

3. 2. Kiefernzeit.

4. 2. Birkenvorstoß.

5. 3. Kiefernzeit:

α. Kiefernzeit mit fast geschlossenen Kiefern-Birken-Wäldern.

β. Kiefernzeit mit grasreichen Steppen, in denen Kiefern-Birken-Bestände vorkamen.

Das subarktische Klima war atlantisch und besaß eine deutliche Temperaturminderung am Anfang und Ende des Interstadials. In der Birkenzeit waren die Sommer kühler als in der Kiefernzeit, wie aus dem Verhalten der Vegetation hervorgeht.

Die Einordnung des Interstadials bereitet große Schwierigkeiten, da weder die Pollenanalyse, noch die Stratigraphie eine eindeutige Erklärung geben können. Unsere Untersuchungen an nordwestdeutschen Interglazialen haben gezeigt, daß die Deckschichten der letztinterglazialen Hohlformen eine verschiedene Mächtigkeit haben; jedoch werden 9—10 m selten erreicht (WOLDSTEDT, REIN & SELLE 1951). Bedenken wir weiter, daß die Weichsel-Interstadiale sich über den Ablagerungen des letzten Interglazials befinden, so liegt wegen der mächtigen Deckschichten der Schluß nahe, das Vechelder Interstadial in die Saale-Eiszeit zu verlegen. Zu einem gleichen Ergebnis führt die Pollenanalyse, da die Vegetationsentwicklung einige Abweichungen gegenüber Nedden-Averbergen und Örrrel zeigt. Zwingend sind diese Beweise infolge des wenigen Vergleichsmaterials selbstverständlich nicht, so daß die Möglichkeit besteht, daß das Vechelder Interstadial ins Weichsel-Glazial gehört.

Schrifttum

- ÜBERDORFER, E.: Pflanzensoziologische Exkursionsflora für Süddeutschland und die angrenzenden Gebiete. - Stuttgart 1949.
- SELLE, W.: Die Interglaziale der Weichselvereisung. - Eiszeitalter und Gegenwart **2**, S. 112-119, 1952. - - - Gesetzmäßigkeiten im pleistozänen und holozänen Klimablauf. - Abh. naturw. Ver. Bremen **33**, S. 259-290, 1953.
- STARK, P., FIRBAS, F. & OVERBECK, F.: Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Rinersdorf in der Mark Brandenburg. - Abh. naturw. Ver. Bremen **28**, S. 105 bis 130, 1932.
- WOLDSTEDT, P., REIN, U. & SELLE, W.: Untersuchungen an nordwestdeutschen Interglazialen. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 84-96, 1951.

Manusk. eingeg. 12. 1. 1954.

Anshr. d. Verf.: Studienrat W. Selle, Braunschweig-Riddagshausen, Am Kreuzteich 6.

Das Schlernstadium und der Klimaablauf der Späteiszeit im nördlichen Alpenraum

Von Carl Rathjens, München

Zusammenfassung. Auf Grund zahlreicher eigener Beobachtungen und der wichtigsten Literatur wird versucht, ein Bild vom Klimaablauf der Späteiszeit im nördlichen Alpenraum an Hand der geomorphologischen Erscheinungen zu entwerfen. Danach wird der kräftige Kälterückfall der Jüngeren Tundrenzeit in Mitteleuropa durch die Schlernmoränen der Alpen dargestellt, denen im Gegensatz zu den verschiedenen Bühphasen die Bedeutung eines echten Stadiums mit Vorstoßcharakter zuerkannt werden muß. Mit dem Rückzug der Gletscher nach dem Schlernstadium beginnt in den Alpen die Postglazialzeit. Es ist daher nicht richtig, das Schlernstadium mit den folgenden Rückzugslagen zu einer Schlußvereisung im Sinne AMPFERERS zusammenzufassen. Dem Schlernstadium entspricht eine Reihe von morphologischen Erscheinungen innerhalb der Endmoränen und unterhalb der Niederterrassenniveaus der letzten Würmvereisung, die aus den kalklimatischen Bedingungen des spätglazialen Kälterückfalls erklärt werden müssen. Offenbar ist die Jüngere Tundrenzeit nicht nur durch die Pollenanalyse, sondern unter bestimmten Voraussetzungen auch geomorphologisch nachweisbar. Diesen Erscheinungen sollte daher bei künftigen Untersuchungen ein besonderes Augenmerk zugewandt werden.

Summary. With the arguments of many own observations and of the most important literature the attempt is made to give a picture of the evolution of climate of the Late Glacial time in the northern Alps, considering especially the geomorphological phenomena. According to that the violent return of coldness in the Younger Dryas period of Central Europe is represented by the Schlern moraines of the Alps, to which the position of a real substage with glaciers pushing forward must be awarded, in contrast to the diverse Büh phases. The Postglacial time begins in the Alps with the retreat of the glaciers after the Schlern substage. Therefore it is not correct to collect the Schlern substage with the following phases of retreat to one „Schlußvereisung“ in the meaning of AMPFERER. To the Schlern substage there are corresponding some geomorphological phenomena within the moraines and below the fluvioglacial terraces of the last Würm drift. They must be explained from the conditions of cold climate during the return of Late Glacial coldness. Apparently the Younger Dryas time can be proved not only by pollen analysis, but in certain cases also by the geomorphological way. We should pay attention therefore to these phenomena during future researches.

Nicht nur für den Ablauf des gesamten Eiszeitalters, sondern auch für den Rückzug und Zerfall der letzten, würmeiszeitlichen Vergletscherung im Alpenraume schienen A. PENCK und E. BRÜCKNER (A. i. E. 1901—09) zunächst ein gültiges und beständiges Schema geschaffen zu haben. Jedoch zeigte sich bald, daß auch innerhalb der würmeiszeitlichen Endmoränen Platz genug für weitere Forschungen geblieben war und daß die ersten Vorstellungen vom Gletscher-rückzug der Spät- und Nacheiszeit noch eingehender Überprüfungen bedurften. Auch heute herrscht noch nicht völlige Übereinstimmung unter den alpinen Eiszeitforschern; die folgenden Zeilen möchten daher zur Klärung einer wichtigen Frage des Klimaablaufes und der Gletscherstände der Späteiszeit beitragen.

Hinsichtlich des Bühstadiums mußte sich schon A. PENCK (1920) selbst korrigieren. Sowohl die Originalmoränen bei Kirchbichl als auch die Vorstoßnatur nach der Achenschwankung mußten aufgegeben werden. Viele Moränenlagen im Alpenvorlande scheinen besser zu dem Ammerseestadium von C. TROLL (1925; Walchseestadium von F. LEVY) zu passen, dessen Existenz im bayerischen Alpenvorlande allerdings von J. KNAUER (1943) angezweifelt worden ist. Das Krünstadium von F. LEVY (1920) fand wenig Anklang und vermochte sich nicht allgemein durchzusetzen. Es ist daher schon verschiedentlich die Frage

gestellt und diskutiert worden, ob die Bezeichnung Bühl nicht überhaupt aufgegeben werden müsse. Auch R. v. KLEBELSBERG (1949, II, S. 705), auf dessen jüngste zusammenfassende Darstellung ich verweisen darf, neigt heute eher zu einer Ablehnung. Ich komme auf dieses wichtige Problem später noch ausführlicher zurück.

Zwei Umstände haben inzwischen die Fragestellung bereichert, aber auch kompliziert. O. AMPFERER (seit 1925; wichtigste Veröffentlichung 1929) faßte als erster auf Grund seiner Erfahrungen bei seinen ausgedehnten geologischen Kartierungen in Tirol eine Reihe von Endmoränenphasen des würmeiszeitlichen Gletscherrückzuges zu einer eigenen Schlußeiszeit oder Schlußvereisung zusammen, über welche die Forschung bis heute kein endgültiges Urteil hat fällen können. Zahlreiche andere folgten O. AMPFERER'S Ansicht und lieferten weitere Belege (z. B. O. REITHOFER 1931). Andere wieder wandten sich energisch gegen die Auffassung einer selbständigen Schlußeiszeit und suchten alle Erscheinungen in den Ablauf der Rückzugsstadien einzugliedern (z. B. H. BOBEK 1930 in seiner Diskussion mit O. AMPFERER, ferner 1935). Besonders an den als interstadial angesehenen Schottern des Ferwallgebietes entzündete sich nochmals eine Auseinandersetzung zwischen H. BOBEK (1933) und O. REITHOFER (1934), der auf seiner ursprünglichen Auffassung beharrte. Die Frage der Schlußvereisung stand auch weiterhin im Vordergrund des Interesses der alpinen Glazialgeologie und Glazialmorphologie; nicht nur in den Ostalpen, auch in der Schweiz wurde man auf das Problem aufmerksam, wo schon R. STAUB (1938) verwandte Erscheinungen aus dem Engadin und vom Flimser Bergsturz mitteilte und wo zuletzt H. JÄCKLI (1948) Gletscherstadien einer Schlußvereisung aus dem Einzugsbereich des Hinterrheins beschrieb. Allerdings wurden in der Schweiz durch den abweichenden Gebrauch, den P. BECK verschiedentlich vom Begriff der Schlußvereisung machte, die Ansichten etwas verwirrt.

Gewichtige Argumente gegen eine selbständige Schlußvereisung wurden vor allem wiederholt von R. v. KLEBELSBERG vorgebracht. Ihm verdanken wir auch die letzten zusammenfassenden Darstellungen der Frage (R. v. KLEBELSBERG 1942, 1949). Andererseits machte auch R. v. KLEBELSBERG Beobachtungen, die mit denen O. AMPFERER'S in vielen Beziehungen enge Verwandtschaft zeigen. So wurde von ihm, ausgehend von Erfahrungen in den Südtiroler Dolomiten (1927), der Begriff des Schlernstadiums geprägt. Die zugehörigen Gletscherenden dieses Stadiums haben wie das alte Bühlstadium A. PENCK'S eine Schneegrenzdepression von rund 900 m gegenüber der heutigen, liegen jedoch innerhalb des angenommenen bühlzeitlichen Eisstromnetzes. Somit kann auch das Schlernstadium keine einfache Rückzugsphase im Zerfall der würmeiszeitlichen Vergletscherung bedeuten. Es muß vielmehr jünger als Bühl sein und eine selbständige Vorstoßnatur besitzen, wobei die Lokalgletscher nochmals energisch vorzudringen und vielfach die Haupttalsole zu erreichen vermochten, die zerfallenen oder eingesunkenen und bewegungslos gewordenen Haupttalgletscher sich aber nicht mehr neu bildeten. Der Schlernvorstoß war also nur relativ kurz. Soweit stimmten die Ansichten O. AMPFERER'S und R. v. KLEBELSBERG'S weitgehend überein. Differenzen ergaben sich vor allem in der Deutung des Interstadials zwischen der ausklingenden Würmeiszeit und dem Schlernstadium bzw. der Schlußvereisung. Während hier auf der einen Seite gelegentlich sogar von interglazialen Bildungen gesprochen wurde und auch O. AMPFERER (1936) selbst an ein völliges Ausapern des Gebirges glaubte, scheinen die bisherigen pollenanalytischen Untersuchungen in den Ostalpen (z. B. R. v. SARNTHEIN 1936, 1940) R. v. KLEBELSBERG Recht zu geben, daß es sich zwar um eine einschneidende klimatische

und vegetationsgeschichtliche Schwankung gehandelt habe, aber von einem völligen Gletscherrückgang nicht die Rede sein könne.

Der Begriff des Schlernstadiums hat sich in den Ostalpen eingebürgert und wird vielfach angewandt. Eine ausführliche Zusammenstellung der bis dahin bekannten Vorkommen gab R. v. KLEBELSBERG (1942). Es ist hier nicht der Raum, diese Übersicht zu wiederholen und bis zum heutigen Stand zu ergänzen. Das einschlägige glazialgeologische Schrifttum ist schon beinahe unübersehbar geworden. Vor allem in die Kartierungen und Veröffentlichungen der Österreichischen Geologischen Bundesanstalt hat das Schlernstadium Eingang gefunden. Besonders erwähnt sei hier lediglich noch W. HEISSEL (1947), der die Schlern-, Gschnitz- und Daunstände der alten Gletscher um den Hochkönig neuerdings in Anlehnung an O. AMPFERER zu einer Schlußvereisung vereinigt. Diese Auffassung findet sich mehrfach. Die große Endmoräne von Trins im Gschnitztal, nach der A. PENCK das Gschnitzstadium benannte, muß nun endgültig als ein Schlernstand angesehen werden (zuletzt H. PASCHINGER 1952). Dagegen halten sich in Bayern die Aufnahmen des Geologischen Landesamtes (z. B. P. SCHMIDT-THOME 1950) noch an das von A. PENCK aufgestellte, von F. LEYDEN (1920, 1925) und C. TROLL (1925) differenzierte Schema des etappenweisen Eistrückzuges (α = Ammerseestadium, β_1 = Bühlstadium, β_2 = Krünstadium, γ = Gschnitz usw.) nach dem letzten Maximum der Würmvergletscherung.

O. AMPFERER und R. v. KLEBELSBERG haben von vornherein nie etwas grundsätzlich Verschiedenes gemeint. Es ging immer mehr um die Ausdeutung der gleichen glazialmorphologischen Befunde. So dürfte sich heute kaum noch ein Widerspruch dagegen erheben, daß Schlernstadium und Schlußvereisung identisch sind, — falls man nicht das Schlernstadium als den ersten Abschnitt der Schlußvereisung ansieht und in dieser auch die Gschnitz- und Daunstände, also alle noch prähistorischen Gletscherhochstände zusammenfaßt. Man wird heute ferner R. v. KLEBELSBERG beipflichten, daß — bei aller Zuverlässigkeit der Beobachtungen O. AMPFERER's — der Ausdruck Schlußvereisung nicht zum wirklichen Tatbestand paßt und irreführend ist. Unbestritten ist ein kräftiger Gletschervorstoß der Späteiszeit mit einer Schneegrenzdepression von etwa 900 m, den wir als Schlernstadium bezeichnen.

Weit schwieriger ist die Abgrenzung dieses Vorstoßes vom bisherigen Bühl, für das die gleiche Schneegrenzdepression angenommen wird. Eindeutig sind die Verhältnisse nur dort, wo die Gletscher des Schlernstandes erneut in Talräume vorgestoßen sind, die zur Zeit der Rückzugsphase des Bühl noch vom Eisstromnetz eingenommen, dann aber verlassen worden waren. Außerhalb dieses Bereiches, also auch dort, wo während der Würmeiszeit die Lokalvergletscherung vorherrschend war, wird man nur ausnahmsweise und nach stratigraphischen Gesichtspunkten eine klare Unterscheidung zwischen Bühl und Schlern treffen können. Die Bühlmoränen sollen als letzte ein zusammenhängendes Eisstromnetz in den Alpentälern kennzeichnen. Nun sind aber die früher angenommenen Bühlstände der Hauptgletscher immer fraglicher geworden (vgl. R. v. KLEBELSBERG 1942, 1949). Stirn- und Seitenmoränen werden nicht bei einem einfachen Gletscherhalt, sondern nur bei einem Vorstoß aufgebaut; darauf hat u. a. mehrfach H. KINZL (zuletzt 1950) hingewiesen. Auch A. PENCK (A. i. E.) nahm ja für sein ursprüngliches Bühlstadium einen kräftigen Vorstoßcharakter an. Vielleicht war der Kälterückfall des Bühl in Wirklichkeit so geringfügig, daß nicht alle Alpengletscher und viele nur wenig ausgeprägt auf ihn zu reagieren vermochten. Bezeichnenderweise sind auch die Äquivalente des Bühl in anderen Vergletscherungsgebieten der Erde immer höchst unsicher gewesen.

Trotzdem möchte ich denen nicht zustimmen, die auf das Bühl ganz verzichten zu können glauben. Es gibt auch Endmoränen eines verkleinerten Eisstromnetzes im Rückzugswege der Haupttalgletscher, die einer Hebung der würmeiszeitlichen Schneegrenze um etwa 300 m entsprechen: am bayerischen Alpenrande im Loisachtale bei Eschenlohe und Oberau (C. W. KOCKEL, M. RICHTER, H. G. STEINMANN 1931), am Walchensee (J. NIEDERMAYER 1936), im Isartal zwischen Lenggries und Fall (P. SCHMIDT-THOME 1950) und an vielen anderen Stellen (vgl. auch schon F. LEYDEN 1925). Jedoch möchte ich im Sinne einer klaren Nomenklatur vorschlagen, nur von einer Bühlphase im Gletscherrückgang oder von Bühl-Grenzlagen der Gletscher zu sprechen, bis eine Klärung des Spätglazials über den ganzen Alpenraum hinweg erfolgt ist. Stadien müssen durch nachweisbare Interstadiale voneinander zu trennen sein. Das gilt für die Würmstadien offenbar ebenso wie für das Schlernstadium, wie wir sahen, nicht jedoch für Bühl.

Diese Ergebnisse der Glazialmorphologie erhalten nun auch von anderer Seite eine beachtenswerte Bestätigung. Im nordeuropäischen Vergletscherungsgebiet kennt man seit langem eine frühe Wärmezeit und einen Kälterückfall in der Klimaentwicklung des Spätglazials, die man als Allerödschwankung bezeichnet hat. Die wärmere Allerödzeit und die kältere Jüngere Tundrenzeit (Jüngere Dryaszeit) sind durch pollenanalytische Untersuchungen für den mitteleuropäischen Bereich nachgewiesen (vgl. F. FIRBAS 1949, H. GAMS 1950). Soweit ich sehe, hat erstmals H. GAMS (1938) darauf hingewiesen, daß der Kälterückfall der nordischen Jüngeren Tundrenzeit und die Schlußvereisung O. AMPFERER's in den Alpen einander entsprechen. Ebenso stellten dann die Allerödbildungen das Interstadial zwischen dem Eiszerfall der ausklingenden Würmeiszeit und dem Gletschervorstoß des Schlernstadiums dar. Diese Gleichsetzung hat durch die weitere Forschung seitdem immer mehr an Wahrscheinlichkeit gewonnen. Wir dürfen ferner mit großer Sicherheit damit rechnen, daß das Schlernstadium der Alpen und die pollenanalytisch nachgewiesene Jüngere Tundrenzeit im nördlichen Mitteleuropa ihr Äquivalent im nordeuropäischen Vereisungsbereich in den großen fennoskandischen Endmoränen besitzen. Wenn wir, wie es heute allgemein geschieht, das Postglazial mit dem Rückzug des Eises vom zweiten Salpausselkä (um 8150 v. Chr.) beginnen lassen, dann ergibt sich, daß Jüngere Tundrenzeit und Schlernstadium noch eindeutig in das Spätglazial hineingehören. Wenn unsere Gleichsetzung richtig ist, haben wir damit auch im Alpenraum einen sicheren Anhalt für die Trennung von Späteiszeit und Nacheiszeit. Mit dem Rückgang und Zerfall der Schlerngletscher werden wir in Zukunft die Nacheiszeit beginnen lassen. Diese Gliederung ist nicht nur von theoretischer Bedeutung, sondern ist für die weitere glazialmorphologische Forschung von einiger Wichtigkeit. Der letzte Kälterückfall der Späteiszeit hat sich nämlich nicht nur im Schlernvorstoß der Alpengletscher ausgewirkt, sondern er hat weit darüber hinaus morphologische Wirkungen gehabt, die wir nun der Jüngeren Tundrenzeit zuordnen können. Zugleich wird uns hier ein neues Argument geboten, das uns den Begriff der Schlußvereisung ablehnen läßt. Das Schlernstadium gehört in den letzten Abschnitt der Späteiszeit. Die landschaftsgestaltenden Wirkungen des letzten großen Kälterückfalls lassen sich noch denen der Würmeiszeit an die Seite stellen. Die folgenden Gletschervorstöße des Gschnitz und Daun hingegen, mit dem Schlernstadium mehrfach zur Schlußvereisung zusammengefaßt, gehören in die Nacheiszeit hinein. Die auslösenden klimatischen Schwankungen waren anscheinend weitaus geringer und ihre Auswirkungen im morphologi-

schen Sektor jedenfalls auf die unmittelbaren Gletschervorstöße selbst beschränkt. Von ihnen soll und kann an dieser Stelle nicht weiter die Rede sein.

In der Glazialmorphologie hat sich längst die Erforschung der periglazialen Erscheinungen einen gleichberechtigten Platz errungen. Seitdem wir wissen, daß dem Schlernstadium in den Alpen ein allgemeiner Kälterückfall des Spätglazials in Mitteleuropa entspricht, haben wir daher auch dem periglazialen Bereiche unsere besondere Aufmerksamkeit zuzuwenden. Es ist natürlich von Fall zu Fall schwer und mag oft nahezu unmöglich erscheinen, für die periglazialen Erscheinungen des Alpenraumes den Nachweis zu führen, daß sie in die Jüngere Tundrenzeit gehören und dem Schlernvorstoß der Alpengletscher entsprechen. Häufig wird uns die Lage zu den Jungendmoränen zunächst nur sagen, daß die fraglichen Erscheinungen jünger als das letzte Würmmaximum (W II) sein müssen. Dabei können uns aber die folgenden Überlegungen weiterhelfen. Es wurde vielfach festgestellt und ist längst unbestritten anerkannt, daß die Gletscherentwicklung hinter dem Klimaverlauf der einzelnen Kaltzeiten des Eiszeitalters stark nachgehinkt hat (vgl. M. SCHWARZBACH 1940, J. BÜDEL 1950 u. a.). Das gilt nicht nur für den Beginn und den Höhepunkt, sondern erst recht für das Abklingen und den Ausgang jeder Vereisung. Im bayerischen Alpenvorlande habe ich erst kürzlich (C. RATHJENS 1951) an der Grenze zwischen dem ehemaligen Lech- und Ammerseegletscher gezeigt, daß die großen Vorlandgletscher am Ende der Würm-Vereisung individuell verschieden, aber zunächst mit großer Beharrungskraft noch in der Nähe der Endmoränenwälle der Maximalphase liegenblieben, dann aber vom raschen Eiszerfall betroffen wurden, wie ihn C. TROLL (1937) im Loisachgebiet verfolgt hat. Es ist bezeichnend, daß es bisher niemals ganz eindeutig gelungen ist, Rückzugsphasen der ausklingenden Würmeiszeit und des Spätglazials im Alpenvorlande über größere Räume hinweg zu verfolgen und in Konnex zu bringen. Auf meine oben gemachten Ausführungen über die schwankend gewordene Bedeutung des Bühl darf ich hier nochmals verweisen. Damit ergibt sich eine starke Annäherung des späteiszeitlichen Klimaablaufes in den Nordalpen an die Kurve, die F. KLUTE (1951, S. 280) jüngst für die wirklichen Julitemperaturen von Erfurt seit dem letzten Würmmaximum gegeben hat.

Es scheint danach, als ob erst die Allerödzeit eine derartige starke Klima-verbesserung brachte, daß sich die Alpengletscher bis in die innersten Talwinkel zurückzogen. Nach H. GAMS, F. FIRBAS u. a. lag die obere Waldgrenze während der Allerödschwankung nur 300—400 m, während der Jüngeren Tundrenzeit aber wieder 800—1000 m unter der heutigen. Wir dürfen eine entsprechende Depression der Schneegrenze und trotz der Verzögerung auch annähernd entsprechende Gletscherstände annehmen. Wenn wir die Kürze der Jüngeren Tundrenzeit und das Verzögerungsmoment der Gletscherentwicklung in Rechnung setzen, wird das Ausmaß der Schlernvorstöße der Alpengletscher ohne Weiteres verständlich. Nach der Jüngeren Tundrenzeit folgt dann der rasche, doch immer phasenhafte und von Rückfällen unterbrochene Temperaturanstieg zum postglazialen Wärmeoptimum.

Es kann danach kaum noch Zweifel geben, daß dem letzten Kälterückfall des Spätglazials eine Reihe von periglazialen Erscheinungen des Alpenraumes zugeordnet werden müssen, die zwar jünger als die würmeiszeitlichen Moränen- und Schotterbildungen sind, aber ihrer Lage nach trotzdem als Vorzeitformen anzusehen sind. Zu der gleichen Ansicht gelangten übrigens H. POSER & J. HÖVERMANN (1951) für den Harz. Ich habe schon einmal die Vermutung ausgesprochen, daß hier auch die Buckelwiesen aufgeführt werden müssen, die in den Nördlichen Kalkalpen und am Alpenrande eine weitverbreitete Erscheinung

darstellen. Die letzte Bearbeitung der Buckelwiesen bei Mittenwald durch J. L. LUTZ (1947) spricht sich dahin aus, daß es sich dabei um fossile frostgeformte Bodenbildungen des Spätglazials handle, zieht aber auch die Föhn natur der Quertäler mit in Betracht, wo ja im Spätglazial der Föhn als abeisiger Wind mindestens die gleiche Bedeutung besessen haben muß wie heute. Eine allgemeine Klärung dieser Frage wird allerdings wohl erst zu erzielen sein, wenn eine umfassende regionale Kartierung und Untersuchung der Buckelwiesen und verwandter Erscheinungen in einem größeren Alpengebiet vorliegt.

Aber die geomorphologischen Wirkungen der Jüngerer Tundrenzeit erstrecken sich noch weiter in das Vorland hinaus. Vor kurzem erst habe ich (C. RATHJENS 1952) auf asymmetrische Talformen in den Rändern der Niederterrassen hingewiesen, die als periglaziale Korrosionstäler entstanden, als das Eis des Isarvorlandgletschers bereits annähernd bis an den Alpenrand zurückgewichen war. Nachdem ich auf den gesamten Formenkreis einmal aufmerksam geworden war, hat sich mir immer mehr der Eindruck aufgedrängt, daß viele Vorgänge des Alpenvorlandes speziell der Jüngerer Tundrenzeit zugeschrieben werden müssen, die man bisher allgemein in das Spätglazial oder die ausklingende Würmeiszeit eingestuft hat. Ich kann an dieser Stelle nur die wichtigsten Erscheinungen streifen, genauere Hinweise und Belege, die zum Teil auch noch weiterer vergleichender Untersuchungen bedürfen, müssen einer späteren Veröffentlichung vorbehalten bleiben.

Nach dem Verschwinden der Alpengletscher aus dem Vorlande füllten sich ihre Stamm- und Zungenbecken zunächst mit Schmelzwasser. Diese Seen waren zuerst Eisstauseen zwischen dem schwindenden Eise und den Endmoränen oder anderen Geländeauftragungen. Als allgemeines Phänomen des Alpenvorlandes und des Alpenrandes kamen die Seen dann aber zu einer weiten Ausdehnung und reichten vielfach fjordartig in die Gebirgstäler hinein, wobei auch die bisher angenommenen Bühlstände der spätglazialen Alpengletscher keine Begrenzung darstellten; die Seen bestanden also sichtlich noch nach der Bühphase und weit in das Spätglazial hinein. Trotzdem setzen die Torfschichten auf den Seetonablagerungen im Rosenheimer See bei Kolbermoor nochmals mit einer waldlosen Zeit ein (F. FIRBAS 1949, I, S. 79, Abb. 50). Dafür ist meines Erachtens die alleinige Deutung möglich, daß der See bis in die Allerödzeit bestanden hat und mit Beginn der Jüngerer Tundrenzeit zum Auslaufen gebracht worden ist. Das Gleiche gilt offenbar für den spätglazialen See im Becken des Salzachgletschers, dessen Seetonflächen während des Kälterückfalls der Jüngerer Tundrenzeit trockenfielen und im Bereich der Ziegelei Fridolfing schöne Frostbodenercheinungen zeigen. Ein Vergleich mit dem frostgestörten Alleröd der Niederlande (vgl. F. FLORSCHÜTZ 1939) drängt sich hier unwillkürlich auf. Sowohl am Inn wie an der Salzach sind in die Seetonflächen des Spätglazials nochmals breite Schotterterrassen eingetieft (für den Rosenheimer See vgl. C. TROLL 1924), die ich als Äquivalent der Jüngerer Tundrenzeit ansehe. Eine eindeutige Verknüpfung dieser Aufschotterungen mit Endmoränen des Schlernstadiums ist allerdings noch nicht gelungen. Weitere Untersuchungen werden in der eingezeichneten Richtung fortschreiten müssen.

Ganz allgemein bin ich der Ansicht, daß sich weitere Gesetzmäßigkeiten im klimatischen und morphologischen Ablauf der jüngsten erdgeschichtlichen Vergangenheit seit dem letzten Würmmaximum (W II) werden feststellen lassen. Es ist anzustreben und wird gelingen, einen spezifischen klima-morphologischen Formenschatz des Spätglazials und insbesondere der Jüngerer Tundrenzeit herauszuschälen, wie das etwa

vor allem J. BÜDEL für die Würmeiszeit getan hat, und diesen Formenschatz sowohl gegen den des Würm wie auch gegen den der erdgeschichtlichen und morphologischen Gegenwart abzugrenzen. Diesem Ziele möchte auch der vorliegende Beitrag dienen.

Literaturhinweise:

- O. AMFFERER: Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpases. - Jb. geol. B.A. **79**, Wien 1929. — Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung unvergletschert? - Sitz.Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. I, **145**, 1936.
- H. BOBEK: Schlußeiszeit oder Rückzugsstadien? - Pet. Mitt. **76**, 1930. — Die Deutung der Schottervorkommen im Ferwall- und Schönferwalltal. - Verh. geol. B.A. Wien 1933. — Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. - Jb. geol. B.A. **85**, Wien 1935.
- J. BÜDEL: Die Klimaphasen der Würmeiszeit. - Die Naturwiss. **37**, 1950.
- F. FIRBAS: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd. I, Jena 1949.
- F. FLORSCHÜTZ: Spätglaziale Torf- und Flugsandbildungen in den Niederlanden als Folge eines dauernden Frostbodens. - Abh. naturw. Ver. Bremen **31**, 1939.
- H. GAMS: Die bisherigen Ergebnisse der Mikrostratigraphie für die Gliederung der letzten Eiszeit und des Jungpaläolithikums in Mittel- und Nordeuropa. - Quartär **1**, Berlin 1938. — Die Allerödschwankung im Spätglazial. - Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol. **1**, 1950.
- W. HEISSEL: Alte Gletscherstände im Hochkönig-Gebiet. - Jb. geol. B.A. **92**, Wien 1949.
- H. JÄCKLI: Vergletscherungsprobleme im Schams und Rheinwald. - Jber. naturf. Ges. Graubünden **81**, Chur 1948.
- H. KINZL: Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher - Veröff. Mus. Ferdinandeum **26/29** (Klebelsberg-Festschrift), Innsbruck 1950.
- R. v. KLEBELSBERG: Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomiten. - Z. deutsch. geol. Ges. **79**, 1927. — Von der alpinen „Schlußvereisung“. - Z. f. Gletscherk. **28**, 1942. — Das Schlern-Stadium der Alpengletscher. - Ebendort **28**, 1942. — Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien 1949.
- F. KLUTE: Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. - Erdkunde **5**, 1951.
- J. KNAUER: Über das Bühlstadium bzw. Ammersee- und Stephanskirchner Stadium im Inn- und Isargletscher-Gebiet Südbayerns. - Jb. Reichsanst. f. Bodenforschg. **63**, Berlin 1943.
- C. W. KOCKEL, M. RICHTER & H. G. STEINMANN: Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. - Wiss. Veröff. D. u. Ö. Alpenverein **10**, Innsbruck 1931.
- F. LEVY: Diluviale Talgeschichte des Werdenfeler Landes und seiner Nachbargebiete. - Ostalpine Formenstudien **1**, 1, 1920.
- F. LEYDEN: Gliederung des altbayerischen Spätglazials. - Geol. Rundschau **16**, 1925.
- J. L. LUTZ & H. PAUL: Die Buckelwiesen bei Mittenwald. - Ber. bayr. bot. Ges. **27**, 1947.
- J. NIEDERMAYER: Geologie der bayerischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee. - Neues Jhrb. Min. etc., Beil.-Bd. **76 B**, 1936.
- H. PASCHINGER: Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales. - Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol. **2**, 1952.
- A. PENCK: Die Höttinger Breccie und die Inntalterrasse nördlich Innsbruck. - Abh. Akad. Wiss. Berlin 1920.
- H. POSER & J. HÖVERMANN: Untersuchungen zur pleistozänen Harz-Vergletscherung. - Abh. braunschweig. Wiss. Ges. **3**, 1951.
- C. RATHJENS: Über die Zweiteilung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorlande. - Pet. Mitt. **95**, 1951. — Asymmetrische Täler in den Niederterrassen des nördlichen Alpenvorlandes. - Geologica Bavarica **14**, München 1952.
- O. REITHOFER: Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal. - Jb. geol. B.A. **81**, Wien 1931. — Über die Schottervorkommen im Ferwall- und Schönferwalltal. - Verh. geol. B.A., Wien 1934.
- R. v. SARNTHEIN: Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer walddgeschichtlichen Bedeutung. - Beih. botan. Zentralbl. I **55**, 1936; II **60** Abt. B, 1940.
- P. SCHMIDT-THOME: Geologie des Isargebietes im Bereich des Ribbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubbeckens. - Geologica Bavarica **4**, München 1950.

- M. SCHWARZBACH: Das diluviale Klima während des Höchststandes einer Vereisung. - Z. deutsch. geol. Ges. **92**, 1940.
- R. STAUB: Zur Frage einer Schlußvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav. - *Eclog. Geol. Helv.* **31**, 1938. — Altes und Neues vom Flimser Bergsturz. - *Verh. schweiz. naturf. Ges. Chur* 1938.
- C. TROLL: Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. - *Forsch. z. dt. Landes- u. Volkskunde* **23**, 1, Stuttgart 1924. — Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. - *Mitt. geogr. Ges. München* **18**, 1925. — Die jung-eiszeitlichen Ablagerungen des Loisach-Vorlandes in Oberbayern. - *Geol. Rundschau* **28**, 1937.

Ms. eingeg. 15. 1. 1953.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Carl Rathjens, München 13, Adelheidstraße 10/II.

Das Alleröd-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Amerika

Von Hugo Gross, Bamberg. Mit 1 Abb.

Zusammenfassung. Die synchronen spätglazialen Alleröd-Bildungen (ca. 10000—8800 v. Chr.) Europas sowie das zufolge der Radiokarbon-Datierung gleichzeitige Two Creeks Forest bed in Nord-Amerika beweisen als wichtiger stratigraphischer und chronologischer Leithorizont die Gleichzeitigkeit des Spätglazials und damit auch der letzten Vereisung in den genannten Gebieten, insbesondere in Europa die Gleichzeitigkeit von Mittelschwedischem und Salpausselkä-Stadium mit der Jüngeren Dryaszeit im Norden und der Schlußvereisung der Alpen sowie mit dem Mankato-Stadium der Wisconsin-Vereisung in Nord-Amerika. Mit dem Ende der Schlußvereisung endete um ca. 8100 v. Chr. die Späteiszeit und begann zufolge der Klima- und Vegetationsentwicklung das Postglazial. Das Spätglazial begann nach dem Aufhören der weiträumigen Lößablagerung am Schluß des hochglazialen Pommerschen Stadiums (= Zürich-Singen-Ölkofen-Stadium im Alpenraum und = Cary-Stadium in Nord-Amerika) mit dem Daniglazial, in dem die ersten fossilführenden Sedimente (Großteil des sogen. Masurischen Interstadials) in einer baumlosen Tundrenzzeit gebildet wurden. Der zweite spätglaziale Abschnitt, das Gotiglazial, begann mit dem Langeland-Vorstoß (= Ammersee-Stadium im Voralpenraum) im Schlußabschnitt der baumlosen Tundrenzzeit, der durch den kurzen Baumbirken-Vorstoß des Bölling-Interstadials in Dänemark, Holland und West-Deutschland (in SW-Norwegen höchst wahrscheinlich = Bröndmyr-Interstadial) unterbrochen wurde; der wärmste Abschnitt des Gotiglazials war die Alleröd-Waldzeit. In W- und Mittel-Europa reichte das späte Magdalénien (VIa und b) meist bis an den Schluß der Allerödzeit, stellenweise (Holstein) bis ins früheste Postglazial; im Osten herrschte im ganzen Spätglazial das späte Gravettien.

Summary. The late-glacial Alleröd layers (c. 10000—8800 B.C.) mainly found in the central and northwestern parts of Europe are synchronous according to stratigraphy, pollen-analysis, geochronology, and radiocarbon-dating and correspond to the North American Two Creeks Forest bed according to radiocarbon-dating. This important stratigraphical and chronological clue-horizon proves the synchronism of the Late-Glacial period and, therefore, of the Last Glaciation in the above regions, particularly in Europe confirming the correlation of the Central Swedish and Salpausselkä phases with the northern Younger Dryas period, the Final Glaciation of the Alps, and the Mankato stage of the Wisconsin Glaciation in North America. The close of the Final Glaciation (c. 8100 B.C.) terminated the Late-Glacial period and consequently the Last Glaciation and initiated the Postglacial according to the development of climate and vegetation. The Late-Glacial set in when the wide-spread deposition of loess came to an end by the close of the pleniglacial Pomeranian phase (considered as the equivalent of the Zürich-Singen-Ölkofen phase of the Alpine succession and probably of the Cary phase of the Wisconsin Glaciation). The first late-glacial epoch was the Daniglacial, which produced the first fossiliferous sediments (the main part of the so-called Masurian Interstadial) during a treeless tundra phase. The following Gotiglacial was opened by the Langeland advance (probably equivalent of the Alpine Ammersee stage) during the final treeless tundra phase interrupted by a short birch-trees advance marking the Bölling Interstadial of Denmark, Holland, and Western Germany (in south-west Norway probably equivalent of the Bröndmyr-Interstadial); the most genial phase of the Gotiglacial was the Alleröd forest-period. In western and central Europe the Late Magdalénien (VIa and b) mostly continued till the close of the Alleröd period, in Holstein up to the earliest Postglacial; in eastern Europe the late-glacial Paleolithic was represented by the Late Gravettian.

Die auf Grund geomorphologischer, paläontologischer und stratigraphischer Befunde versuchte Parallelisierung letzteiszeitlicher Bildungen und Phasen in einem sehr weiten Raum ist hinsichtlich ihrer zeitlichen Gleichsetzung naturgemäß mit einem Unsicherheitsfaktor belastet. Die Zuverlässigkeit der Synchronisierung wird aber ganz wesentlich erhöht, wenn es gelingt, einen oder mehrere stratigraphische und zeitliche Leithorizonte zu finden, die durch Warven-Zählung

oder durch C^{14} -Bestimmung im absoluten Zeitmaß zuverlässig datiert worden sind. Dabei ist in Europa am besten vom Weichsel-Vereisungsbereich und seinem Periglazial auszugehen, weil hier im ehemals vereisten Gebiet spätquartäre Entwicklungsphasen geochronologisch datiert worden sind und hier wie im Periglazial ein besonders wichtiger stratigraphischer und zeitlicher Leithorizont zuerst gefunden worden ist, das Alleröd-Interstadial. Weiter im Süden ermöglicht die pollenanalytische Untersuchung der ältesten Süßwasserbildungen, der Höhlensedimente und der Löß-Stratigraphie mit ihren Fossilresten und z. T. auch mit ihren jungpaläolithischen Industrien eine Konnektierung mit der letzten alpinen Vereisung (Würm). Auf die große Bedeutung des Alleröd-Interstadials für weltweite Konnektierungen hat bereits R. F. FLINT (1953) auf dem 4. Inqua-Kongreß in Pisa 1953 hingewiesen.

A. Gebiet der Weichsel-Vereisung

1. Leithorizont Alleröd-Interstadial

Die in der Schichtenfolge spätglazialer Sedimente in der Regel leicht erkennbaren, überwiegend oder ganz organogenen Bildungen der Alleröd-Wärmeschwankung (Pollendiagramm-Zone II nach F. FIRBAS¹⁾) sind im Verlauf der während der letzten 25 Jahre in zahlreichen Ländern Europas intensiv betriebenen pollenanalytischen Späteiszeitforschungen an vielen Orten von Irland und Frankreich bis West-Rußland und bis Rumänien und von SW-Norwegen und Mittel-Schweden bis in die Alpen hinein und bis Ungarn (Abb. 1) nachgewiesen worden²⁾. Daß es sich wirklich um Interstadialbildungen (eines mindestens gemäßigt „subarktischen“ bis temperierten Klimas) handelt, folgt (außer in größeren Höhen und im Norden des Verbreitungsgebiets) aus dem Schichtenwechsel (organogene Schichten der Diagrammzone II zwischen fast stets überwiegend oder doch etwas minerogenen Sedimenten der Jüngeren Dryaszeit, Zone III, und der Älteren Dryaszeit, Zone I), und stets aus der Fossilführung, insbesondere aus den Pollendiagrammen mit der von F. FIRBAS (1934) eingeführten NBP-Berücksichtigung.

Aus solchen Pollendiagrammen, die allein eine Zonierung des Spätglazials ermöglichen, folgt, daß diese Alleröd-Interstadialbildungen entgegen vereinzelt geäußelter anderer Meinung zweifellos synchron sind. Das konnte auch durch die Entdeckung einer vulkanischen Bimstuffschicht, die aus dem Laacher Vulkangebiet stammt (J. FRECHEN 1952), mitten in einer Gyttja bewiesen werden, die nach dem pollenanalytischen und stratigraphischen Befund datiert wurde, in 8 lakustrischen Mooren in Deutschland (Lutteranger 0 von Göttingen, Wallensen zwischen Göttingen und Hannover, ehemaliger Gaterslebener See bei Aschersleben, Frank-

¹⁾ W. SZAFAER (1952) rechnet zum Alleröd-Interstadial in Polen auch die ältere Dryaszeit, weil schon in dieser Südpolen bewaldet war; das Alleröd-Interstadial der übrigen Pollenanalytiker ist das Klima-Optimum seines Alleröd-Interstadials s. 1. In diesem Klima-Optimum lag aber in Polen die polare Waldgrenze nicht ungefähr in der Linie Posen-Lodz-Brest-Litowsk, wie W. SZAFAER angibt, sondern etwa in Schonen. — Das Alleröd-Interstadial ist nicht das ganze Gotiglazial, wie bisweilen auch in neuesten quartärgeologischen Arbeiten behauptet wird, sondern der mindestens 1000-jährige wärmste Teil des nach G. DE GEER (1940) rund 5400 Jahre langen Gotiglazials.

²⁾ Nach den Karten von P. WOLDSTEDT (1954), H. GAMS (1950), H. GROSS (1943), K. JESSEN (1949, Fig. 5), G. F. MITCHELL (1951, Fig. 1), J. DONNER (1951, Fig. 37), T. VAN DER HAMMEN (1951, Fig. 1), W. SZAFAER (1952, Fig. 3), M. WELTEN (1952, Abb. 1) und ergänzt durch neuere Literaturangaben sowie für England und Schottland durch briefl. Angaben, für die ich Herrn Prof. Dr. H. GODWIN sehr zu Dank verpflichtet bin. In Dänemark, wo mindestens 50 Fundstellen bekannt sind, wurden nur die pollenanalytisch untersuchten eingezeichnet. Im Lan-Tal (Ostpolen), wo W. SZAFAER nur 1 Fundpunkt angibt, sind 7 weitere nach den unzulänglichen Pollendiagrammen nicht völlig sicher, aber wahrscheinlich.

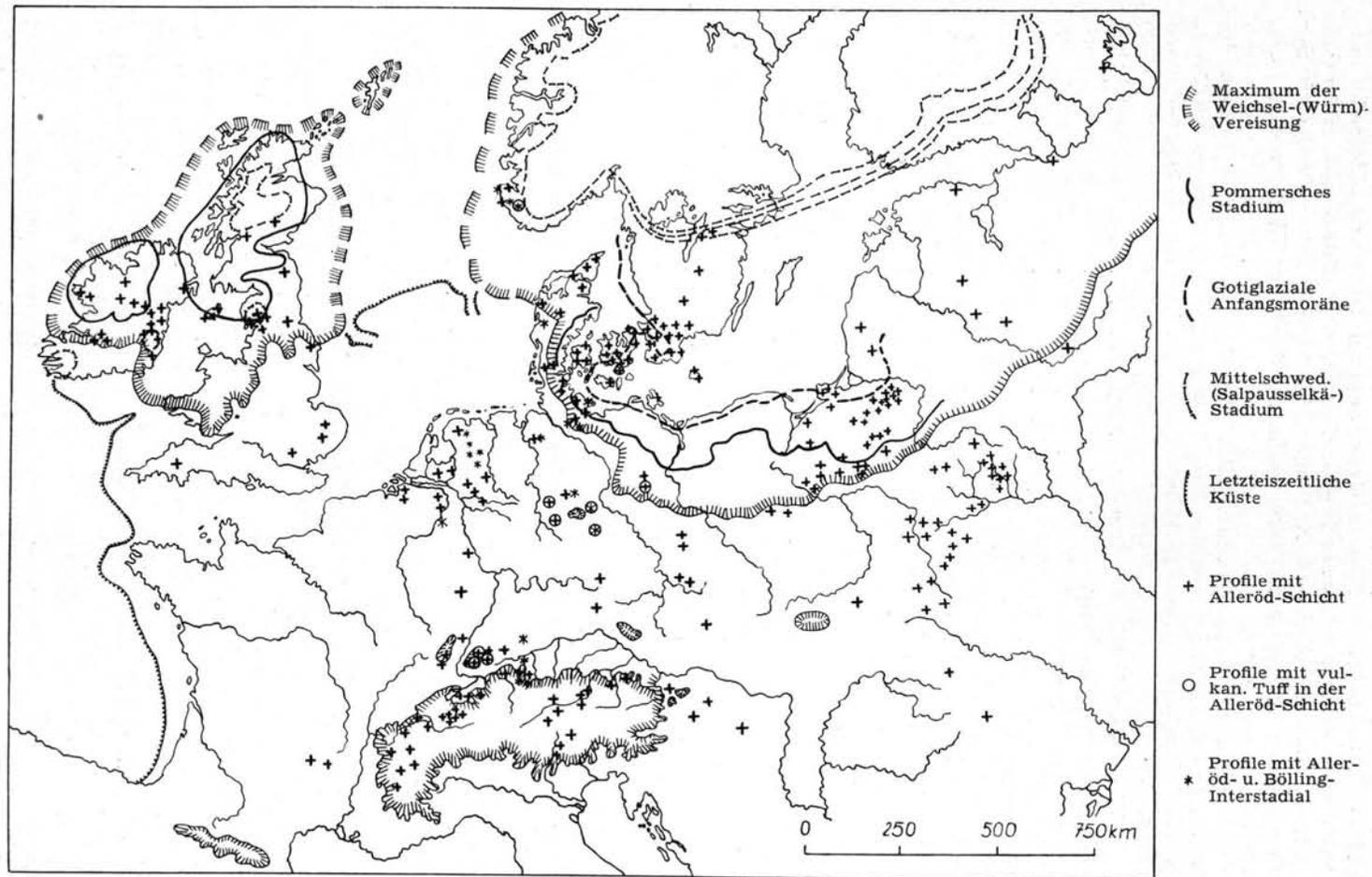


Abb. 1. Verbreitung der spätglazialen Interstadialvorkommen in Europa.

leben im Geiseltal bei Halle, Moor im Grunewald bei Berlin und 3 Moore im südlichen Schwarzwald (K. STEINBERG 1944, G. LANG 1952, F. FIRBAS 1953, H. MÜLLER 1953). Die vulkanische Asche, die K. FAEGRI (1939/40, S. 103, 104) ebenfalls in der allerödzeitlichen Schicht eines lakustrischen Moores in SW-Norwegen fand, stammt sicher aus Island.

Ferner hat auch die Radiokarbon-Datierung (H. GROSS 1952) von Proben, die Aufschlüssen entnommen waren, den Beweis für die Gleichzeitigkeit der Alleröd-Bildungen erbracht (F. JOHNSON 1951). In Chikago wurden folgende Zeitstellungen ermittelt:

Nr. 337 Wallensen: Gytija auf Bimstufschicht	9094 v. Chr. \pm 500
Nr. 444 Neasham (England): Gytija	8901 v. Chr. \pm 630
Nr. 341 Hawks Tor (England): Torf ³⁾	7911 v. Chr. \pm 500
Nr. 355 Knockracran (Irland): Gytija	9360 v. Chr. \pm 720
Der Durchschnitt ist 8817 v. Chr.	

1953 wurden im Kopenhagener Radiokarbon-Laboratorium (E. C. ANDERSON, Hilde LEVI & H. TAUBER 1953, Johs. IVERSEN 1953) 10 Alleröd-Proben aus je 1 pollenanalytisch untersuchten Aufschluß zweier dänischer Moore sowie aus Wallensen die zweite Hälfte der Probe 337 von Chikago datiert (je 1 Bestimmung, wenn nichts anderes gesagt):

a. Ruds Vedby-Serie (Seeland):

Ende der Alleröd-Zeit (Zonengrenze II/III) im Mittel von	
5 Bestimmungen	8880 v. Chr. \pm 200
Ende des Alleröd-Optimums	8980 v. Chr. \pm 380
Ende des Alleröd-Optimums (etwas ältere Probe) Mittel	
von 2 Bestimmungen	9040 v. Chr. \pm 240
Probe etwas über der Mitte der Alleröd-Schicht	9850 v. Chr. \pm 410
Probe etwas unter der Mitte der Alleröd-Schicht	
(Mittel von 2 Bestimmungen)	9930 v. Chr. \pm 340
Leider ist keine Probe aus der untersten Schicht datiert worden.	

b. Bölling-Serie (Jütland):

Ende der Alleröd-Zeit (Mittel von 2 Bestimmungen)	8820 v. Chr. \pm 300
ältere Alleröd-Probe (Mittel von 2 Bestimmungen)	9730 v. Chr. \pm 360
c. Wallensen	9210 v. Chr. \pm 320

Die Zahlenreihen von Chikago und Kopenhagen beweisen, daß einwandfreie Moorproben (aus Aufschlüssen) mit Hilfe der C¹⁴-Bestimmung zuverlässig datiert werden können, daß die Alleröd-Wärmeschwankung mindestens 1000 Jahre dauerte und um 8800 v. Chr. endete.

Das Alleröd-Interstadial stellt also für einen großen Teil Europas einen ausgezeichneten stratigraphischen und chronologischen Leithorizont dar, worauf von Quartärgeologen bereits mehrfach hingewiesen worden ist (z. B. von Johs. IVERSEN 1947, H. GAMS 1950, 1952). Es wäre sehr zu begrüßen, wenn auch von südlichen Fundstellen (etwa Tatzmannsdorf in Österreich) Alleröd-Proben wie die oben erwähnten dänischen mit der Radiokarbon-Methode datiert werden würden.

Die petrographische Beschaffenheit der Alleröd-Bildungen kann auch im gleichen Profil recht verschieden sein: Torf, Gytija, Seekreide (Johs. IVERSEN 1947). Am deutlichsten treten die Alleröd-Bildungen zwischen Tonschichten hervor. Das ist in lakustrischen Mooren in Gebieten mit lehmigem Boden der Fall; zum mindesten sind sie sonst weniger tonig oder sandig als die Schichten der Pollen-

³⁾ Etwas zu jung, der Torf kann nach dem Pollendiagramm zur Zone III gehören (Johs. IVERSEN 1953, S. 11).

zonen I und III. In Holland sind auch im Decksand dünne Alleröd-Torfschichten (T. VAN DER HAMMEN 1951, S. 176) und allerödzeitliche Kiefernholzkohleschichten zwischen dünnen Tonschichten gefunden worden (T. VAN DER HAMMEN & G. C. MAARLEVELD 1952, S. 5), in Deutschland Alleröd-Torfschichten auch in Flußtälern auf Mineralboden und bedeckt von 2—3 m mächtigen Sand- und Kiesschichten (H. GROSS 1937, U. STEUSLOFF 1951). In einem einzigen Fall (bei Glasgow) begann die Bildung allerödzeitlicher Schichten mit mariner Sedimentation (F. W. ANDERSON & J. B. SIMPSON im Addendum zu G. F. MITCHELL 1952, S. 286). Die allerödzeitlichen weißen vulkanischen Bimstoffe, die in Andernach eine Station des späten Magdalénien begraben haben, und der Trass des Brohl-Tals haben in der Eifel Reste der Alleröd-Vegetation auf Mineralboden konserviert, die für dieses Gebiet ein temperiertes Klima beweist (F. FIRBAS 1952, S. 70).

2. Zeitstellung der Jüngeren Dryaszeit

Die auf die Alleröd-Wärmeschwankung folgende kalte Jüngere Dryaszeit (Pollenzone III) ist von den Quartärgeologen schon lange vermutungsweise zeitlich dem spätgotiglazialen Mittelschwedischen Stadium gleichgesetzt worden; die Richtigkeit dieser Vermutung hat J. DONNER (1951) in Finnland durch pollenanalytische Mooruntersuchungen im Salpausselkä-Gebiet bewiesen. Am Schluß der Jüngeren Dryaszeit rückte das Inlandeis bekanntlich rasch von den mittelschwedischen Endmoränen und in Finnland vom Salpausselkä II (E. ANTEVS 1953, S. 200) ab, nach G. DE GEER (1940) 1073 Jahre (= Finiglazial) vor seinem Null-Jahr 6840 (abgerundet 6800) v. Chr., also um 7913 (7873) v. Chr., als das zurückweichende Inlandeis an der Nordspitze des Berges Billingen einen Abfluß für den Baltischen Eissees freigab, wonach im Jahre —1073, durch den ersten symmetrischen Warw angezeigt, das salzige Ozeanwasser von W her in das Ostseebecken eindrang. Nach C. CALDENIUS (1944) geschah das aber erst nach dem Eisfreiwerden des Närke-Sundes, auf Grund einer von E. ANTEVS (1953, S. 198—201) vorgenommenen Konnektierung mit der finnischen Geochronologie von M. SAURAMO rund 290 Jahre später, also um 8200 v. Chr. (= 10150 Jahre vor 1950). Diese Datierung ist wohl etwas genauer als die ältere^{3a)} von G. DE GEER (6800 + 1073 = 7873 v. Chr.), denn die 1953 in Kopenhagen ausgeführte C¹⁴-Datierung einer Gytjtja-Probe von der Pollenzonengrenze III/IV (= Grenze zwischen der Jüngeren Dryaszeit und dem Postglazial) ergab 10300 ± 350 Jahre vor 1950, d. h. 8350 v. Chr. ± 350. Am besten ist es wohl, die dazwischen liegende Zahl 8100 v. Chr. zu verwenden. Dann dauerte die nach M. SAURAMO (1918, S. 23, 25) 660 Jahre lange Jüngere Dryaszeit (= Fennoskandinavischer Halt) von ca. 8800 bis 8100 v. Chr. und die mindestens 1000-jährige Alleröd-Zeit von 9800 (abgerundet 10000) bis 8800 v. Chr. Mit diesen Daten stimmen die oben mitgeteilten Kopenhagener C¹⁴-Datierungen sehr gut überein; diese Tatsache beweist, daß die schwedisch-finnische Geochronologie wenigstens der letzten 12000 Jahre richtig ist (E. H. DE GEER 1951a und b, JOHS. IVERSEN 1953) und damit auch, daß die Radiokarbon-Methode durchaus zuverlässig ist, vorausgesetzt daß vollkommen einwandfreie Proben benutzt werden.

3. Die Zeitgrenze Spätglazial/Postglazial

Die Pollenzonengrenze III/IV ist als Grenze zwischen Spät- und Postglazial ein sehr wichtiger Leithorizont; in der Schichtenfolge verlandeter späteiszeitlicher Wasserbecken ist dieser Leithorizont an dem schroffen endgültigen Über-

^{3a)} Sie wird aber von E. H. DE GEER in ihrer neuesten Arbeit „Skandinaviens geokronologi“ (GFF 76, 239—329, 1954), die während der Korrektur meines Aufsatzes erschien und daher leider nicht ausgewertet werden konnte, aufrecht erhalten.

gang von überwiegend oder doch teilweise minerogener zu organogener Sedimentation (außer im N und in hohen Lagen) in der Regel leicht zu erkennen, in den Pollendiagrammen (angezeigt durch die starke Zunahme der Baumpollendichte und die starke Abnahme der NBP-Frequenz) an der Ablösung der spät-eiszeitlichen Waldtundra durch die postglaziale sich rasch schließende Walddecke, in der zunächst eine starke Birkenausbreitung erfolgte und bald danach die ersten wärmeliebenden Holzarten erschienen. Die Pollenzone III und die Pollenzonengrenze III/IV sind südwärts bis Süd-Frankreich, in den Alpen, in Ungarn und Rumänien festgestellt worden.

4. Das Bölling-Interstadial

Kurz vor der Alleröd-Zeit beeinflusste eine ältere Wärmeschwankung, das zeitlich höchst wahrscheinlich der norwegischen Brøndmyr-Schwankung von K. FAEGRI (1939/40, S. 36, 83) entsprechende, in N-Jütland westlich der Stillstandslinie C im ehemaligen Bölling-See von Johs. IVERSEN (1942) entdeckte Bölling-Interstadial, die Sedimentation und Vegetationsentwicklung der älteren Dryaszeit (im alten Sinn): ein Baumbirkenvorstoß (aber nur pollenanalytisch in einem einzigen Pollenspektrum registriert) schob sich zwischen die baumlose Älteste Dryaszeit und die fast bis zum Schluß ebenfalls baumlose Ältere Dryaszeit. Während dieser Schwankung wurde zunächst wie vorher Dryaston („Seeton“), dann 10 cm Diatomeengyttja (unter Älterem Dryaston und Sand) auch in der Mitte des Seebeckens abgelagert, so daß das Bölling-Interstadial nicht gut durch eine randliche Schichtenstörung vorgetäuscht sein kann. Diatomeengyttja ist in diesem Profil auch zu Beginn der Alleröd-Zeit und (mit einer dünnen Sandeinlagerung) auch in der Jüngeren Dryaszeit gebildet worden; die Oberkante des Bölling-Interstadials liegt nur 34 cm unter der Unterkante der Allerödschichten. Johs. IVERSEN (1946, S. 210, Fig. 2) stellte das Bölling-Interstadial in den Anfang des Gotiglazials und die Älteste Dryaszeit ins Daniglazial⁴⁾, hielt aber später (1947 S. 73) die Zugehörigkeit beider Phasen zum Daniglazial für wahrscheinlicher, weil die Bölling-Schwankung weiter östlich in Dänemark (z. B. auf Fünen l. c. S. 70) nicht nachgewiesen werden konnte, wo die Pollendiagramme wahrscheinlich mit der Älteren Dryaszeit, d. h. nach diesem Interstadial beginnen. Zweifellos sind die Sedimente der Ältesten Dryaszeit und der Bölling-Schwankung im Bölling-See jünger als der ostjütische Inlandeis-Vorstoß (Pommersches Stadium), da A. NORVANG (1942) in seinem Vorland Frostspalten festgestellt hat, so daß für diese Zeit mit Sicherheit auch Erdfließen anzunehmen ist, das eine pollenanalytisch erfaßbare Sedimentation verhindern mußte. Der Langeland-Vorstoß ist in den spätglazialen Sedimenten des Bölling-Sees nicht als Unterbrechung der pollenanalytisch erfaßten Sedimentation (durch Erdfließen) registriert, und es kann auch nicht gut in dieses Stadium das Bölling-Interstadial fallen. Sehr viel wahrscheinlicher ist es, daß dort die älteste pollenanalytisch erfaßbare Sedimentation mit dem Beginn der früh-gotiglazialen Abschmelzphase, die einen bedeutsamen Klimaumbruch einleitete, einsetzte.

Inzwischen hat H. SCHMITZ (1953) das Bölling-Interstadial N von Lübeck (bei Travemünde und Heiligenhafen) am inneren Rand von Stauchmoränen des Pommerschen Stadiums festgestellt; da aber weiter östlich auf dem Ostseegrund und weiter nördlich auf der Insel Fehmarn Endmoränenreste (letztere möglicherweise

⁴⁾ Die dänischen Quartärgeologen verstehen darunter den Eistrückzug von der Stillstandslinie C in Mitteljütland bis zum Langeland-Vorstoß F; sonst rechnet man das Daniglazial gewöhnlich vom Pommerschen Stadium bis zum Langeland-Vorstoß (F. E. ZEUNER 1952, S. 31).

vom Langeland-Vorstoß gebildet) liegen, kann die Ablagerung der spätglazialen Sedimente von der Ältesten Dryaszeit ab erst geraume Zeit nach dem Pommerischen Stadium begonnen haben; das Bölling-Interstadial ist also zweifellos jünger als das Pommersche Stadium (H. SCHMITZ: briefl. Mitteil. v. 26. 3. 54).

In den ausgezeichneten Ahrensburger Pollendiagrammen von R. SCHÜTRUMPF (1937, 1943) dürfte die Bölling-Schwankung im untersten Teil der Diagrammzone II (= Ib von F. FIRBAS) dicht über dem Gipfel der *Salix*- und *Hippophaë*-Kurve auch stratigraphisch registriert sein, in gleicher Diagrammlage auch in Grußendorf (Lüneburger Heide) vielleicht (vgl. F. FIRBAS 1949 Abb. 118).

In Ostpreußen konnte ich das Bölling-Interstadial auch nicht in Aufschlüssen finden, die bis in den frühgotiglazialen Bändertone hinunter reichten. Das Profil von Menturren, in dessen Pollendiagramm nach Johs. IVERSEN (1942) diese Schwankung (die P. WOLDSTEDT 1950, S. 374, 433 Menturrer Schwankung nennt) erfaßt zu sein scheint, mußte am Rande des kleinen fast ausgetroffenen Moores voll Wasser abgebohrt werden; also kann hier durch randliche Schichtenstörung im Zusammenhang mit dem Tieftauen eines verschütteten Toteisblocks ein Interstadial vorgetäuscht sein.

In das Bölling-Interstadial ist mit Recht eine kurze vor-allerödzeitliche Wärmeschwankung von F. OVERBECK (1949, S. 381) im Moor von Huxfeld bei Bremen und von T. VAN DER HAMMEN (1951) an 6 Stellen in Holland gestellt worden. In Irland (G. F. MITCHELL 1951) und England (H. GODWIN 1953) konnte das Bölling-Interstadial bisher nicht nachgewiesen werden. Wie G. F. MITCHELL auf dem 4. Inqua-Kongreß 1953 in Italien mitteilte, ergab die Diskussion auf der Nordischen quartärgeol. Konferenz in Kopenhagen im August 1953, daß das Bölling-Interstadial auch den dänischen Fachleuten problematisch ist.

Die Klärung dürfte die moorgeologische Untersuchung des ehemaligen Gatersiebener Sees bei Aschersleben in Mitteldeutschland (außerhalb des Weichselvereisungsgebiets, ca. 75 km von seiner äußersten Grenze entfernt) durch H. MÜLLER (1953) gebracht haben. In je einem Pollendiagramm vom Randteil (A 6) und von der Mitte (A 1) ist unter der pollenanalytisch und stratigraphisch deutlich gekennzeichneten Alleröd-Seekreide mit vulkanischer Tuffschicht eine ebenso deutlich (mit einer ganzen Anzahl von Pollenspektren) registrierte Wärmeschwankung mit Weiden, Baumbirken und sehr wahrscheinlich auch Kiefern zu erkennen, in der der Entdecker das Bölling-Interstadial vermutet. An der Richtigkeit dieser Parallelisierung ist hier meines Erachtens gar nicht zu zweifeln. Besonders wichtig ist die Tatsache, daß in dem in einem Aufschluß untersuchten Randprofil (A 6) wie bei Frankleben im Geiseltal bei Halle das Liegende des Bölling-Interstadials 15—30 cm mächtiger stark zersetzter Carex- bzw. Weidenbruch-Torf (mit schlechter Pollenerhaltung) der baumlosen Ältesten Dryaszeit ist, der auf Jüngstem Löß liegt⁵⁾. Die großräumige Lößablagerung dürfte mit größter Wahrscheinlichkeit sehr bald nach dem Ende des Hochglazials, d. h. nach dem

⁵⁾ Über dem Tundratorf auf Löß im Profil A 6 liegen nicht weniger als 2,45 m mächtige spätglaziale Sedimente. Ihre Ablagerung setzt eine Bodensenkung (vermutlich infolge auch noch im Spätquartär fortgesetzter Lösung von Zechsteinsalz im Untergrund) voraus; diese Bodensenkung und die Wassererfüllung konnten aber erst nach dem Schwinden des sicher sehr tiefreichenden Dauerfrostbodens, der zweifellos den allergrößten Teil des Grundwassers festhielt und dadurch jede Auslaugung des Salzes unterband, geraume Zeit nach dem Pommerischen Stadium erfolgen; die Torfbildung am Rande spricht für eine zeitweilige Unterbrechung der Senkung. So hat H. FREISING (Geologica Bavarica Nr. 19, 1953, S. 347) die Entstehung der Erdfälle über Gipskeuper erklärt. Analog dürfte die spätglaziale Entstehung der Karst-Seen bei Rozana in Polen zu erklären sein.

Epochen	Eisrandlagen		Vegetationsgeschichtliche Perioden		Klima	Diagrammzonen n. F. Firbas	Geochronologie (Jahre v. Chr.)	
	nach G. De Geer	Weichsel- Vereisung	Würm- Vereisung	Ab-schnitte				Pflanzen-decke
Postglazial (Beginn)	Finiglazial (Beginn)			Präboreal	Kiefern-Birken-Walddecke	anhaltende Erwärmung	IV 8100	
Spätglazial	Gotiglazial	Salpausselkä II Mittelschwedischer Eisrandgürtel Salpauss. I	Schlußvereisung der Alpen (Daun, Gschnitz, Schlern)	Jüngere Dryaszeit	Parktundra	Klima sehr kalt maritim „subarktisch“	III 8800	
		Mittl. Süd-Schweden, Leningrad		Ältere Dryaszeit	Parktundra Tundra	kontinental „subarktisch“	Ic	
				Bölling-Interstadial	Parktundra	geringe Erwärmung	Ib	-13200 ± 350
				Alleröd-Interstadial	Kiefernphase Schütterer Walddecke Birkenphase	gemäßigt „subarktisch“ bis temperiert	Ia II b a	ca. 10000
	Daniglazial	Langeland N-Pommern	Ammersee-	Älteste Dryaszeit	Baumlose Tundra	kalt-kontinental „subarktisch“	Ia Ia?	ca. 13500? ca. 14000?
		Samland	Stadium (Bühl s. l.)					
	Hochglazial Ende	Pomm. Stadium	Südpommersche Endmoräne	Innere Jungmoränen (Zürich, Singen, Oikofen)		Frostschutt-	„arktisch“	— ca. 14300?
					Tundra	—		

Steinzeit-Abschnitte	Steinzeitliche Industrien				
	SW-Frankreich	NW-Europa (NWD=NW-Deutsl. H=Holland B=Belgien E=England D=Dänemark)	Mittel-Europa		Ost-Europa
			Mitte und Süden	Osten	
Mesolithikum (Beginn)	(Früh-) Tardenoisien Azilien	B Tardenoisien D Klosterlund NWD Bornwisch-Stufe BE Azilien NWD-Lyngby-Stufe	Früh-Tardenoisien Azilien	Früh-Tardenoisien Spätestes Swidérien	Früh-Tardenoisien ausklingendes
Jung-Paläolithikum	Azilien	B,E Azilien H Tjonger II NWD Ahrensburg. St. B Remouchamps D Lyngby-Stufe NWD Callenhardt-Stufe	Azilien Magdalénien-VIa-Ausklang	jüngeres Swidérien	östliches Gravettien: Bor- ševo II- Stufe
	Magdalénien VI b	H Tjonger I (Magd. VIa) D Lyngby-St. (Bromme) NWD Magdalénien VIa (spät): „Federmessergruppe“ B,E Magdalénien VIa (spät)	Magdalénien VIa (spät) z. B. Andernach	jüngeres Swidérien	
	Magdalénien VI b	E Creswellien ?	Magdalénien	älteres	Timo- novka- Stufe
	Magdalénien VI b	NWD Magdalénien VIa (mittleres): Hamburg II	VIa (mittleres) z. B. ? Petersfels	Swidérien	
	Magdalénien VI b	NWD? Hamburg I	Magdalénien VIa (mittleres): Schussenquelle	rien	
	Magdalénien VI b	? NWD Hamburg I	? Petersfels	Hamburg I (Posen)	
	Magdalénien VI a (früh) Magdalénien V b		Gravettien	Gravettien	Kostienki IV-Stufe
Magdal. IV -Va Magdal. I-III		Munzingen Linsenberg	Gravettien	Mezine-Stufe	

Pommerschen Stadium praktisch aufgehört haben. Der Basistorf ist „also (wahrscheinlich erheblich) jünger als die Ablagerungszeit des jüngsten Lösses“ (H. MÜLLER 1953, S. 20, Fußn. 5) und kann sehr wohl gotiglazial sein, da die Ablagerung der baumlosen Ältesten Dryaszeit so wenig mächtig ist. Klarheit bezüglich der Zeitstellung des Bölling-Interstadials wird die von mir angeregte Beschaffung und C¹⁴-Datierung von Proben aus dem Bölling-Interstadial und aus dem Basistorf bringen.

5. Der Beginn des Gotiglazials

Tiefer unter dem Alleröd-Horizont liegt sehr wahrscheinlich unter den ältesten pollenanalytisch erfaßten spätglazialen Süßwassersedimenten im südlichen Ostseegebiet der Horizont des *Langeland-Vorstößes*, der die gotiglaziale Anfangsmoräne = Velgaster Staffel (= Nordpommersche Moräne G von K. RICHTER 1937) erzeugte, auf der Karte von E. H. DE GEER (1951b, S. 566) die Linie V, die aber in Däremark und Schonen mit der Eisrandlinie IV zu verbinden ist (F. E. ZEUNER 1952, S. 30, 31). In Ostpreußen ist, wie schon E. KRAUS, P. WOLDSTEDT, M. VIERKE, K. RICHTER und H. GAMS vermutet haben, zweifellos die Samländische Endmoräne (mit Stauchwirkungen im Samland und im Memelland, sonst durch eine Reihe von Kames vertreten) diese gotiglaziale Anfangsmoräne, und das große mittelostpreußische Staubecken in ihrem Vorland ist beim Abschmelzen des Inlandeises an dieser Randlage mit dem typischen Deckton gefüllt worden. G. DE GEER (1940) hat in Schonen für den Beginn des 5379 Jahre langen Gotiglazials die Zeitstellung ca. 13200 v. Chr. ermittelt; ca. 13500 v. Chr. erhält man, wenn man 8100 v. Chr. als Beginn des Finiglazials annimmt (vergl. aber S. 193).

Nicht ganz an diesen Horizont der Grenze Daniglazial/Gotiglazial heran reichen höchst wahrscheinlich die vollständigen ununterbrochenen Pollendiagramme zurück, deren ältester Teil in den Schlußabschnitt der baumlosen Tundrenzeit (Älteste Dryaszeit) hineinreicht; vorher ist höchst wahrscheinlich die pollenanalytisch erfaßbare Sedimentation durch (zuletzt jahreszeitliches) Erdfließen verhindert worden.

Die Verschiedenheit in der Beschaffenheit der dani- und gotiglazialen Warwen spricht dafür, daß die dani-gotiglaziale Zeitgrenze eine bedeutsame Klimawende bezeichnet (H. GROSS 1951), weshalb sie auch von H. GAMS und früher auch von mir als Beginn des Spätglazials angenommen worden ist.

Jünger als die Velgaster Staffel ist die unbedeutende Rügensch Eiserandlage (VI auf der Karte von E. H. DE GEER 1951b, S. 566), deren geochronologische Datierung noch unsicher ist.

6. Das Daniglazial und der Beginn des Spätglazials

Die erste nennenswerte Klimabesserung hatte das Abschmelzen des Inlandeises, von dem sich ein Toteiskragen ablöste (K. RICHTER 1937), von der Endmoräne des Pommerschen Stadiums bewirkt. Auf Grund der von Jan DE GEER gemessenen Serie von 250 Warwen bei Lübeck an der Innenseite dieser Moräne ermittelte E. H. DE GEER (1951b) für den Beginn dieser Abschmelzphase die Zeitstellung 13800 v. Chr. oder rund 14000 v. Chr., also ca. 500 Jahre vor der Bildung der gotiglazialen Anfangsmoräne, was vielleicht doch zu wenig ist.

In der Abschmelzphase des Pommerschen Stadiums entstanden die ersten fossilführenden, fast stets ganz überwiegend minerogenen Süßwassersedimente, besonders auf dem Baltischen Höhenzug in dem sehr hügeligen südöstlichen Ostpreußen, gar nicht selten auf den höchsten Stellen von Anhöhen: diatomeenreiche Seekreiden und anodontenreiche, bisweilen gebänderte Magertone; Anodonten

sind aber Muscheln der gemäßigten Zone. Die von ihnen ausgefüllten Wasserbecken sind offenbar durch Ausschmelzen von Löchern in schuttbedeckten Toteisfeldern da entstanden, wo die Ablation die Eisdecke besonders dünn gemacht hatte. Entsprechende Beobachtungen sind auch in anderen Gebieten Norddeutschlands auf dem Baltischen Höhenzug gemacht worden, auch in Schonen (seit 1870) im dani- und gotiglazialen Abschmelzgebiet, am häufigsten aber im südlichen und südöstlichen Ostpreußen (Masuren), weil hier das daniglaziale Rückzugsgebiet besonders tief gestaffelt, hochliegend und sehr hügelig ist. Diese fossilführenden Bildungen mit subarktischer Fauna und (leider viel zu dürftig gesammelter) Flora sind wie in Schonen teils zu Tage liegende Beckenausfüllungen, teils am Rande oder bei geringer Ausdehnung auch ganz von Grundmoräne oder Kies und Sand bedeckt, zweifellos infolge von Rutschungen über tieftauendem Toteis, das in Ostpreußen auf dem Baltischen Höhenzug außerordentlich verbreitet gewesen ist, wie die moorgeologischen Untersuchungen ergeben haben. Diese daniglazialen fossilführenden Süßwasserbildungen der Abschmelzphase des Pommerschen Stadiums bilden die Hauptmasse der sogen. Masurischen Interstadialbildungen von E. HARBORT (1910) und H. HESS VON WICHENDORFF (1915), die beide zwischen das Frankfurter und Pommersche Stadium gestellt haben. Dazu gehören aber auch fossilführende Süßwasserbildungen aus dem Gotiglazial bis zum Alleröd-Interstadial einschließlich (H. GROSS 1937, 1943), die damals als solche noch nicht erkannt werden konnten. Auch die daniglazialen fossilführenden Süßwasserbildungen sind jünger als die daniglazialen Bändertone, denn diese sind in Norddeutschland stets fossilleer.

Nur die jüngsten daniglazialen fossilführenden Sedimente sind vom Langeland-Vorstoß mit Grundmoräne bzw. Kamesbildungen oder Vorschüttsanden bedeckt worden. Dahin gehört das von B. KÖRNKE (1930) im Inster-Tal im nördlichen Ostpreußen entdeckte Inster-Interstadial, das mir aus eigener Anschauung bekannt ist. Möglicherweise gehören auch die von Vorschüttsanden bedeckten fossilführenden Süßwasserschichten mit Glazialpflanzen und Anodonten bei Lübeck dahin, höchst wahrscheinlich ferner bei Endingen (Kreis Franzburg-Barth) W von Stralsund die zuerst von W. DEECKE (1900) untersuchte Fundschicht mit Elch und (angeblich bearbeiteten) Riesenhirsch-Resten; denn diese Fundschicht (Dytongyttja) stammt nach meiner pollenanalytischen Untersuchung aus einer baumlosen Tundrenzzeit und ist von geschichteten groben Sanden und Kiesen mit kopfgroßen Geschieben bedeckt. Durch eine C^{14} -Bestimmung dieser Gyttja wird wahrscheinlich die Feststellung möglich sein, ob das Hangende vom Langeland-Vorstoß abgelagert worden ist. Sicher gehört hierher auch das von E. W. GUENTHER (1951) untersuchte Preetzer Interstadial in Ost-Holstein (innerhalb der Hauptmoräne M_1 des Pommerschen Stadiums) in einer Moräne aus aufgestauchtem Sandermaterial mit *Sphaerium corneum*, *Anodonta piscinalis*, Nichtbaumpollen und Resten von Ren und Elch, zu denen inzwischen noch Riesenhirschreste hinzugekommen sind (mündl. Mitteil. von Herrn Prof. Dr. E. W. GUENTHER, dem ich für den Hinweis auf dieses Interstadial zu Dank verpflichtet bin). Des Vorkommens der Anodonten wegen kann m. E. die Stauchwirkung nur durch Mobilisierung eines schuttbedeckten Toteisfeldes durch einen erheblich späteren Inlandeisvorstoß (Langeland-Stadium?) bewirkt worden sein; die Schrägstellung von zwei sicher zunächst horizontal abgelagerten feinkörnigen Schichten kann aber auch durch Tieftauen von Toteis in oder unter dem Sander zurückgeführt werden.

Die von A. NORVANG (1942) in West- und Mitteljütland östlich der mitteljütischen Stillstandslinie festgestellten Frostspalten sind nach ihm wohl ungefähr zur Zeit des ostjütischen Eisvorstoßes entstanden, d. h. im Pommerschen Stadium. Nach freundlicher briefl. Mitteilung von Herrn Prof. Dr. H. POSER hat Dr. DÜCKER

auf den weichseleiszeitlichen Moränen des Hochglazials im Gebiet zwischen der Unterelbe und der Lübecker Bucht Eiskeilspalten wie auch Würgeböden gefunden und kartiert; er hält sie für Bildungen der Jüngeren Dryaszeit, sie sind aber m. E. viel eher wenigstens teilweise dem Pommerschen Stadium zuzuschreiben.

Das Pommersche Stadium gehört zweifellos als Schlußphase von noch unbekannter Dauer, die E. H. DE GEER (1951b, S. 559) auf mindestens 300 Jahre schätzt, zum Hochglazial, in dem im Periglazial starke Lößbildung und -ablagerung erfolgte und durch Erdfließen die Bildung pollenanalytisch erfaßbarer Sedimente verhindert wurde. Mit dem Abrücken des Inlandeises von der Moräne des Pommerschen Stadiums (oder der Bildung des Toteis-kragens innerhalb dieser Moräne) begann das Spätglazial, da recht bald danach die ersten fossilführenden Süßwasserbildungen entstehen konnten und die großräumige Lößablagerung aufhörte, von örtlich beschränkten Ausnahmen auf Rügen, in Brandenburg und in Lettland abgesehen (H. POSER 1951, S. 38). Zu beachten ist, daß die ersten Waldbäume im eisfrei gewordenen Gebiet erst im Gotiglazial erschienen und sich in der Alleröd-Zeit dem Inlandeisrand in Mittelschweden und Südfinnland näherten.

T. VAN DER HAMMEN (1952, S. 333, 334) hält es für möglich, daß das Pommersche Stadium in die Ältere Dryaszeit zwischen das Bölling- und das Alleröd-Interstadial, also ins Spätglazial zu stellen sei; aber nach dem oben Gesagten ist es erheblich älter. Bemerkenswerterweise gab es in Holland im Hochglazial B (= Middle Tubantian, vom Maximum der Weichselvereisung bis zum Spätglazial) und im Spätglazial (= Upper Tubantian) bis kurz vor Alleröd breite Frostspalten, Frostspaltensysteme, also Dauerfrostboden, ferner Erdfließen, Würgeböden, Ablagerung von Decksand, in Nord-Brabant auch von Löß; Wannenbodenbildung kam noch kurz vor der Alleröd-Zeit vor; Schmelzwasserwirkungen bildeten die Decksand- und Lößablagerungen um (T. VAN DER HAMMEN 1951, 1952), Die Stärke der periglazialen Wirkungen dürfte auf den Einfluß der ozeanischen Klimatönung zurückzuführen sein.

B. Parallelisierungen mit anderen Gebieten Europas

1. Umdatierungen

Der allerödzeitliche Leithorizont macht zunächst einige Umdatierungen notwendig und bestätigt die Richtigkeit einiger Parallelisierungen, die früher nur vermutungsweise versucht werden konnten. Wichtig ist dabei die Tatsache, daß ein großer Teil der Alleröd-Vorkommen in ehemals vereist gewesen Gebieten liegt.

Allerödbildungen hat H. GAMS (1952) im Ötztal, also in den Zentral-Alpen noch in ca. 1800 m über dem Meere, J. BECKER (1952) in den französischen Alpen sogar in einem Fall in 2110 m Höhe gefunden. In der Alleröd-Zeit waren also die Alpen bis über 2000 m Höhe eisfrei. Das Abschmelzen des alpinen Inlandeises ist danach im Spätglazial sehr rasch erfolgt; damit steht in den Tieflagen Südwestdeutschlands und der Schweiz der frühere Beginn organogener Sedimentation im Einklang (G. LANG 1952). Daher kann die Gyttja-Geochronologie von H. WELTEN (1944) nicht stimmen; denn der ehemalige Faulensee mit der gebänderten Gyttja liegt 590 m über dem Meere, kann also nicht erst kurz vor 7600 v. Chr. durch Abschmelzen der Mittellandvergletscherung, nach P. BECK nach dem Bühlstadium s. l., eisfrei geworden sein. Da die untersten (minerogenen) Sedimente nach dem Pollendiagramm in der baumlosen Phase der Älteren Dryaszeit abgelagert sind, muß das Gebiet etwa 4—5000 Jahre früher, als H. WELTEN angenommen hat, eisfrei ge-

worden sein. Es ist selbstverständlich ganz unzulässig, mit Hilfe dieser von vornherein sehr problematischen Gytjtja-Geochronologie, nach der das boreale *Corylus*-Maximum in der Schweiz jünger als in Südschweden sein soll, die schwedisch-finnische Geochronologie abzuändern, wie es H. WELTEN (1944, S. 158) getan hat. Ich kenne von Rügen und von der Ostseeküste bei Lübeck Aufschlüsse mit gebänderter Kalkgyttja aus dem Präboreal, wo nach der pollenanalytischen Zonierung von Jahresbändern keine Rede sein kann.

Durch die Auffindung der allerödzeitlichen, in Wallensen auch durch zweifache C^{14} -Bestimmung datierten vulkanischen Bimstufschicht in 3 Mooren des südlichen Schwarzwaldes (Abb. 1) durch G. LANG (1952) ist es möglich geworden, nun auch in älteren südwestdeutschen Pollendiagrammen, die nur den Gehölzpollen berücksichtigt haben und bekanntlich keine wesentliche Änderung in der Waldzusammensetzung seit dem älteren Birkengipfel erkennen lassen, die Lage des Alleröd-Horizonts anzugeben und die Datierung der älteren Pollendiagrammzonen durch K. und F. BERTSCH (K. BERTSCH 1951) zu berichtigen. Diese haben in der geologischen und vegetationsgeschichtlichen Literatur eine weite Verbreitung gefunden, nachdem W. ZIMMERMANN (1930) das Durchschnittsdiagramm des Federseerieds von K. BERTSCH etwas abgeändert mit eigener Datierung veröffentlicht hatte. Der von K. und F. BERTSCH mit 17000 v. Chr. (etwas nach dem Ammersee-Stadium zufolge der Strahlungskurve) datierte höchste Gipfel der Birkenkurve im Durchschnittsdiagramm von Oberschwaben liegt nur sehr wenig unter dem Alleröd-Horizont, fällt also sicher in die Zeit um 10—11000 v. Chr. (dasselbe gilt auch für das Durchschnittsdiagramm vom Federseeried, wo nach F. FIRBAS 1949, Fig. 40, dieser Birkengipfel im untersten Teil der Alleröd-Schicht liegt), der unterste Horizont nicht in die Zeit um 20000, sondern etwa um 14000 v. Chr., das Daun- und Gschnitz-Stadium in die Zeit zwischen 8800 und 8100 v. Chr., der gleichzeitige Beginn der Hasel- und Eichenmischwaldkurve in die Zeit um 7500 v. Chr. statt um 10000 bzw. 9000 v. Chr. (im Federsee-Diagramm nach W. ZIMMERMANN sogar 20000 bzw. 12000 v. Chr! H. GROSS 1953). Als K. & F. BERTSCH ihre Durchschnittsdiagramme ausarbeiteten, war die Nichtbaumpollen-Methode noch nicht bekannt; ohne sie und ohne Berücksichtigung der Baumpollendichte ist es aber ganz unmöglich, spätglaziale Diagrammteile richtig zu zonieren und zu datieren.

2. Die Schlußvereisung der Alpen und der Britischen Inseln und die Jüngere Dryaszeit im Nordseegebiet

Das Vorkommen allerödzeitlicher Schichten sowohl in ehemals vereist gewesenen Gebieten als auch im Periglazial beweist, daß die spätglazialen Phasen überall in Nord- und Mitteleuropa synchron waren, folglich auch die Stadien der letzten Vereisung.

Der allerödzeitliche Leithorizont gestattet zunächst die Feststellung, daß die von den Quartärgeologen schon lange vermutete zeitliche Gleichsetzung der Schlußvereisung der Alpen (Schlern-, Gschnitz- und Daun-Stadium) mit dem Mittelschwedischen Stadium (= Jüngere Dryaszeit) richtig ist. Beide Erscheinungen sind auf die starke Klimadepression der Jüngeren Dryaszeit zurückzuführen, die auch in den Alpen einwandfrei nachgewiesen werden konnte, besonders überzeugend in Tirol von W. H. ZAGWIJN (1952) und in den französischen Alpen von Jeanne BECKER (1952).

Besonders stark hat sich diese Klimadepression im ozeanischen Klimabereich ausgewirkt: Entstehung kleiner Eiskappen im östlichen und südwestlichen Irland (Athdown Mountain Glaciation bzw. Lesser Kerry-Cork Glaciation) nach G. F. MITCHELL (1951), wahrscheinlich Talvergletscherungen (Perth Read-

vance) auf dem Schottischen Hochland, in Nord-England (Lake District, daher Ablagerung von Bänderton im Windermere-See nach W. PENNINGTON 1947) und in Wales (H. GODWIN 1953), Erdfließen in Irland (K. JESSEN 1949, G. F. MITCHELL 1951) und Dänemark (Johs. IVERSEN 1947), Bildung von Wannens- und Taschenböden sowie (jahreszeitliches) Erdfließen zu Beginn der Jüngeren Dryaszeit in Holland (T. VAN DER HAMMEN 1951, S. 145, 122ff., 1952, S. 329, 330, T. VAN DER HAMMEN & G. C. MAARLEVELD 1952, S. 1), im Südschwarzwald das Feldsee-Stadium (G. LANG 1952, S. 260). In Tieflagen im südwestlichen Mitteleuropa (Bodenseegebiet und Schweizer Mittelland) war ihre Wirkung auf die Sedimentation und auf die allerödzeitliche Walddecke gering (G. LANG 1952, S. 286ff.), aber doch stratigraphisch und im NBP-Teil der Pollendiagramme noch erkennbar.

Der Leithorizont Grenze Spätglazial/Postglazial ist in lakustrischen Mooren außer in höheren Gebirgslagen und im nördlichsten Teil des gotiglazialen Abschmelzgebiets in der Regel stratigraphisch (Beginn rein organogener Sedimentation) und stets pollenanalytisch (Beginn der sehr tief liegenden NBP-Kurve, plötzliche starke Zunahme der Baumpollendichte) erkennbar. In den Alpen lag die Vergletscherungsgrenze höchst wahrscheinlich im Durchschnitt um 2000 m; für die Britischen Inseln ist die nicht genau bekannte Ausdehnung der Inlandeisereste am Ende des Spätglazials auf der Karte nach R. GRAHMANN (1952) angegeben.

3. Das Bölling-Interstadial in Südwestdeutschland

In mehreren Pollendiagrammen aus Tieflagen Südwestdeutschlands schließt G. LANG (1952) aus der Ablösung der Kieferndominanz der ersten Waldbaumausbreitung durch einen ganz kurzen Baumbirkenvorstoß (aber ohne minerogene Sedimentation, ohne stark verminderte Baum-Pollendichte und ohne erhöhte NBP-Frequenz) auf ein vorallerödzeitliches Interstadial, das er vermutungsweise mit dem Bölling-Interstadial parallelisieren möchte. Bei der südlichen Lage ist es wohl möglich, daß das Bölling-Interstadial hier viel länger dauerte als in Jütland, Nord- und Mitteldeutschland und in Holland und daß der Kälterückschlag der Älteren Dryaszeit im Süden sehr viel schwächer war. Es ist jetzt nicht mehr zu bezweifeln, daß das Bölling-Interstadial eine synchrone Wärmeschwankung ist, die aber viel schwächer als die Alleröd-Wärmeschwankung war (H. SCHMITZ, briefl. Mittel, 1954).

4. Späteiszeitliche Würm-Eisrandlinien

Der Eisrandlinie des Langelandvorstoßes im südlichen Ostseegebiet dürfte im Alpenvorland das Ammersee-Stadium entsprechen, dem Pommerschen Stadium im Norden nach allgemeiner Annahme sehr wahrscheinlich das Zürich-Singen-Ölkofen-Stadium im Süden (F. E. ZEUNER 1952, S. 155). Nach brieflicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. H. POSER hat W. WEINBERGER (1954) bei der Kartierung im Bereich des eiszeitlichen Salzach-Gletschers im Alpenvorland auf den würmeiszeitlichen Moränen zwischen den ältesten und jüngsten echte Eiskeilspalten und Würgeböden festgestellt.

Im Jüngsten Löß (Würm III = Pommersches Stadium) konnte R. LAIS (1951, S. 145, 152, 153) Dauerfrostboden mit einer Eiskeilspalte von 2,60 m Tiefe unter dem Friedhof von Priedmost in Mähren nachweisen. Zweifellos ist für diese Zeit in Mähren und im Alpenvorland Erdfließen anzunehmen, das eine pollenanalytisch erfaßbare Sedimentation verhindern mußte; diese hat auch hier erst recht lange nach dem Abrücken des Inlandeises von den äußersten Jungmoränen begonnen. Erst geraume Zeit nach dem Abrücken des Eises aus der Zeit des Ammersee-Stadiums (= Bühl s. 1.) begann im Südschwarzwald die Bildung pollenanalytisch erfaßbarer Sedimente (F. FIRBAS 1949, S. 81).

Die ältesten pollenanalytisch erfaßbaren Schichten (einer baumlosen Tundrenzeit) des Kolbermoors sind ebenfalls erst geraume Zeit nach dem Ammersee-Stadium gebildet worden, nachdem sich der Inngletscher schon ein Stück weit in die Alpen zurückgezogen hatte und der mit pollenfreiem Gletscherton gefüllte spätglaziale Rosenheimer See erloschen war, auf dessen Boden das Kolbermoor als Versumpfungsmoor entstanden ist (F. FIRBAS 1949, S. 79 und Abb. 50).

5. Datierung des Aufhörens der weiträumigen Lößablagerung

Nach H. POSER (1951, S. 35), der den jüngsten Löß als spätglaziale Bildung⁶⁾ bezeichnet, war die obere Zeitgrenze seiner Ablagerung, „wenn nicht schon früher, wohl mit der ersten Wiederbewaldung Mitteleuropas gegeben“. Flotssand- und Lößablagerungen innerhalb des Bereichs der Weichsel-Vereisung, z. B. im östlichen Brandenburg, auf Rügen und in Lettland (H. POSER 1951, S. 38) sind örtlich beschränkte seltene Ausnahmen. Feinsandige Dryastone der baumlosen Tundrenzeit enthalten im nördlichen Ostpreußen eine beträchtliche äolische Komponente, ohne daß es hier zur Lößablagerung gekommen ist⁷⁾.

In Mittel-Deutschland ist die obere Zeitgrenze für die weiträumige Lößablagerung (bei Aschersleben) nach H. MÜLLER (1953) beträchtlich älter als das Bölling-Interstadial; sehr wahrscheinlich hörte diese Lößablagerung bald nach dem Beginn der Abschmelzphase des Pommerschen Stadiums auf, d. h. schon zu Beginn des Spätglazials im engeren Sinn. Durch die C¹⁴-Datierung des Torfes der Ältesten Dryaszeit auf dem jüngsten Löß im ehemaligen Gaterslebener See und bei Frankleben im Geisel-Tal wird sich wenigstens der *terminus ante quem* für das Aufhören der weiträumigen Lößablagerung erstmals zuverlässig ermitteln lassen.

6. Datierung der spätesten jungpaläolithischen Industrien

Ursprünglich hatte A. RUST (1943, S. 240) im Sinne von G. SCHWANTES als Scheide zwischen Paläolithikum und Mesolithikum das Alleröd-Interstadial anzunehmen vorgeschlagen, weil das damals älteste Rengeweiher-„Beil“ allerödzeitlich war. Inzwischen ist aber A. RUST (1951) ebenso wie H. SCHWABEDISSEN (1951) dem Vorschlag von Th. MATHIASSEN (1946, S. 195, 196) gefolgt, das Mesolithikum von dem ersten Auftreten der Flintbeile an zu rechnen. Diese sind erst aus dem Beginn der Nacheiszeit (Pinnberg I) bekannt (A. RUST 1938), so daß dann die Grenze zwischen Spät- und Nacheiszeit auch die Grenze zwischen Paläolithikum und Mesolithikum ist, die nur in West-Europa etwas älter und im östlichen Mittel-Europa etwas jünger sein dürfte.

In Tabelle 1 (die keinen Anspruch auf Vollständigkeit erhebt) ist die Datierung der jungpaläolithischen Industrien seit dem Schlußabschnitt des Hochglazials versucht worden⁸⁾. Benutzt wurden dazu die Arbeiten von A. BOHMERS (1947), H. GROSS (1939/40, 1943), T. VAN DER HAMMEN (1951), K. J. NARR (1951, 1952, 1953, 1954), A. RUST (1937, 1943, 1948, 1951), H. SCHWABEDISSEN (1951), R. SCHÜTRUMPF (1937, 1939, 1943), F. E. ZEUNER (1952).

⁶⁾ Wie mir Herr Prof. Dr. POSER brieflich mitteilte (am 17. 3. 1954), rechnet er das Spätglazial vom Eisrückzug von der äußersten Randlage der Weichsel-Eiszeit bis zum Fennoskandinavischen Halt.

⁷⁾ Nach briefl. Mitteilung (1941) von Herrn Prof. Dr. UTESCHER, dem ich für die Untersuchung einiger solcher Tonproben sehr zu Dank verpflichtet bin.

⁸⁾ Für wertvolle Auskünfte danke ich auch an dieser Stelle Herrn Dr. A. RUST und vor allem Herrn Dr. K. J. NARR, der mir auch seine neuesten Arbeiten schon während der Korrektur zugänglich machte.

Die Alleröd-Schwankung ist archäologisch bedeutsam als obere Zeitgrenze für das späte Magdalénien VIa (späteste Phase, nach K. J. NARR) in Mittel-Europa; ihre Kulturhinterlassenschaft ist am Borneck bei Ahrensburg in Holstein in einer Alleröd-Schicht gefunden worden (A. RUST 1951, S. 53), und in Andernach am Rhein⁹⁾ wird sie von einer vulkanischen Bimstufschicht aus dem Laacher Vulkangebiet bedeckt, die etwa mittel-allerödzeitlich ist (H. GROSS 1951a, H. SCHWABEDISSEN 1951). Einflüsse des spätesten Magdalénien VIa reichen aber in Nordwest-Deutschland nach A. RUST (1951) bis in das Präboreal (Bornwisch-Stufe).

Die Stufen I und II der Hamburger Kultur entsprechen zeitlich dem mittleren Teil von Magdalénien VIa (K. J. NARR, briefl. Mitteil.) und sind nach den Pollendiagrammen von Meiendorf und Stellmoor (R. SCHÜTRUPF 1937, 1943) zweifellos spätglazial, d. h. jünger als das Pommersche Stadium (vergl. S. 198) und wahrscheinlich früh-gotiglazial¹⁰⁾; Johs. IVERSEN (1946, S. 210) stellt Hamburg I von Meiendorf ins Daniglazial. Wenn A. RUST (1954) Hamburg II mit dem Bölling-Interstadial in das W II/III-Interstadial und Hamburg I in das W I/II-Interstadial schieben will, so ist das nicht gut möglich; in Oldenburg (Holst.) am Ostsee-Ufer sekundär 4 m tief in der Grundmoräne der jüngsten Vereisung (also des Pommerschen Stadiums) gelagerte Artefakte von Hamburg II können doch wohl nur durch Abrutschen von Geschiebemergel im Zusammenhang mit Tieftauen von verschüttetem Toteis nachträglich in die Grundmoräne gelangt sein. Nach briefl. Mitteilung von Herrn Dr. A. RUST (vom 12. 4. 54) ist Hamburg II von der Poggenwisch bei Ahrensburg nach der in Washington ausgeführten C¹⁴-Bestimmung 15150 ± 350 Jahre alt. Falls die dafür zur Verfügung gestellte Probe einwandfrei war, diese Zeitstellung also richtig ist, müssen wohl der Langeland-Vorstoß und das Pommersche Stadium etwas älter sein, als die Geochronologie von G. und E. H. DE GEER ergeben hat. Zur Kontrolle fehlt aber noch die C¹⁴-Datierung der älteren Hamburger Stufe (I) von Meiendorf und der Allerödschicht von der Poggenwisch.

Das Magdalénien der Schussenquelle gehört nach dem pollenanalytischen Befund dem Schlußabschnitt der baumlosen Tundrenzeit an (vergl. auch F. FIRBAS 1949, S. 77, 347) wie Hamburg I und auch Petersfels; alle diese sind nach K. J. NARR (1954 und briefl. Mitteil.) Magdalénien VIa, mittlere Phase, und ihre (zeitliche) Nähe zu Andernach macht es unwahrscheinlich, daß Schussenquelle- und Petersfels-Magdalénien älter als Hamburg I sind (K. J. NARR, briefl. Mitteil. vom 8. 4. 54).

C. Parallelisierungen mit Nordamerika

Bezüglich einer Parallelisierung der pleistozänen Phasen Europas und Nordamerikas mußte sich noch 1948 R. F. FLINT (Tabelle 13 und S. 347) sehr skeptisch äußern: Tabelle 13 . . . „cannot be regarded as showing firm correlations. Substages of the Fourth Glacial stage are included only to a limited degree because, with these, equivalences are especially uncertain. Certainly it would be hazardous to attempt to correlate substages across the Atlantic between Europe and North America“.

Die Erfindung der Radiokarbon-Methode in Chicago hat zunächst eine zuverlässige Synchronisierung der letzten Phasen der letzten Vereisung Europas und

⁹⁾ Da hier die Artefakte bis 1 m tief in verlehnten Löß hinuntergehen, nimmt F. E. ZEUNER (1953) an, daß die Magdalénien-Station Andernach in der Zeit der letzten Lößanwehung bewohnt gewesen sei. Dann wären aber die Artefakte aus Knochen und Geweih bei der späteren Verlehmung des Lösses durch Verwitterung zerstört worden. Vor allem ist die Existenz eines „Lößmagdalénien“ (Stufen IV—VI) einigermaßen unwahrscheinlich und Magdalénien VI nirgends für die Lößbildungszeit nachgewiesen (K. J. NARR 1953).

¹⁰⁾ Diese Renntierjäger haben bestimmt nicht in der Frostschutt-Zone gejagt!

Nordamerikas möglich gemacht und damit bewiesen, daß die Wisconsin-Vereisung Nordamerikas und die letzte Vereisung Europas wirklich, wie vermutet, gleichzeitig waren.

1. Das Two Creeks Forest bed-Interstadial

Die wichtigste Radiokarbon-Datierung in Nordamerika ergab, daß das Two Creeks Forest bed in Manitowoc Co., Wisconsin, das am westlichen Steilufer des Michigan-Sees ca. 40 km nördlich von der äußersten Grenze des Mankato-Vorstößes der Wisconsin-Vereisung aufgeschlossen ist, zeitlich dem europäischen Alleröd entspricht. Das Two Creeks Forest bed ist eine wenige Zoll mächtige Fichtenwaldmoor-Bildung auf oben fossilführenden warwigen Sedimenten und bedeckt von Eisstauseeschluff, der von der Mankato-Grundmoräne überlagert wird (R. F. FLINT & E. S. DEEVEY, Jr., 1951, S. 261ff.). Die C^{14} -Bestimmung von 5 Torf- und Holzproben ergab im Durchschnitt ein Alter von 11404 ± 350 Jahren, also 637 Jahre mehr als für den Durchschnitt der damals ermittelten C^{14} -Datierungen von Alleröd-Proben 5 verschiedener Orte in Irland, England und Deutschland; nach den neuen Kopenhagener Datierungen dänischer Alleröd-Proben (ca. 12000 bis 10800 vor heute) sind aber das Two Creeks Forest bed- und das Alleröd-Interstadial synchron (Johs. IVERSEN 1953). Daher hat R. F. FLINT (1953) auf dem 4. Inqua-Kongreß in Pisa auf die große Bedeutung dieses spätquartären Leithorizontes für die Parallelisierung europäischer und nordamerikanischer Phasen der letzten Vereisung in seinem Vortrag hingewiesen.

E. ANTEVS (1953, S. 218—222) hat auf Grund der bisherigen Veröffentlichungen die Zuverlässigkeit der Radiokarbon-Methode und besonders der Datierung des Two Creeks Forest bed angezweifelt. Aber gerade in diesem Falle ist ein solcher Zweifel (besonders im Hinblick auf die Stratigraphie der Probeentnahmestelle) ganz unangebracht. Auch die Kopenhagener Datierungen beweisen, daß diese Methode absolut zuverlässig ist, wenn vollkommen einwandfreie Proben verwendet werden.

Wie Heikki JGNATIUS (Geologi No. 5, S. 46, Helsinki, 1954) in seinem Vortrag auf der VI. Nordischen Geologentagung am 29. 5. 54 in Helsinki mitteilte, sind nach seinen pollenanalytischen Mooruntersuchungen die ältesten Schichten im südöstlichen Kanada jünger als die Schlußvereisung; die C^{14} -Datierung von stellenweise mit Bänderton bedeckten Torfschichten unter der jüngsten Grundmoräne bei St. Pierre S vom St. Lorenz-Strom ergab ein Alter von 11050 ± 350 Jahren, also die gleiche Zeitstellung wie für das Two Creeks Forest bed (die Kenntnis dieser wichtigen Befunde verdanke ich Frau Prof. E. H. DE GEER).

2. Die Schlußvereisung in Nordamerika

Aus der C^{14} -Datierung des Two Creeks Forest bed folgt, daß der Mankato-Vorstöß (Maximum vor 11000 Jahren), der eine Schlüsselstellung in der spätpleistozänen Stratigraphie Nordamerikas innehat — ist doch seine äußerste Randlage für mehr als 1600 km bekannt! — dem Mittelschwedischen Stadium und der Schlußvereisung der Alpen zeitlich entspricht und nicht, wie bis 1951 allgemein angenommen wurde, dem Pommerschen Stadium. Im Vorland des Pommerschen Stadiums lag eine breite Frostschutt-Tundrazone, und die zugehörigen Bändertone sind fossilfrei; das Inlandeis des Mankato-Vorstößes drang aber in ein (vielleicht nur lückenhaft) bewaldetes Gebiet (Waldtundra?), und der vor diesem Vorstöß abgelagerte Bänderton ist im obersten Teil fossilführend. Erst dem fennoskandinavischen Eisrandgürtel hatten sich die Vorposten der nordwärts vordringenden Waldbäume in der Alleröd-Zeit genähert, und die jüngsten Bändertone

in Mittel-Schweden und Finnland sind wie die obersten Schichten frühgotigla-zialer Decktone fossilführend.

Bis etwa 1948 war in Nordamerika ein Spätglazial im Sinne der europäischen Pollenanalytiker nicht bekannt, vor allem keine Tundrenphase (R. F. FLINT 1948, S. 492); R. F. FLINT vermutet, daß man dort bis dahin keine genügend alten Bodenproben gefunden habe. Der wahre Grund ist aber der, daß die nordamerikanischen Pollenanalytiker die sehr pollenarmen, zweifellos spätglazialen Schichten am Grunde lakustrischer Moore nicht nach HF-Aufbereitung mit Berücksichtigung des NBP untersucht haben. Erst im Jahre 1948 wurden im Staate Maine Befunde bekannt, die für eine spätglaziale Tundrenphase sprachen (E. S. DEEVEY, Jr. 1949, S. 1357), und bald darauf hat dann E. S. DEEVEY, Jr. (1951) in dem selben Staate in 4 Pollenprofilen eine ganz ähnliche (sicher die selbe) Dreigliederung des Spätglazials wie in Europa feststellen können. Auch anderwärts kommt sie höchst wahrscheinlich vor, z. B. im Staate Indiana (H. GROSS 1951b), und wird sich zweifellos mit Hilfe der HF und mit Berücksichtigung des NBP in allen genügend alten Sedimenten lakustrischer Moore nachweisen lassen. Das Ende der letzten klimatisch bedingten spätglazialen Toneinschwemmung (entsprechend dem Oberen Dryaston in Europa) ist in Nordamerika noch nicht datiert worden; in Südamerika (Patagonien) fällt es in die Zeit um 8000 v. Chr. wie in Europa (H. GROSS 1952, S. 82); die letzte Eiszeit endete also auf der südlichen Halbkugel, wie vermutet, zu derselben Zeit wie auf der nördlichen.

3. Das Cary-Stadium = Pommersches Stadium

E. H. DE GEER (1951b S. 565, 567) synchronisiert das Cary-Stadium der Wisconsin-Vereisung mit dem Pommerschen Stadium der Weichsel-Vereisung (rund 16000 Jahre vor heute). Hierfür steht bisher nur eine einzige bestimmte C^{14} -Datierung zur Verfügung: Nr. 528 Holzproben aus Löß unter Geschiebemergel in einem Aufschluß am Südufer des Clear Creek in Iowa 16367 \pm 1000 Jahre alt (F. JOHNSON 1951). Nr. 438 ist ein Torfprobe, die in einer letzteiszeitlichen Stromterrasse bei Bridgeville, Pennsylvania, gefunden und mit größerer Wahrscheinlichkeit in das Tazewell-Cary-Interstadial als in das Cary-Mankato-Interstadial (= Two Creeks Forest bed) gestellt wurde, Alter größer als 16000 Jahre. Auch für alle übrigen in Frage kommenden Proben ergab die C^{14} -Bestimmung nur das Mindestalter (15000—17000 Jahre) für das Tazewell-Cary-Intervall (R. F. FLINT & E. S. DEEVEY, Jr., 1951, S. 286, 287, E. H. DE GEER 1951b, S. 566). Das Cary-Stadium dürfte danach wohl etwa 16000 Jahre alt oder ein wenig älter sein und in Europa dem Pommerschen Stadium entsprechen, wenn seine geochronologische Datierung (ca. 16000 Jahre vor heute) richtig ist.

4. Das nordamerikanische Jungpaläolithikum

Das nordamerikanische Jungpaläolithikum hat die Schlußvereisung, das Mankato-Stadium der Wisconsin-Eiszeit, allem Anschein nach recht lange überdauert. Nach den bisher vorliegenden C^{14} -Datierungen (H. GROSS 1952) sind der Schlußvereisung zuzuweisen: das Bisonjäger-Lager der Folsom-Kultur bei Lubbock, Texas, der Wohnplatz Ft. 50 am Medicine Creek, Nebraska, und wahrscheinlich auch der Wohnplatz Ft. 41 am Lime Creek, Nebraska; dem Two Creeks Forest bed-Interstadial: die Folsom-Kulturschicht im Sandía Cave, New Mexico, und der Wohnplatz im Danger Cave bei Wendover, Utah. Beträchtlich älter ist die Sandía-Kultur in New Mexico und die Elefantenjäger-Rastplätze der Llano-Kultur im SW der U.S.A. und in Mexiko, denn ihre Flintlanzenspitzen sind mehrfach zusammen mit Elefantenresten unter Schichten mit Folsom-Lanzen spitzen der

spätglazialen Bisonjäger gefunden worden (E. H. SELLARDS 1952); leider ist noch keines dieser Elefantenjäger-Lager mit der C^{14} -Methode datiert worden.

Die pleistozänen Elefanten sind allem Anschein nach ebenso wie *Elephas primigenius* in Eurasien im älteren Spätglazial, d. h. lange vor der Schlußvereisung gestorben¹¹⁾. *Mastodon americanus* hat aber die Schlußvereisung in Nordamerika ca. 1000 Jahre überlebt (H. GROSS 1951b). Im nordamerikanischen Jungpaläolithikum spielte im Gegensatz zum europäischen das Renntier gar keine Rolle, sondern ausgestorbene Bison-Arten.

Schriftenverzeichnis

- ANDERSON, E. C., LEVI, HILDE & TAUBER, H.: Copenhagen natural radiocarbon measurements I. - Science **118**, 6-9, 1953.
- ANTEVS, E.: Geochronology of the Deglacial and Neothermal Ages. - Journ. Geol. **61**, 195-230, 1953.
- BECKER, Jeanne: Etude palynologique des tourbes Flandriennes des Alpes françaises. - Mém. Service de la Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine No. **11**, 1952.
- BERTSCH, K.: Geschichte des deutschen Waldes, 3. Aufl. Jena 1951.
- BOHMERS, A.: Jong-Palaeolithicum en Vroeg-Mesolithicum. - Gedenkboek A. E. VAN GIFFEN, 1947.
- BRANDTNER, F.: Die nacheiszeitliche Waldgeschichte. - In: „Burgenland Landeskunde“, Österreich. Bundesverlag Wien 1951, 86-91.
- CALDENIUS, C.: Baltiska issjöns sänkning till Västerhavet. - Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. **66**, 366-382, 1950.
- DEECKE, W.: Vorkommen von bearbeiteten Riesenhirschknochen bei Eendingen (Kreis Franzburg) in Vorpommern. - Globus **88**, 1900.
- DEEVEY, E. S., Jr.: Biogeography of the Pleistocene. - Bull. geol. Soc. Am. **60**, 1316-1416, 1949. - - Late-glacial and postglacial pollen diagrams from Maine. - Amer. Journ. Sci. **249**, 177-207, 1951.
- DE GEER, G.: Geochronologia Suecica Principes. - K. Svensk. Vet. Akad. Handl. Ser. 3, **18** (6), 1940.
- DE GEER, E. H.: De Geer's chronology confirmed by radioactive carbon, C^{14} . - Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. **73**, 517-8, 1951 (a). - - Conclusions from C^{14} and De Geer's Chronology. - Ibid. **73**, 557-570, 1951 (b). - - Besprech. d. Arbeit E. ANTEVS: Geochronology of the Deglacial and Neothermal Ages. (Journ. Geol. **61**, 1953). - Ibid. **75**, 416-418, 1953.
- DONNER, J.: Pollen-analytical studies of late-glacial deposits in Finland. - C. R. Soc. géol. de Finlande **24**, 1951.
- DREIMANIS, A.: A Draft of Pleistocene Stratigraphy in Latvia and S-Estheria. - Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. **69**, 465-470, 1947.
- FIRBAS, F.: Über die Bestimmung der Walddichte und der Vegetation walddloser Gebiete mit Hilfe der Pollenanalyse. - Planta **22**, 109-145, 1934. - - Waldgeschichte Mitteleuropas Bd. I, 1949 u. Bd. II, 1952, Jena. - - The late-glacial vegetation of Central Europe. - New Phytol. **49**, 163-173, 1950. - - Das absolute Alter der jüngsten vulkanischen Eruptionen im Bereich des Laacher Sees. - Naturwiss. **40**, 54-55, 1953.
- FLINT, R. F.: Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. New York and London 1948. - - Suggested American-European correlations within the Fourth Glacial sequence. - IVe Congrès Intern. INQUA Roma Pisa 1953: Résumés des Communications.
- FLINT, R. F. & DEEVEY, E. S., Jr.: Radiocarbon dating of Late-Pleistocene events. - Amer. Journ. Sci. **249**, 257-300, 1951.
- FRECHEN, J.: Die Herkunft der spätglazialen Bimstoffe in mittel- und süddeutschen Mooren. - Geol. Jb. **67**, 1952.
- GAMS, H.: Die Alleröd-Schwankung im Spätglazial. - Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol. **1**, 162-171, 1950. - - Récents progrès des études sur le Tardiglaciaire. - L'Anthropologie **56**, 281-290, 1952.
- GODWIN, H.: British Vegetation in the Full-Glacial and the Late-Glacial Periods. - In: J. E. LOUSLEY: The Changing Flora of Britain S. 59-73, 1953.

¹¹⁾ Wahrscheinlich spätestens im Daniglazial; G. F. MITCHELL rechnet auch mit der Möglichkeit, daß *Elephas primigenius* in Irland noch im Spätglazial lebte (H. GODWIN 1953).

- GRAHMANN, R.: Das Eiszeitalter und der Übergang zur Gegenwart. - Erdkundl. Wissen I, Remagen 1952.
- GROSS, H.: Nachweis der Allerödschwankung im süd- und ostbaltischen Gebiet. - Beih. Bot. Cbl. 57/B, 167-218, 1937. - - Die Renntierjäger-Kulturen Ostpreußens. - Prähist. Z. 30/31, 39-67, 1939/40. - - Der ostpreußische Lebensraum in der ausklingenden Eiszeit. - Der Forschungskreis H. 3, 28-63, Königsberg i. Pr. 1943. - - Die moorgeologische Datierung des jüngeren Magdalénien in Deutschland. - Eiszeitalter u. Gegenwart 1, 166-171, 1951 (a). - - Mastodons, mammoths, and man in America. - Texas Arch. and Paleont. Soc., Bull. 22, 101-131, 1951 (b). - - Die Radiokarbon-Methode u.s.w. - Eiszeitalter u. Gegenwart 2, 68-92, 1952. - - Die Durchschnittsdiagramme vom Federseeried und von Oberschwaben. - Die Pyramide (Innsbruck) 3, 113-116, 1953.
- GUENTHER, E. W.: Ein eiszeitlicher Elch aus Preetz und die Frage eines Weichselinterstadials in Ost-Holstein. - Schr. natw. Ver. Schleswig-Holstein 25, 115-124, 1951.
- HÄRRI, H.: Stratigraphie und Waldgeschichte des Wauwilermooses. - Veröff. geobotan. Forschungsinst. Rübél, 17, Heft, 1940. - - Die Waldgeschichte des Baldegger-Seegebietes. - Ber. geobotan. Forschungsinst. Rübél f. 1944 (1945).
- HAMMEN, T. VAN DER: Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. - Diss. u. Leidse geolog. Mededel. 17, 71-183, 1951. - - Dating and correlation of periglacial deposits in Middle and Western Europe. - Geol. en Mijnbouw N.S. 14, 328-336, 1952.
- HAMMEN, T. VAN DER & MAARLEVELD, G. C.: Genesis and Dating of the periglacial deposits at the eastern fringe of the Veluwe. - Geol. en Mijnbouw N. S. 14, 47-54, 1952.
- HARBORT, E.: Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter im Diluvium des Baltischen Höhenrückens in Ostpreußen. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 31, II, 81-128, 1910.
- HESS VON WICHENDORFF, H.: Das masurische Interstadial. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 35, II, 298-353, 1915.
- IVERSEN, Johs.: En pollenanalytisk Tidsfaestelse af Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. - Medd. dansk geol. Foren. 10, H. 2, 1942. - - In Th. Mathiasen 1946. - - Plantevaekst, Dyreliv og Klima i det senglaciale Danmark. - Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 69, 67-78, 1947. - - Radiocarbon dating of the Allerød period. - Science 118, 9-11, 1953.
- JESSEN, K.: Studies in late quaternary deposits and flora history of Ireland. - Proc. R. Irish. Acad. 52 B 6, 85-290, 1949.
- JOHNSON, F.: Radiocarbon dating. - American Antiquity 17, nr. 1, part 2, 1951.
- KÖRNKE, B.: Geologische Untersuchungen über die hydrographische Entwicklung im nördlichen Ostpreußen. - Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. 127, 1930.
- LAIS, R.: Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. - Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 41, 119-164, 1951.
- LANG, G.: Zur späteiszeitlichen Vegetations- und Florengeschichte Südwestdeutschlands. - Flora 139, 243-294, 1952.
- MATHIASSEN, Th.: En senglacial boplads ved Bromme. - Aarbøger for nord. Oldkyndighed, 1946, 121-197.
- MITCHELL, G. F.: Studies in Irish quaternary deposits No. 7. - Proc. R. Irish Acad. 53 B 11, 111-206, 1951 (a). - - The Pleistocene Period in Ireland. - Medd. dansk geol. Foren. 12, 111-114, 1951 (b). - - Late-glacial deposits at Garscaddan Mains, near Glasgow. - New Phytol. 50, 277-286, 1952.
- MÜLLER, H.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteldeutschen Trockengebiets. - Nova Acta Leopoldina N. F. 16, Nr. 110, 1953.
- NARR, K. J.: Zum Stand der quartärstratigraphischen Forschungen. - Germania 29, 67-69, 1951 (a). - - Terrassen, Löss und paläolithische Kulturen. - Ibid. 29, 245-250, 1951 (b). - - Zur Stratigraphie jungpaläolithischer Typen und Typengruppen. - Eiszeitalter u. Gegenwart 2, 50-62, 1952. - - „Lößmagdalénien“ und „Federmessergruppe“. - Eiszeitalter u. Gegenwart 3, 50-57, 1953. - - Formen- und Kulturkreise im europäischen Paläolithikum. - 34. Ber. d. Röm.-German. Kommission, 1954.
- NØRVANG, A.: Frostspalter i Jylland. - Meddel. dansk geol. Foren. 10, 178-205, 1942.
- OVERBECK, F.: Ein spätglaziales Profil von Huxfeld bei Bremen. - Planta 37, 376-398, 1949.
- PENNINGTON, W.: Studies of the post-glacial history of British vegetation VII. Lake sediments: Pollen diagrams from bottom deposits of the north basin of Windermere. - Philos. Transact. R. Soc. Ser. B, No. 596, 137-175, 1947.
- POSER, H.: Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. - Eiszeitalter u. Gegenwart 1, 27-55, 1951.
- FICHTER, K.: Die Eiszeit in Norddeutschland. Berlin 1937.

- RUST, A.: Das altsteinzeitliche Rentierjägerlager Meiendorf. - Veröff. Archäol. Reichsinst. 1, Neumünster 1937. - - Die früh- und mittelmesolithischen Hüttengrundrisse auf dem Pinnberg bei Ahrensburg. - Offa 3, 1938. - - Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor. Neumünster 1943. - - Über die Kulturentwicklung des endglazialen Jungpaläolithikums in Nordwesteuropa. - Festschrift Gustav SCHWANTES, S. 48-58. Neumünster 1951. - - Altpleistozäne Artefakt-funde im nordwestdeutschen Moränengebiet. - Mitteil. geol. Staatsinst. Hamburg, H. 23, 98-102, 1954.
- SAURAMO, M.: Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. - Comm. géol. de Finlande Bull. no. 50, 1918.
- SCHMITZ, H.: Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. - Ber. deutsch. botan. Ges. 66, 151-166, 1953.
- SCHÜTRUMPF, R.: in A. RUST 1937. - - Die mesolithischen Kulturen von Pinnberg in Holstein und ihre Stellung im Pollendiagramm. - Offa 3, 10-17, 1939. - - In A. RUST 1943.
- SCHWABEDISSEN, H.: Das Vorkommen des Magdalénien im nordwestdeutschen Flachland. - Eiszeitalter u. Gegenwart 1, 152-165, 1951.
- SELLARDS, E. H.: Early Man in America. - Univ. of Texas Press, Austin 1952.
- STEINBERG, K.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Untereichsfeldes. - Hercynia 3, 529-587, 1944.
- STEUSLOFF, U.: Neue Beobachtungen und Erkenntnisse über Flora, Fauna und Klimageschichte des Würmperiglazials in der Niederterrasse der Emscher und Lippe. - Abh. d. Landesmus. f. Naturk. Münster (Westfalen) 14, H. 2, 1951.
- SZAFER, W.: Schylek plejstocenu w Polsce (Engl. Zusammenfassung: Decline of the Pleistocene in Poland). - Panstw. Instyt. Geol. Biulet. 65, 33-73, Warschau 1952. - - Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej (Engl. Zusammenfassung: Pleistocene Stratigraphy of Poland from the Floristical Point of View). - Rocznik polsk. Tow. Geol. 22, z. 1, 1952, 99 pp., Krakau 1953.
- VIERKE, M.: Die ostpommerschen Bändertone als Zeitmarken und Klimazeugen. - Abh. geol.-pal. Inst. Univ. Greifswald Nr. 18, 1937.
- WEINBERGER, W.: Studien über die Periglazialerscheinungen in Mitteleuropa. - Göttinger geogr. Abh. H. 15, 1954.
- WELTEN, M.: Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez.-Veröff. geobotan. Forschungsinst. Rübél 21. Heft, 201 pp., 1944. - - Pollenprofil Burgäschisee. - Ber. Forschungsinst. Rübél f. 1946, 1947, 101-111. - - Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentales. - Veröff. d. geobotan. Forschungsinst. Rübél 26. Heft, 1952.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart 1950. - - Das Eiszeitalter. 2. Aufl. Bd. 1. Stuttgart 1954.
- ZAGWIJN, W. H.: Pollenanalytische Untersuchung einer spätglazialen Seeablagerung aus Tirol. - Geol. en Mijnbouw N. S. 14, 235-239, 1952.
- ZEUNER, F. E.: Dating the Past, 3rd ed. London 1952. - - Notes on the stratigraphy of the Magdalenian. - Ann. Rep. Institute of Archaeology (of London), 10-28, 1953.
- ZIMMERMANN, W.: Die Phylogenie der Pflanzen. Jena 1930.

Manusk. eingeg. 20. 4. 1954.

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

Der Mensch als geologischer Faktor an der Nordseeküste

Von Ernst Dittmer, Husum

Zusammenfassung

Die Entwicklungsgeschichte des jüngsten Holozäns an der Nordseeküste läßt sich ohne Berücksichtigung des Faktors Mensch nicht deuten. Der natürlichen Schichtenfolge und Faziesverbreitung werden zahlreiche Beispiele gegenübergestellt, aus denen sich der weitgehende Einfluß des Menschen auf die Gestaltung des Küstenraums in den letzten 1000 Jahren ergibt.

Summary. The development of the North-Sea coast during the Late Holocene cannot be understood without the factor Man. Many examples can be shown, where Man, during the last 1000 years, has considerably influenced the configuration of the coast area.

Die Anwendung der aktualistischen Betrachtungsweise bei der Deutung der geologischen Vorgänge, die in vorgeschichtlicher Zeit während der nacheiszeitlichen Flandrischen Transgression zur Bildung stark differenzierter Ablagerungen an der Nordseeküste geführt haben, kann zu groben Irrtümern Anlaß geben, wenn wir die hydrographischen und morphologischen Verhältnisse des heutigen Wattenmeeres bei unseren Untersuchungen der Vergangenheit zugrunde legen. Denn seit der Mensch die Marsch- und Moorniederungen besiedelte und kultivierte, hat er zweifellos in so starkem Umfange in das geologische Geschehen eingegriffen, daß die natürliche Entwicklung nicht nur beeinflußt, sondern sogar teilweise in eine ganz andere Richtung gelenkt worden ist. Dabei hat sich der menschliche Einfluß nicht nur auf die eigentlichen Siedlungsgebiete beschränkt, sondern auf den ganzen Küstenraum ausgewirkt. Das heutige Wattenmeer ist in seiner Gestaltung viel stärker durch die landeskulturelle Tätigkeit des Menschen verändert worden, als man annehmen möchte, auch in den Teilen, die dem unmittelbaren Einfluß nicht unterlegen sind.

Da wir an der gesamten Nordseeküste nirgends mehr ein Gebiet besitzen, in dem die Faziesräume einigermaßen ungestört und natürlich entwickelt sind, kann man die Bildungsbedingungen für die Sedimente der Vorzeit nur mit Hilfe der möglichst weitgehenden Auswertung von Bohrungen erschließen, ohne sich bei deren Ausdeutung durch den gegenwärtigen Zustand der Morphologie und Dynamik beeinflussen zu lassen. Dabei ist es unbedingt wichtig, daß bei der Betrachtung der entwicklungsgeschichtlichen Vorgänge stets die größeren Zusammenhänge gesehen werden. Erst aus der Aneinanderreihung unzähliger örtlicher Befunde läßt sich ein Bild von der natürlichen Faziesfolge gewinnen. Gerade die umfangreiche Literatur über die neuzeitliche Küstensenkung bietet zahlreiche Beispiele, bei denen aus örtlichen Beobachtungen und vom Blickpunkt der Gegenwart gesehen Fehlschlüsse gezogen wurden.

Den großen Küstenveränderungen, die in der Nacheiszeit durch den eustatisch bedingten Wasserspiegelanstieg verursacht waren, stand der Mensch jahrtausendlang passiv gegenüber. Der Mesolithiker mußte sich bei dem starken Ausmaß der Niveauänderung in kurzer Zeit auf das heutige Festland zurückziehen. Vollmarine subaquatische Schlickabsätze großer Mächtigkeit waren im Mündungsgebiet von Elbe und Eider im frühen und mittleren Atlantikum weit verbreitet. Diese Ablagerungen enthalten eine Molluskenfauna, die große Ähnlichkeit mit der *Abra-Macoma*-Gemeinschaft der heutigen Schlickgebiete der Deutschen Bucht besitzt. Es hängt mit der ganz anderen Gestaltung des Küsten-

raums in atlantischer Zeit zusammen, daß derartige Absätze so küstennah auftreten konnten. Die Entfernung ihres Verbreitungsgebietes von der Küste weg ist durch die natürliche Entwicklung bedingt, da mit Zunahme der Tiefen die Dynamik in Küstennähe verstärkt wurde.

Sandige Flachwasserabsätze, die unter der Niedrigwasserlinie gebildet wurden und als Leitform *Spisula subtruncata* enthalten, waren in der Vorzeit viel stärker verbreitet als heute. Auch das Verschwinden dieses Faziesraums aus dem eigentlichen Küstengebiet hat natürliche Ursachen.

Das nächste Glied in der Faziesfolge, die Absätze des Wattenmeeres, hat auch heute noch im Elbmündungsgebiet eine große Ausdehnung. Im nord- und ostfriesischen Raum ist in den letzten 1000 Jahren nach den mittelalterlichen Landverlusten sogar eine erhebliche Zunahme der Wattflächen zu verzeichnen. Die vor der Zeit der Besiedlung und Bedeichung gebildeten Wattabsätze, die zeitlich bis in das ältere Neolithikum zurückgehen, zeichnen sich wie die heutigen durch Gezeitenschichtung und eine sehr artenarme und individuenreiche Fauna aus, der alle temperaturempfindlichen Mollusken fehlen. Bemerkenswert ist die gegenüber heute viel stärkere Verbreitung von *Scrobicularia piperata* und das Fehlen jener Arten, die erst der Mensch in jüngster Zeit in unser Gebiet gebracht hat. Es mangelten den vorgeschichtlichen Watten jene großen, tief eingeschnittenen Wattströme, die unser heutiges Wattenmeer kennzeichnen, und deswegen deren Sedimenten die Vermengung mit aufgearbeitetem Material mittel- und jungpleistozänen Ursprungs.

Der natürliche Verlandungsraum war in der Vorzeit reich gegliedert. In Nordfriesland hat er vom Ende der Jungsteinzeit bis in das frühe Mittelalter hinein eine Breite von mehr als 30 km erreicht. Nahe der See lag ein Streifen grüner Marsch mit einer natürlichen, ungenutzten Vegetation, die den Absatz auch feinsten Sinkstoffe begünstigte. Da die Verlandung kontinuierlich seewärts fortschritt, hatte die alte Marsch im Endzustand eine geschlossene Kleidecke. Fast überall an der Nordseeküste beobachten wir über ihr ein Torfprofil, das mit Schilftorf beginnt und über Seggentorf, Bruchwaldtorf mit Laubmoostorf und Heidetorf endigt. In's Räumliche übertragen heißt das, daß landwärts neben der marinen Verlandungsfazies ein breiter Schilfgürtel nachfolgte, in dem sich der marine und Gezeiteneinfluß verlor, sodaß Bruchwald und Hochmoor sich allmählich anschließen konnten. Die seewärtige Ausdehnung der Verlandungszone bedingte die angegebene Vegetationsfolge übereinander.

Über die Gezeitenerscheinungen der Vorzeit lassen sich genaue quantitative Angaben bislang nicht machen. Alle Berechnungsversuche schließen zahlreiche Unbekannte ein. Da die Ausdehnung und die Tiefenverhältnisse der Nordsee im Großen kaum von den heutigen Verhältnissen abwichen, wird der Verlauf der Tidewellen nicht viel anders gewesen sein. Im Küstengebiet aber herrschten ganz andere morphologische Bedingungen. Die heutigen großen Wattströme, ausgenommen die Tideflüsse, die aber wahrscheinlich auch kleinere Querschnitte hatten, waren nicht vorhanden. In den Verlandungsgebieten gab es nur zahlreiche kleine Priele. Insbesondere der Schilfgürtel wirkte stark hemmend auf die Gezeitenbewegungen. An diesem wurde die Flutwelle reflektiert. Es ist deshalb anzunehmen, daß der Tidehub vor dem äußeren Marschrand am höchsten war und innerhalb der organogenen Verlandungsfazies auf Null absank. Auch bei Sturmfluten reichte der Einfluß höchstens durch Anstau der Binnenwässer bis in den Bruchwald. Die hohe Vegetation des Schilfgürtels machte zudem einen ausgeprägten Windstau, wie wir ihn heute an der Küste haben, unmöglich.

Der Abfluß des Niederschlagswassers von der Geest, aus den vermoorten ehemaligen Schmelzwassertälern und den seewärts anschließenden Moor- und Marschgebieten, war durch die breite Verlandungszone stark behindert. Die Folge war: 1. ein hoher Grundwasserstand in der Verlandungszone selbst; dieser verzögerte die Setzung der Marsch- und Moorböden; 2. ein Ansteigen des Grundwasserspiegels auf der angrenzenden Geest und dessen fortschreitende Vermoorung und 3. ein Hinausschieben der Grenze zwischen süßem und salzigem Grundwasser in den diluvialen und alluvialen Grundwasserträgern weit nach See zu.

Soweit das Bild von den Zuständen in vorgeschichtlicher Zeit, wie es sich bisher aus den erdgeschichtlichen Untersuchungen ergab, und zwar ausgehend von der nacheiszeitlichen Urform, nicht vom heutigen Zustand zurück in die Vergangenheit betrachtet.

In vorgeschichtlicher Zeit hat eine Besiedlung der Marschen und Moore trotz zahlreicher Streufunde jungsteinzeitlicher und bronzezeitlicher Geräte offenbar nicht stattgefunden. Die Besiedlung der römischen Kaiserzeit beschränkte sich auf die hochliegenden Uferländer der Flüsse und Nebenflüsse sowie auf die Außenränder der marinen Marschen. Es ist nicht anzunehmen, daß sich der Mensch damals als „geologischer Faktor“ soweit betätigte, daß dadurch die natürliche Entwicklung wesentlich beeinflusst worden wäre. Auch die vermutlich sächsische Bevölkerung der zweiten Hälfte des 1. Jahrtausends hielt sich an die natürlichen Erhebungen, alte Dünen und hochliegendes Marschland, und änderte wohl kaum etwas an den natürlichen Entwässerungssystemen. Erst mit der Einwanderung der Friesen und der Holländer am Ausgang des 1. Jahrtausends beginnt die Periode, in der der Mensch auf den Ablauf der natürlichen Entwicklungsgeschichte einen entscheidenden Einfluß nimmt. Dabei überschneiden sich zwei für die gesamte Küstenentwicklung wesentliche Ereignisse: 1. die planmäßige Besiedlung, ausgehend von den hochgelegenen marinen Marschen in Richtung auf die Moorniederungen und den Geestrand, und 2. die natürlichen Einbrüche der Nordsee als Folge der sogenannten Dünkirchener Transgression in niedrig gelegene Gebiete, die zur Ablagerung einer jungen Marsch über der alten steinbronzezeitlichen bzw. den darauf lagernden Moorbildungen führte. An der Niederelbe war z. B. ein solcher Einbruch und die Wiederverlandung größtenteils bereits erfolgt, als holländische Kolonisten vom 11. Jahrhundert an die Bedeichung und Kultivierung durchführten. In Nordfriesland erfolgte ein Einbruch zunächst nur im nördlichen Teil, während das übrige meist vermoorte Gebiet von friesischen Siedlern in Besitz genommen wurde.

Ein wesentliches Merkmal, das die natürlichen Faziesverhältnisse aufs stärkste beeinträchtigte und eine Reihe tiefgreifender Folgeerscheinungen hatte, war der Deichbau. Die Deiche hatten damals den Zweck, nicht nur die Sturmflutgefahr zu bannen, sondern auch das neukultivierte Land vor den Binnenwässern aus den Moorengebieten zu schützen. Die Befunde zeigen, daß der Deichbau den landeskulturellen Folgemaßnahmen wie Verfehnung und planmäßiger Entwässerung vorausging. In den ehemaligen Moorengebieten liegen alle alten Deiche sowie die Wohnplätze aus der Zeit der ersten Besiedlung, die späteren Warften, auf Moor. Die eingedeichten Gebiete aber wurden verfehnt, d. h. die Moordecke wurde entfernt und die darunter liegende Kleimarsch in Kultur genommen¹⁾. Durch eine großartiges Entwässerungssystem wurde eine intensive

¹⁾ Die Einwände von C. SCHOTT (1950) setzen sich über die tatsächlichen Befunde ohne Diskussion hinweg. Seine Ansicht, die Friesen hätten statt auf alter verfehnter Marsch auf der jungen Marsch der Dünkirchener Transgression gesiedelt, ist weder belegt noch läßt sie sich mit den wirklichen Lagerungsverhältnissen in Einklang bringen.

landwirtschaftliche Nutzung ermöglicht. Solche Verfehnungen sind in Nordfriesland vom 11.—16. Jahrh. auf einer Fläche von mindestens 30 000 ha, in Teilen von Eiderstedt und in den Elbmarschen in großem Umfange erfolgt. Wie weit dies auch für das ostfriesische Gebiet zutrifft, ist noch nicht untersucht. In den Niederlanden wurde die mittelalterliche Verfehnung neuerdings durch T. EDELMANN (1952 und freundliche mündliche Mitteilung) nachgewiesen.

Gleichzeitig erfolgte eine Abtorfung in Gebieten außerhalb der Deiche zum Zwecke der *Salzgewinnung* aus Torfasche, und zwar meist am Rande von marinen Einbruchsräumen. Diese friesische Salzsiederkultur ist an der niederländischen, ost- und nordfriesischen Küste verbreitet gewesen und hat zur Zerstörung von Hallig- und Vorland beigetragen.

Durch den Deichbau, die Verfehnung, Salztorfgewinnung und Entwässerung griff der Mensch in sehr starkem Maße in das natürliche Geschehen ein. Durch die Eindeichung großer Gebiete wurde die gesamte Verlandungszone mit allen Faziesräumen dem Einfluß der normalen Gezeiten und der Sturmfluten spontan entzogen. Die Flutwelle konnte nicht mehr in dem verästelten Prielsystem und im breiten Schilfgürtel auslaufen, sondern fand an den Deichen ein starres Hindernis. Das Ebbwasser konnte ungehindert ablaufen. Das künstliche Hindernis der Deiche wirkte erhöhend auf das Tidehochwasser, erniedrigend auf das Niedrigwasser, also vergrößernd auf den Tidehub. Eine Änderung des Verhältnisses von Steig- und Falldauer ist wahrscheinlich. Durch die Stauwirkung nahm die Zahl und Höhe der Sturmfluten zu. Das bedeutete eine stärkere Erhöhung der noch nicht bedeichten oder neugebildeten Marschen gegenüber den natürlichen Verhältnissen. Dort, wo sich neues Vorland bildete, wuchs dieses nicht ungehindert kontinuierlich auf See zu wie unter natürlichen Bedingungen in vorgeschichtlicher Zeit, sondern die Entwicklung wurde alsbald durch Neubedeichungen unterbrochen. Niemals mehr kam es zu einer natürlichen Differenzierung der Fazies, immer nur entstand *marine* Marsch mit fetten Böden vor dem alten und leichteren hinter dem neuen Deich. Diese Zonierung wiederholte sich in den jeweils jüngeren Kögen, sehr zum Vorteil der heute gewünschten gemischten Betriebsweise.

Die Salztorfgewinnung auf Vorländern und Halligen wurde zweifellos ohne Rücksicht auf Landverluste und Küstenschutz durchgeführt. Die Zerstörung hatte erhebliche Ausmaße, aber offenbar doch keine allzugroße Einwirkung auf die hydrographischen Verhältnisse, da sie schrittweise erfolgte und an den meisten Stellen über dem abgetorften Gelände neues Halligland aufwuchs.

Durch die Verfehnung aber wurde die vorher sturmflutfreie Oberfläche soweit erniedrigt, daß sie nunmehr im allgemeinen unter dem mittleren Tidehochwasser lag. Bei Deichbrüchen geriet also das Land unter die Einwirkung der *täglichen* Gezeiten. Es ist ohne weiteres klar, daß sich als Folge schnell ein Prielsystem ausbilden konnte, das ganz andere Ausmaße annahm, als dies bei Überflutung von hochwasserfreiem Land hätte geschehen können. Nur durch die umfangreichen Verfehnungsmaßnahmen konnte es im Mittelalter zu derartigen Katastrophen kommen, wie sie uns in den Chroniken aufgezeichnet sind und in den Marschprofilen abzeichnen.

Es läßt sich natürlich nicht mit Sicherheit sagen, ob das nordfriesische Gebiet in seinem natürlichen Zustande auch von einer natürlichen Transgression betroffen worden wäre. Wäre dies geschehen, so hätten sich vielleicht auch einzelne Einrisse gebildet; es wäre zur Ablagerung einer jungen Marschdecke über dem Moor gekommen, kaum aber hätte sich die Entwicklung so umfangreicher Wattstromsysteme angebahnt, wie dies seit den mittelalterlichen Sturmflutkatastrophen geschehen ist.

Die Entwässerung der in Kultur genommenen Marschen und Moorniederungen erniedrigte den Grundwasserstand und begünstigte eine verstärkte Setzung des Bodens, besonders in den Gebieten mit ehemaliger Brackwasserfazies. In vielen Gegenden machte die Setzung wiederum besondere künstliche Entwässerungsmaßnahmen notwendig, die erneut weitere Setzungen des Bodens nach sich ziehen. Durch die natürlichen Einbrüche, die durch die Bedeichung und Verfehlung herbeigeführten Sturmflutkatastrophen und Landverluste, durch die Sakkung der Marsch- und Moorböden und den dadurch künstlich niedrig gehaltenen Grundwasserstand, schließlich durch wasserwirtschaftliche Maßnahmen auf der anschließenden Geest haben sich die Grundwasserverhältnisse auch in qualitativer Hinsicht in den letzten 1000 Jahren, letzten Endes auch durch die menschliche Tätigkeit bedingt, ganz wesentlich verändert. Die Salzwassergrenze in den verschiedenen Grundwasserstockwerken hat sich ständig landwärts verschoben, und zwar am meisten in den Gebieten, die besonders tief liegen. Vielfach hat das Salzwasser im Untergrund die Grenze zwischen Geest und Marsch bereits erreicht, und in Gegenden mit geringer Marschbedeckung, wie z. B. im Gotteskoog, dringt infolge des künstlich niedrig gehaltenen Binnenwasserstandes salzhaltiges Grundwasser auf und läßt die Versorgung mit Trink- und Tränkwasser zu einem ernststen Problem werden. Dies ist ein sprechendes Beispiel für die Fernwirkung, die landeskulturelle Maßnahmen haben können. Waren sich aber die friesischen Kolonisten des Mittelalters keineswegs über die Folgen ihrer tief in das natürliche Geschehen eingreifenden Maßnahmen klar, so muß man heute unbedingt erwarten, daß eine Planung auf weite Sicht und unter Berücksichtigung vielleicht eintretender Folgen betrieben wird.

Seit etwa einem Jahrhundert greift der Mensch bewusst aktiv in das natürliche Geschehen ein, sei es aus Gründen des Küstenschutzes oder sei es, um die natürliche Entstehung von Neuland wirksam zu unterstützen und sumpfige Niederungen trocken zu legen. Es gilt schädliche Strömungen zu unterbinden, weitere Abbrüche zu verhindern und die Anlandung zu fördern. In vielen Fällen bedeutet eine solche Maßnahme einen Eingriff in den Sedimenthaushalt des Wattenmeeres oder in die Sandwanderung vor der Küste. Die Befestigung der Westenden der ostfriesischen Inseln behindert deren Ostwärtswanderung, ohne den Sandverlust unterbinden zu können. Als Folge wurden ständig weitere, kostspielige Bauten notwendig. Die aus einem diluvialen Kern und jungen alluvialen Nehrungshaken bestehende Insel Sylt mußte vor Westerland durch eine Uferschutzmauer befestigt und vor weiterem Abbruch bewahrt werden. Nachdem das bisherige Nährgebiet in der Mitte keinen Sand mehr liefert, ist auch der Bestand des nördlichen und südlichen Hakens bedroht, sodaß auch hier Sicherungsmaßnahmen notwendig geworden sind. In allen diesen Fällen hat das auf Notwehr beruhende Eingreifen des Menschen in das geologische Geschehen meist nicht zu befriedigenden Ergebnissen geführt und gelegentlich sehr schädliche Folgen gehabt.

Der Bau des Hindenburgdammes unterband die Strömung über den Watrück zwischen Sylt und dem Festland, erzeugte einen höheren Stau an der Südseite und begünstigte die Landgewinnung in einem nicht erwarteten und bisher nicht verzeichneten Maße. Der starke Anfall von Stinkstoffen legt die Vermutung nahe, daß diese in bisher nicht näher bekannten Gebieten aus älteren Absätzen aufgearbeitet werden und daß diese Aufarbeitung ebenfalls eine mittelbare oder unmittelbare Folge des Dammbaues ist. Ähnlich günstige Wirkungen waren bei anderen Bauten zu verzeichnen, wenn auch nicht in dem Umfange.

Einen Fall der unbeabsichtigten und geradezu unerwünschten Beeinflussung der Sandwanderung stellt die Abdämmung der Eider dar, deren Zweck

es war, die großen Niederungsgebiete vor den winterlichen Sturmfluten zu schützen. Dieser Zweck ist voll erreicht worden. Das Bauwerk veränderte aber die Gezeitenverhältnisse unterhalb der Abdämmungsstelle so stark, daß innerhalb weniger Jahre mehr als 20 Millionen cbm Sand in den Tidefluß einwanderten. Dadurch wurde nunmehr die Entwässerung ernstlich beeinträchtigt. Weitere kostspielige Bauten waren erforderlich. Zwar hatte der Einfluß des Bauwerks auf den zukünftigen Wasserhaushalt vorher berechnet werden können, doch waren bis dahin die Beziehungen zwischen Strömung und Sediment unbekannt. Wir erkennen zwar heute die Notwendigkeit verantwortungsbewußter Planung, wir sind aber weit davon entfernt, die Auswirkungen, die der Mensch als geologischer Faktor auslösen kann, in jedem Falle abzuschätzen oder genau zu ermitteln.

Die Entwicklungsgeschichte des jüngsten Holozäns zeigt also, daß der Mensch in den letzten tausend Jahren so weitgehend in das natürliche geologische Geschehen an der deutschen Nordseeküste eingegriffen hat, daß man selbst das vor den Deichen liegende Wattenmeer nicht mehr als reine Naturlandschaft ansprechen kann. Die völlige Veränderung der Faziesfolge, bedeutsame Verlagerungen der Küstenlinie, Landverluste und Landgewinn, sind durch den Menschen veranlaßt oder mindestens stark begünstigt worden. In vielen Fällen mußte in Kauf genommen werden, daß die intensive Nutzung des fruchtbaren Marschlandes gleichzeitig mit unerwünschten Folgeerscheinungen verbunden war. Daß sich die landeskulturelle Tätigkeit in früheren Zeiten so oft in verheerender Weise auswirkte, ist vor allem auf die mangelhafte Kenntnis der natürlichen geologischen Vorgänge zurückzuführen und auf den geringen Wert, den man dem Menschen als geologischem Faktor — ob er ihn nun bewußt oder unbewußt ausübt — beigemessen hat. Für den Wasserwirtschaftler gilt es heute Auswirkung und Grenzen des technischen Vermögens zu erkennen, für den Forscher bei der erdgeschichtlichen Deutung den Faktor Mensch zu berücksichtigen.

Schriftennachweis

- BANTELMANN, A.: Das nordfriesische Wattenmeer, eine Kulturlandschaft der Vergangenheit. - Westküste 2, 1939.
- DITTMER, E.: Die nacheiszeitliche Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. - Meyniana, Veröff. a. d. Geol. Inst. Univ. Kiel, 1, 1952.
- EDELMANN, T.: Exploitatie van turf ver voor de Middeleeuwen. - Tijdschr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen. 2. Reeks, Deel 59, Nr. 4. 1952.
- GRIFF, K.: Entstehung und zukünftige Entwicklung der Deutschen Bucht. - A. d. Arch. d. Deutschen Seewarte u. d. Marineobservatoriums. Hamburg 1944.
- HAARNAGEL, W.: Das Alluvium an der deutschen Nordseeküste. - Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet 4, 1950.
- SCHOTT, C.: Die Westküste Schleswig-Holsteins. Probleme der Küstensenkung. - Schr. geogr. Inst. d. Univ. Kiel 13, Nr. 4. 1950.
- WEINNOLDT, E. & BAHR, M.: Die Versandung der Eider. Ursachen und Gegenmaßnahmen. - Die Wasserwirtschaft 42, Nr. 8, 1952.
- WOHLENBERG, E.: Sinkstoff, Sediment und Anwachs am Hindenburgdamm. - Die Küste (im Druck).

Manusk. eingeg. 24. 4. 1954.

Ansch. d. Verf.: Dr. Ernst Dittmer, Husum, Nissenhaus.

Geröllmorphometrische Studien in den Mittelterrassenschottern bei Gronau an der Leine *)

Von Konrad Richter, Hannover, Amt für Bodenforschung. Mit 2 Abb.

Zusammenfassung. Morphometrische Zurundungsfolgen sind sicherer klimatisch auszuwerten, wenn neben der kleinsten Zurundung auch ein maximaler Zurundungsradius bestimmt wird. Eine Untersuchung der Mittleren Terrasse der Leine bei Gronau südl. Hannover zeigt, daß es auf diesem Wege vielleicht gelingt, eine klimatische Vollgliederung des Eiszeitalters zu erreichen.

Summary. Measuring of pebble rounding in river terraces etc. seems to be a way to recognize the climatic conditions during the building of these deposits. In this respect the biggest radius of rounded edges should also be determined. An investigation of the Pleistocene middle terrace of the Leine river near Gronau (S of Hannover) shows, that it may be possible to get a complete scheme of the climatic changes during the Ice Age by testing Pleistocene river terraces in this manner.

Im Jahre 1903 beschrieb H. MENZEL aus pleistozänen Flußschottern bei Gronau Sand- und Lehm-Einlagerungen mit einer Konchylienfauna, die seiner Ansicht nach auf ein kühleres Klima hinweist als das heutige. Die Fauna ist inzwischen von LÜTTIG (1953) neu bearbeitet worden.

Die konchylienhaltigen Lehmeinlagerungen MENZEL'S waren 1951 und 1952 etwa 3—4 m unter der Kiesoberkante als gut 1 m mächtige Bank aufgeschlossen, deren Unterkante in der LICHTENBERG'schen Grube mit dem liegenden Kies deutlich Brodeltaschen von ca. 40 cm Höhe bildete (siehe Abb. 1, geologisches Profil an der linken Seite). In der einige hundert Meter entfernten städtischen Kiesgrube ging von dem Konchylienschluff aus eine mit Kies und Schluff erfüllte schöne Eiskeilspalte bis mindestens 1,5 m in den liegenden Kies hinein. Es scheint also eine ausgesprochen glaziale Klimaphase die Kiessedimentation eines pleistozänen Leineschluffes unterbrochen zu haben. Auch WOLDSTEDT (1950) deutet die von BARNER (1941) erwähnten Funde von *Rhinoceros mercki* im tieferen Teil der Kiese, von *Elephas primigenius* im höheren Teil der Kiese als Wandlung des Klimaablaufes während der Aufschotterung.

Überlagert wird der Schotterkörper von einer Bank, die nach BARNER (1941) im Gegensatz zu MENZEL (1903) als saaleeiszeitlicher Geschiebelehm gedeutet wird. Das Maximum der Ausbreitung saale- (= riß-) eiszeitlicher Gletscher läßt sich sogar noch deutlicher weiter südlich bei Alfeld auf den Mittelterrassenschottern der Leine nachweisen. Allerdings ist der Geschiebemergel auf den Mittelterrassenschottern bei Gronau eine ausgesprochene Lokalmoräne aus Lößlehm und aufgearbeiteten Geröllen des Mittelterrassenschotters und enthält kein Prozent mehr nordisches Material als der Mittelterrassenschotter selbst, der es aus Ablagerungen einer älteren, der Elstereiszeit, aufarbeitete.

Wie in anderen pleistozänen Flußterrassenschottern des niedersächsischen Raumes (K. RICHTER 1952a u. 1952b) wurden zunächst aus 10 Horizonten Buntsandsteingerölle nach der Methode von CAILLEUX (1952) und TRICART morphometrisch vermessen, weil sich Buntsandsteine bisher als gut verwendbar gezeigt hatten. Die Zurundung der Gerölle war an der Basis des Schotterkörpers gegen den unterlagernden Keuper zunächst gering, nahm bis zum „Konchylienschluff“ stark

*) Vortrag auf der Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Stuttgart 1953.

zu; aber die Gerölle im unteren Teil des Schluffes waren sprunghaft wieder so eckig wie in der Basis des Schotterkörpers. Da die Schluffbasis glazial verbrodelt ist und die von ihr ausgehende Eiskeilspalte auch auf Glazialklima hinweist, würde diese morphometrische Abwandlung auf ein kaltes Klima zu Beginn der Schotterbildung, dann zunehmende Erwärmung und dann glaziales Klima hindeuten. Dabei ist die Zurundungsabnahme in der Basis des Schluffes sehr sprunghaft nach dem Maximum der Zurundung im Kies direkt unter dem Schluff. Es ist also kein Übergang der Zurundungsformen vorhanden, sondern ein möglicherweise vorhanden gewesener Übergangsteil der Schotter ist durch Abtragung vor Ablagerung des Schluffes erodiert worden, oder es liegt eine Sedimentationspause vor.

Über dem Schluff wird die Zurundung wieder stärker bis etwa zur Mitte des hangenden Kieskomplexes und nimmt dann bis zur Basis des überlagernden Geschiebemergels wieder ab. Im Geschiebemergel selbst ist die Zurundung natürlich am geringsten, aber kaum geringer als in der Basis des Gesamtterrassenkörpers oder im unteren Teil des Konchylenschluffes. Der Geschiebemergel ist zweifellos im glazialen Klima abgelagert, also werden die Schotterteile mit entsprechend geringerer Zurundung auch im kalten Klima, die zugerundeteren in wärmerem Klima abgelagert sein. Das Profil (siehe Abb. 1, ganz links) zeigt also im Mittel-

Gronau, Zurundungsfolgen

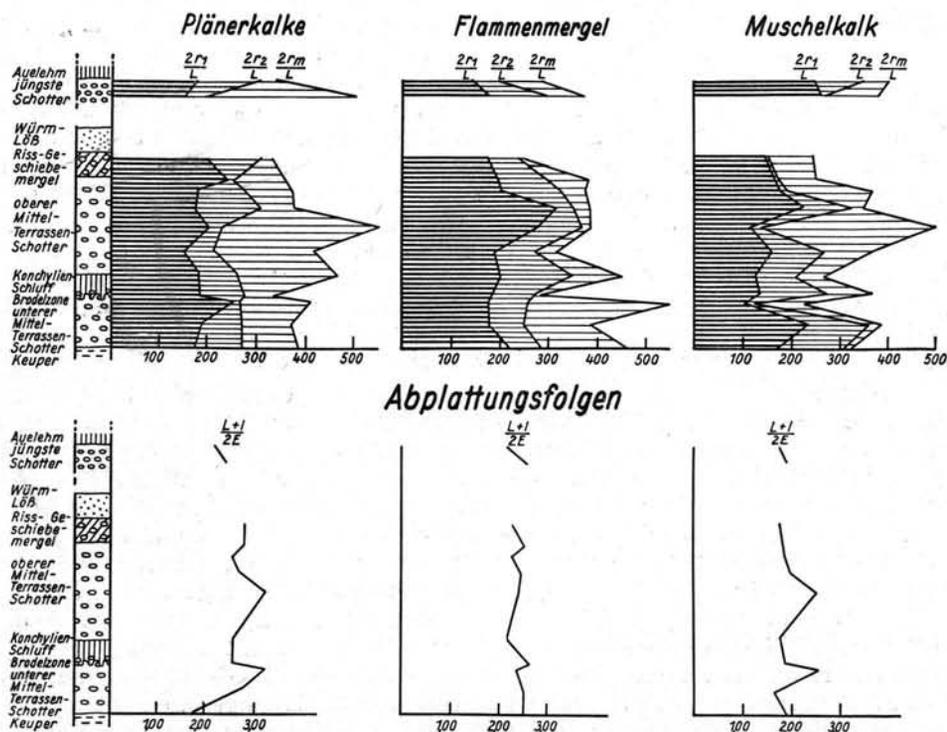


Abb. 1. Zurundungs- und Abplattungsentwicklung in den Mittelterrassenschottern und im jüngsten Leineflußschotter bei Gronau. Links jeweils das geologische Profil mit einer Schluffbank, deren unterer Teil verbrodelt ist. Die Wandlung der Zurundungsverhältnisse ist klimatisch bedingt. Sie kommt bei Ausmessung der am stärksten gerundeten Ecken ($\frac{2r_1}{L}$) am klarsten zum Ausdruck und stimmt bei petrographisch verschiedenartigen Geröllgruppen besser überein als bei Ausmessung der kleinsten Zurundungen.

terrassenkomplex drei kalte und zwei wärmere Phasen. Die mittlere Kaltphase repräsentiert demgemäß eine Kaltzeit, deren Gletscher unser Gebiet nicht mehr erreichten. Sie läßt sich auch ohne Schluffbandentwicklung in anderen Mittelterrassenschottern Niedersachsens wie im benachbarten Alfeld und anscheinend auch in entsprechenden Innerste-Schottern nachweisen.

Da in den vergletschert gewesenen Bereichen Norddeutschlands ältere Gletschervorstöße sehr oft von nächst-jüngeren wieder aufgearbeitet wurden, ist dort die Erfassung überfahrener Vorstoßphasen sehr schwierig. Vielleicht läßt sich durch die vorstehend aufgezeigte morphometrische Terrassengliederung bei sehr spezialisierten Profilaufnahmen eher eine Vollgliederung der pleistozänen Ablagerungen erreichen.

Es stehen indessen nicht immer Buntsandsteingerölle zur Verfügung, um einen korrekten Vergleich zu ermöglichen. Schon im vorliegenden Beispiel gelang es nicht, aus allen Horizonten eine genügend große Zahl von Buntsandsteingeröllen zu sammeln, um wirklich einwandfreie Diagramme aufzustellen. Es wurden deshalb auch die Zurundungsverhältnisse von zahlreichen anderen Gesteinen untersucht.

Dabei ergaben sich mehrere Fälle, bei denen unter Verwendung nur des kleinsten Zurundungsradius ($\frac{2r-1}{L}$) ein abweichendes Bild entstand, das den Wert der Methode völlig in Frage zu stellen schien. Auf der beigegebenen Abbildung sind davon Beispiele für Plänerkalke, Flammenmergel und Muschelkalk dargestellt. Es wurde daher versucht, auch weitere Zurundungsradien wie r_2 und die maximale Zurundung eines Gerölles = r_m darzustellen. Bei r_m wird von der Annahme ausgegangen, daß die meisten Gerölle klüftigen Sedimenten entstammen und bei rein mechanischer Beanspruchung zum Zerfall zu Würfeln oder Quadrern neigen. Da sich das morphometrische Prinzip auf die Zurundung der Ecken beschränkt, wird also die Zurundung einer ehemaligen Würfelkante außer acht gelassen und die Maximalzurundung einer ehemaligen Ecke als r_m bezeichnet. Diese Methode wurde nach der von POSER & HÖVERMANN (1952) entwickelten Darstellung der Historiogramme, sowohl für r_1 wie für r_2 und auch r_m durchgeprüft, und zwar einmal auf Sylt an der Nordsee, bei Strandgeröll vom Abbruchskliff auf die Nehrung hin und weiter bei Travemünde an der Ostsee.

Es ergab sich, daß bei frisch aus Geschiebemergel ausgespültem Geröll r_1 , r_2 und r_m zunächst dicht beieinander liegen, sich im Verlaufe des Historiogrammes, also zur Nehrung hin, auseinanderziehen, um sich dann weit auf der Nehrung in insgesamt höheren Zurundungswerten wieder zu nähern. Die genauen Ergebnisse werden in anderem Zusammenhang veröffentlicht. Für unseren Fall ist wichtig, daß r_m also nicht etwa eine aus älteren Ablagerungen durch Aufarbeitung der Sedimente vererbte Abrollungsform darstellt, sondern mindestens in seiner Mehrheit eine gleichsinnige Historiogrammentwicklung hat wie r_1 und r_2 .

Nach diesem ermutigenden Ergebnis wurden auf der beigegebenen Abbildung für Plänerkalke, Flammenmergel und Muschelkalk in den Zurundungsprofilen nicht nur r_1 und r_2 sondern auch r_m dargestellt. Es zeigt sich, daß r_m dann in allen Fällen sehr weitgehend das an r_1 von Buntsandsteingeröllen gewonnene Ergebnis bestätigt. Besonders in den Fällen, wo kein oder nur ungenügend Buntsandsteingeröll in den einzelnen Horizonten eines Schotterprofils zur Verfügung steht, scheint es also notwendig, mehrere Gesteinstypen, besonders auch hinsichtlich r_m , der maximalen Zurundung also, zu vergleichen.

Zur weiteren Kontrolle sind auch die Abplattungsfolgen nach der Formel $\frac{L+1}{2E}$ dargestellt, die ebenfalls zeigen, daß eine Gesteinsart allein kein ganz eindeutiges

Bild ergeben muß, sondern daß es auch aus dieser Perspektive erwünscht ist, mehrere Gesteinstypen miteinander zu vergleichen.

Eine Wandlung der Prozentgehalte einzelner Gesteinstypen kann darüber hinaus eine Mannigfalt paläogeographischer Hinweise ergeben. Sieht man von dem Wandel einfacher Prozentzahlen für verschiedene Gesteine wie Kieselschiefer, Buntsandstein, Muschelkalk, Flammenmergel und anderen ab und beschränkt sich auf die Erfassung von Verwitterungsauslesen, so läßt sich dafür das Verhältnis kalkfreier Gerölle ohne Quarzgerölle zu gerollten Quarzen von über 1 cm Länge verwenden. Es ergibt sich für die Mittelterrassenschotter bei Gronau eine völlig gleichlaufende Kurve wie bei der Morphometrie von Buntsandsteingeröllen. Das morphometrische Ergebnis läßt sich hier auch auf rein sedimentpetrographischem Wege erzielen (siehe Abb. 2).

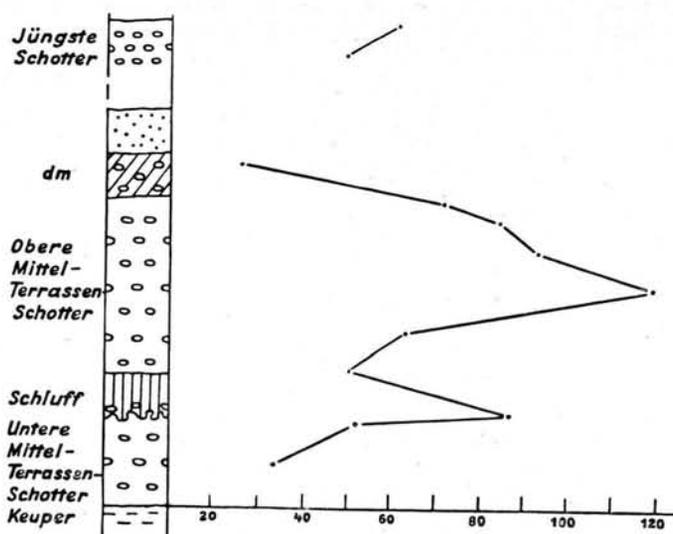


Abb. 2. Verhältnis kalkfreier Gerölle zu gerollten größeren Quarzen. Die Zahlen der Abszisse geben diese Quotienten an. In der Ordinate sind sie den Probeentnahmestellen des Schichtprofils zugeordnet. Die so gewonnene Kurve ist gleichsinnig wie die der maximalen Eckenrundung auf Abb. 1. Der Quarzgehalt ist in den gerundetsten Schotterlagen am geringsten.

Bei allen bisherigen derartigen Untersuchungen wurde mit Überraschung festgestellt (K. RICHTER 1952b), daß seitliche Aufschotterungsverlagerungen bei der Bildung des Schotterkörpers das prinzipielle Bild eines zyklischen Klimaablaufes kaum stören, und wo eine Störung, etwa durch zeitweise Erosion, vorhanden ist, läßt sie sich in einem Kurvensprung, wie in unserem Beispiel, zwischen Liegendem und Basis des Konchylenschluffes deutlich erkennen.

Auf der beigegebenen Abbildung 1 ist noch der Oberteil eines wahrscheinlich jüngeren Schotterkörpers beim Bahnhof Gronau dargestellt, der, direkt unter holozänem Lehm gelegen, das morphometrische Bild eines nicht glazialen Klimas zeigt. In ihm wurde in einem Meter Tiefe das Bruchstück eines Menschenschädels gefunden, das durch Fräulein Dr. ASSMUS freundlicherweise anthropologisch beurteilt ist. Es erlaubt zwar kein sicheres Urteil, aber nach Form und Gewicht ist es eher als jung, denn als eiszeitlich anzusehen. Dieses Ergebnis paßt einerseits zur Geröllanalyse der Schotter, in denen u. a. auch der Kieselschiefergehalt um

über das doppelte höher ist als in der dortigen Mittelterrasse, andererseits auch zu der Tatsache, daß sich die Nachweise mehren, in denen in unseren Flußtäälern der oberste Teil der Schotter unter dem Auelehm erst spätmittelalterlicher Entstehung ist.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß morphometrische Zurundungsfolgen bedeutend sicherer klimatisch auszuwerten sind, wenn auch ein maximaler Zurundungsradius in die Berechnungen mit aufgenommen wird. Das Beispiel der Mittelterrasse von Gronau zeigt, daß es auf diese Weise gelingen könnte, eine Vollgliederung des Eiszeitalters zu erreichen.

Schrifttum

- EARNER, W.: Altpaläolithische Funde aus dem südlichen Hannover. - Quartär 3, 1941.
- CAILLEUX, A.: Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. - Geolog. Rundsch. 40, 1952.
- LÜTTIG, G.: Die Mollusken des Interglazials von Elze. - Paläont. Z. 27, 1953.
- MENZEL, H.: Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover. - Jb. preuß. geol. L.A. 24, 1903.
- POSER, H. & HÖVERMANN, J.: Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse. - Abh. braunschweig. wissenschaftl. Ges. 4, 1952.
- RICHTER, K.: a) Morphometrische Gliederung von Terrassenschottern. - Eiszeitalter u. Gegenwart 2, 1952. - - b) Klimatische Gliederung von Terrassenschottern. - Z. deutsch. geol. Ges. 104, S. 427-428, 1952.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart 1950.
- Manusk. eingeg. 24. 12. 1953.
- Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Konrad Richter, Amt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstraße 72-74.

B. Buchbesprechungen

KARL MÄGDEFRAU: **Paläobiologie der Pflanzen**. 2. Aufl., 438 S., 321 Abb., Jena (Gustav Fischer) 1953. Preis gebd. 28.— DM.

Das durch besonders schöne Abbildungen ausgezeichnete Buch liegt nunmehr in 2. Auflage vor. Es gibt in Form von Lebensbildern einen Überblick über die Gesamtentwicklung der Pflanzenwelt. In unserem Jahrbuch darf besonders auf die letzten Lebensbilder dieser Art hingewiesen werden, die vom ausgehenden Tertiär bis zur Nacheiszeit gehen. Die Pliozänwälder des unteren Maintales, rekonstruiert im wesentlichen nach der Frankfurter „Klärbeckenflora“, zeigen uns den Zustand vor den Katastrophen des Eiszeitalters. Europäische, nordamerikanische und ostasiatische Elemente setzen die Flora zusammen, die durch das Hereinbrechen der Eiszeiten vertrieben und getrennt werden. Die in einem weiteren Lebensbilde gezeichneten letztinterglazialen Travertine von Weimar-Ehringsdorf werden klimatisch im Sinne von W. SOERGEL gedeutet, d. h. als eine Folge von mehreren durch kalte Phasen getrennten Warmzeiten. Wichtig sind die positiven Einzelangaben über das Vorkommen von Laubbäumen im Oberen Travertin. Ein letztes Lebensbild zeigt den postglazialen Federsee und die nacheiszeitliche Waldentwicklung, wobei kurz die Pollenanalyse erläutert wird. Zum Schluß gibt der Verfasser einen Überblick über die Gesamtentwicklung der Pflanzenwelt im Laufe der Erdgeschichte. So vermittelt das Buch, im ganzen gesehen, ein anschauliches Bild von der „Paläobiologie der Pflanzen“.

P. Woldstedt.

HELMUT MÜLLER: **Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteldeutschen Trockengebiets**. — Nova Acta Leopold. N. F. Nr. 110, Bd. 16, Leipzig 1953. (67 S.).

Diese ausgezeichnete Arbeit aus der Göttinger Schule ist geologisch ebenso wichtig wie vegetationsgeschichtlich. Für das Gebiet des ehemaligen Gaterslebener Sees bei Aschersleben und des ehem. Salzigen Sees zwischen Eisleben und Halle, die durch Salzauslaugung in der Tiefe im Spätglazial entstanden sind und im niederschlagsärmsten Gebiet Deutschlands (450—550 mm bei ca. 9° Jahresmitteltemperatur, großenteils von Schwarzerdeflächen umgeben, ca. 75 km außerhalb des Weichselvereisungsgebiets) liegen, ergab die pollenanalytische Untersuchung (mit Berücksichtigung der pflanzlichen Großreste) von Profilen mit limnischen Schichten für das gehölzarme Spätglazial (Pollendiagrammzonen I—III) die Herrschaft einer Artemisia-reichen steppenartigen Vegetation, die durch einen Abschnitt mit nur geringer Bewaldung (Ib = Bölling-Interstadial) und einen mit etwas stärkerer, aber nicht geschlossener Bewaldung (II = Alleröd-Interstadial) unterbrochen war. Seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit (V) muß wenigstens die nähere Umgebung der Seen mit ausgedehnten Wäldern bedeckt gewesen sein. Daß daneben auf den Schwarzerdeflächen offene Steppen unbestimmbarer Ausdehnung bestanden haben, ist möglich, aber pollenanalytisch nicht beweisbar, wie der Vergleich mit 7 pollenanalytisch untersuchten Oberflächenproben aus der heutigen „Kultursteppe“ ergab (wo im fast kiefernfreien Mansfelder Seekreis der Kiefernpollen bis 18% der Gesamtpollensumme = 50% des BP erreicht!). Der Beginn der menschlichen Besiedlung, die mit einer erheblichen, im Laufe der Zeit unter Schwankungen im allgemeinen immer stärker werdenden Zurückdrängung der Wälder verbunden war, läßt sich durch das Auftreten von Getreide- und *Plantago lanceolata*-Pollen (erstere ab Mitte der Zone VI, m. E. sicher frühe Bandkeramik, letztere ab VII a = spätes Neolithikum) nachweisen. Die starke Ausbreitung der Rotbuche erfolgte im späten Subboreal (VIII b). Bemerkenswerte Pollenfunde sind: *Ephedra cf. distachya* im ehem. Gaterslebener See (je 1 Pollenkorn in Ib und Va) und *Vitis* sp. (je 1 Pollenkorn in VIII b und IX im ehem. Gaterslebener See und in VIII b im ehem. Salzigen See); bemerkenswerte Fruchtfunde sind: *Potamogeton vaginatus* (in Ia bis III häufig) und *Betula nana* (in Ia) im ehem. Gaterslebener See. Geologisch wichtig sind außer im Gaterslebener See auch im ehem. Franklebener See im Geisel-Tal: die Auffindung einer 3—11 cm mächtigen vulkanischen Tuffschicht aus dem Laacher Seegebiet in der Alleröd-Gyttja, der einwandfreie Nachweis des Bölling-Interstadials (mit mehreren Pollenspektren) und die Entdeckung einer 15—30 cm mächtigen Tundratorfschicht (stark zersetzter *Carex*- und Weidenbruchtorf mit teilweise armdicken Stämmen!) der ältesten Dryaszeit (Ia) unter limnischen Schichten des Bölling-Interstadials (Ib) auf jüngstem Löß. Der Verf. hat nachträglich Holz und Torf zur C¹⁴-Datierung der frühen Alleröd-Zeit, des Bölling-Interstadials und des Tundratorfs auf Löß im Liegenden beschafft.

Letztere Probe wird die Feststellung wenigstens des *Terminus ante quem* für das Aufhören der weiträumigen Lößablagerung (wohl Schluß des Pommerschen Stadiums) ermöglichen. Die Entstehung der mitteldeutschen Schwarzerdfen ist nach den pollenanalytischen Befunden nach der spätglazialen ältesten Dryaszeit und nach einem archäologischen Befund vor der stichbandkeramischen Zeit erfolgt. H. Gross.

ELISABETH KREMER: **Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel** als Beitrag zur Quartärgeschichte. — Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde, herausgegeben vom Geographischen Institut der Universität Bonn, Heft 6. 100 S., 28 Abb., 11 Profile, 5 Tab., 2 Karten. Bonn 1954.

Die auf gründlichen Geländestudien beruhende Arbeit, eine Bonner geographische Dissertation, kommt zu klaren Ergebnissen über die Entstehung und zeitliche Einordnung der Terrassen an der mittleren Mosel. Diese erweisen sich als im wesentlichen glazialklimatisch bedingt. Nur die Untere Hauptterrasse des Trierer Raums ist tektonisch bedingt. Eine jüngste Akkumulation ist wahrscheinlich mittelalterlich, d. h. also wärmezeitlich. Die Arbeit ist von zahlreichen Profilen, Diagrammen usw. begleitet, besonders aber von einer schönen übersichtlichen Karte der Terrassenlandschaft im Maßstabe 1 : 50 000. P. Woldstedt.

Mitteilungen aus dem Geologischen Staatsinstitut in Hamburg, Heft 23. 171 S., 75 Abb. Hamburg (Selbstverlag des Geolog. Staatsinstituts) 1954.

Das Heft enthält im wesentlichen die Vorträge, die bei der 20. Tagung Nordwestdeutscher Geologen in Barsbüttel (Bez. Hamburg) zu Pfingsten 1953 gehalten worden sind. Es handelt sich um 21 Arbeiten, die sich auf den Untergrund, die Geologie und Aktuogeologie der unteren Elbe, das Pleistozän im allgemeinen und auf Jung- und Nacheiszeit, Grundwasser und Küsten beziehen.

Die Arbeitsgemeinschaft nordwestdeutscher Geologen ist ausgezeichnet durch eine enge Zusammenarbeit mit den Wasserbauern. So bezieht sich eine Reihe von Aufsätzen auf diese Zusammenarbeit. Aus der Fülle der sonstigen, den Quartärforscher besonders interessierenden Arbeiten können nur einige kurz hervorgehoben werden. E. KOCH, der hervorragende Kenner des Hamburger Untergrundes, gibt wertvolle Ergänzungen zu seinen früheren Arbeiten. H. ILLIES faßt seine ausgedehnten Untersuchungen der letzten Jahre nochmals mit Rücksicht auf die Geschichte der unteren Elbe zusammen. Sehr wichtig ist die Arbeit von R. D. CROMMELIN, die den Nachweis eines elstereiszeitlichen Urstromes in Holland bringt. Dieser Urstrom verfrachtete vor allem viel Kaolinsandmaterial; aber mehr und mehr hatte auch vom Mittelgebirge komendes Material Anteil.

A. RUST hat seine seit Jahren ausgeführten Aufsammlungen in norddeutschen Grundmoränen zum ersten Mal der Öffentlichkeit vorgelegt. Er glaubt eine Reihe verschiedener, z. T. sehr alter Kulturen in Nordwestdeutschland nachweisen zu können. RUST ist zweifellos einer der besten Kenner des Paläolithikums. Trotzdem betrachtet man die Funde — Freund Rust möge das nicht übelnehmen — noch mit einiger Skepsis.

Das von E. KOLUMBE beschriebene Interglazial von Lohbrügge gehört einwandfrei in die ausgehende Holstein-Interglazialzeit. Für das ähnlich ausgebildete Vorkommen von Havighorst läßt KOLUMBE die Altersfrage offen. G. VON DER BRELIE versucht, die Transgression und Regression des Eem-Meeresspiegels in das walddeschichtliche Schema der Letzten Interglazialzeit einzuordnen und erläutert weiter die Entwicklung der interglazialen Moore im Hinblick auf die Veränderungen des Meeresspiegels. Diese Arbeit ist ein Beispiel dafür, wie nacheiszeitliche Beobachtungen auf frühere Interglazialzeiten angewandt werden können. Aus den zahlreichen sonstigen Arbeiten sei schließlich noch die von H. SCHMITZ erwähnt, die den zeitlichen Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste darstellt und damit eine Ergänzung und teilweise Korrektur der Arbeit von TAPPER gibt. P. W.

Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. II, Heft 1. 171 S. mit zahlr. Abb. und mehreren Tafeln. Innsbruck (Universitätsverlag Wagner) 1952.

Der Schwerpunkt der bekannten Zeitschrift liegt, wie der Name sagt, auf gletscherkundlichem Gebiet. So bringt auch der vorliegende Band eine Reihe wichtiger Beiträge auf diesem Sektor. R. STREIFF-BECKER setzt seine früheren Arbeiten über den Bewegungsvorgang im Firn und im Gletscher fort. Seine Anschauung, daß die Hauptbewegung im tieferen, fluid-plastischen Anteil der Firnmulden vor sich geht, ist eine sehr plausible Erklärung für viele Dinge. In einer nachgelassenen Arbeit betrachtet H. P. CORNELIUS das Eis als kristallinischen Schiefer. „Beides sind unter Durchbewegung umgeformte und rekristallisierte Gebilde“. Bei dem Bewegungsvorgang im Eise handelt es sich um laminares Gleiten.

Eisstürme von 10—15 m Höhe auf dem Zungenende des Glaciar Derecho in der argentinischen Kordillere deutet G. J. HEINSHEIMER als gewaltige Penitentesbildung. Hauptursache ist die Sonnenstrahlung. Örtliche Einflüsse variieren die Formen. W. PILLEWIZER legt zwei Teilkarten 1:25 000 vom Randgebiet des Jostedalsbre in Süd-norwegen vor, die auf photogrammetrischer Aufnahme beruhen. Dabei ließen sich Beobachtungen über gleichmäßige Strömungsbewegung längerer Zungen und blockartige Bewegung kurzer Talgletscher machen. Das klassische Gebiet des Gschnitztales, in dem PENCK sein Gschnitz-Stadium aufstellte, hat eingehend nochmals H. PASCHINGER untersucht. Die Endmoräne von Trins ist dem Schlernstadium zuzurechnen, das — mit 900 m Schneegrenzsenkung — dem Salpausselkä-Stadium der nordischen Länder entspricht und einen neuen Vorstoß nach dem Alleröd-Interstadial darstellt. Wir haben hier eine wichtige Parallelisierungsmöglichkeit mit dem nordischen Vereisungsgebiet.

L. WEINBERGER beschreibt ein Rinnensystem des Salzach-Gletschers und erklärt es durch subglaziäre Schmelzwasserwirkung, wie der Ref. dies für entsprechende Rinnenformen Norddeutschlands früher getan hat. Aber neue Untersuchungen in Norddeutschland haben zu dem Ergebnis geführt, daß der Gletscher selber doch stärker beteiligt war als die Schmelzwässer. Sollte es in diesem Falle nicht auch so sein? Würmeiszeitliche und jüngere Gletscherspuren an den Bergen Oeta und Oxya in Mittelgriechenland werden von G. MISTARDIS beschrieben. Schließlich untersucht H. HOLZER die Herkunft des Lösses auf sedimentpetrographischer Grundlage. Löß und Flugsand zeigen starke Abrollung der Quarzkörnchen bis 0,02 mm herunter, und zwar mehr als 70% vom Abrollungsgrad 4 nach SZADÉCZKY-KARDOSS. Demgegenüber zeigen fluviatile Sande entsprechend hohe Prozente der Abrollungsgrade 1 und 2; die untere Grenze der Abrollung liegt hier viel höher, nämlich bei etwa 2 mm.

Eine große Reihe von kleineren Mitteilungen, Berichten über Gletschermessungen usw. vervollständigen den reichen Inhalt des Bandes. P. W.

PAUL WOLDSTEDT: **Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs.** Bd. I. Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. 2. völlig neu bearbeitete Auflage. 374 S., 136 Abb. Stuttgart (F. Enke) 1954. Preis geh. DM 37,80, gebd. DM 41,—.

Die erste Auflage des angezeigten Buches erschien im Jahre 1929. Seitdem sind 25 Jahre vergangen, und seitdem ist das Schrifttum über das Eiszeitalter ins Ungeheure angewachsen. So hat sich der Verf. zu einer Teilung des Stoffes entschlossen. Der jetzt vorliegende 1. Band behandelt die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. Wieder wird von den Gletschern und Inlandeisen der Gegenwart ausgegangen (Kap. 2, 3); die Betrachtung der periglazialen Erscheinungen der Gegenwart schließt sich an (Kap. 4). Die in diesen einleitenden Kapiteln gewonnenen Kenntnisse bilden die Grundlage für die folgenden: die Formen der Gletschererosion (5), die der Akkumulation (und Wirkung) der Gletscher (6) und ihrer Schmelzwässer (7). Die periglazialen Bildungen der Vergangenheit schließen sich an, d. h. ein Gebiet, in dem gerade in den letzten Jahren viele neue Gesichtspunkte gewonnen worden sind. In einem besonderen Kapitel (9) werden die äolischen Wirkungen und Ablagerungen behandelt, d. h. Löß, Flugsand und Dünen. Es folgt die Besprechung der interglazialen und interstadialen Bildungen (Kap. 10).

Nach einem kurzen Überblick über den Ablauf des Eiszeitalters und die Versuche zur Bestimmung seiner Dauer (Kap. 11) folgt eine eingehende Behandlung von Flora und Fauna (Kap. 12), wobei zahlreiche neue Ergebnisse berücksichtigt werden konnten. Die Behandlung des eiszeitlichen Menschen schließt sich an (Kap. 13). Auch hier haben die letzten Jahre viel Neues gebracht; es sei nur an die ständig zunehmenden Funde in Südafrika erinnert. Die Entwicklung der menschlichen Kulturen im Eiszeitalter, die in Kap. 14 behandelt wird, hatte ebenfalls zahlreiche neue Forschungen zu berücksichtigen. In einem weiteren Kapitel (15) werden die Bewegungen der Erdkruste und die Schwankungen des Meeresspiegels im Eiszeitalter betrachtet. Besonders die glazialeustatischen Schwankungen erweisen sich ja mehr und mehr als eine der wichtigsten Tatsachen der quartären Geschichte. Das Klima des Eiszeitalters ist der Gegenstand des nächsten Kapitels (16), dem dann das Schlußkapitel, die Ursache der Eiszeiten, folgt.

Ein zweiter Band soll die regionale Betrachtung der ganzen Erde im Eiszeitalter bringen — ein angesichts des gewaltigen Stoffumfanges und der ungeheuren Literatur nicht leichtes Unternehmen, das aber gewagt werden muß, wenn wir wirklich einmal einen Gesamtüberblick über das Eiszeitalter gewinnen wollen.

Selbstanzeige des Verfassers.

MAX PFANNENSTIEL: **Das Quartär der Levante**. Teil II. Die Entstehung der ägyptischen Oasendepressionen. — Akad. d. Wissensch. u. d. Literatur, Abh. der math.-nat. Klasse, Jahrg. 1953, Nr. 7. 176 S., 13 Abb. Mainz 1954.

In seiner Folge von Arbeiten, die sich mit dem Quartär der Levante beschäftigen, behandelt der Verf. hier die Entstehung der Oasendepressionen Ägyptens, die sich bekanntlich teilweise bis weit unter den Meeresspiegel eintiefen. Ihre Geschichte geht weit über das Quartär hinaus und hat sich zu einem wesentlichen Teil im Tertiär abgespielt. Die Grundlage bildet die Entstehung einer Schichtstufenlandschaft durch Denudation und fluviatile Ausräumung. Das Klima wurde immer arider, und im Pleistozän nimmt der Wind einen immer stärkeren Anteil an der Eintiefung der Oasendepressionen. Er ist es, der diese bis weit unter den Meeresspiegel ausblasen konnte. Dieser Erosion ist erst eine Grenze gesetzt durch den Grundwasserspiegel, der hier z. T. erst in 200 m unter dem Meeresspiegel liegt. Den Quartärforscher interessieren eine Menge von Einzelheiten, wie z. B. die Verknüpfung der einzelnen Phasen mit den eustatischen Schwankungen des Mittelmeerspiegels, die Altersbeziehungen zu den paläolithischen Kulturen usw. P. W.

C. Berichte über Tagungen usw.

IV. Kongreß der Internationalen Quartärvereinigung (INQUA) in Rom und Pisa 1953

Die für die geologische, klimatologische, biologische und urgeschichtliche Erforschung des Quartärs 1928 in Kopenhagen gegründete Internationale Quartärvereinigung (INQUA) hat rasch ihr Interessengebiet von Nordeuropa auf die ganze Welt ausgedehnt und umfaßt jetzt fast 600 korporative und Einzelmitglieder aus 50 Ländern aller Erdteile. Erst nach 17jähriger, durch die politischen Verhältnisse bedingter Pause fand der IV. INQUA-Kongreß in Rom vom 30. 8. bis 4. 9. und in Pisa vom 5. 9. bis 10. 9. 1953 (mit den Exkursionen vom 20. 8. bis 15. 9.) in sehr viel größerem Rahmen als bisher statt. Der sehr erfolgreiche Verlauf dieses Kongresses ist den hingebungsvollen Vorarbeiten des Präsidenten des III. INQUA-Kongresses in Wien 1936 (Hofrat Prof. Dr. G. GÖTZINGER) und vor allem des Präsidenten des IV. Kongresses, Prof. Dr. G. A. BLANC und seiner Mitarbeiter (in erster Linie der Prof. A. C. BLANC, E. TONGIORGI, L. TREVISAN, A. G. SEGRE, R. ALMAGIA) zu verdanken.

Die Kongreßteilnehmer (über 300 aus allen Erdteilen, darunter 26 deutsche, 7 österreichische und mehrere deutsch-schweizerische Wissenschaftler) konnten eine Auswahl von über 150 Vorträgen hören, von denen gedruckte Autorreferate zur Verfügung gestellt wurden; diese Vorträge berücksichtigten die Gletscherkunde, die regionale Quartärgeologie, die Geomorphologie, die Stratigraphie (vor allem des Lösses), die Bodenkunde, Limnologie, Sedimentpetrographie, Pollenanalyse, Vegetationsgeschichte, Paläontologie, den fossilen Menschen, die Urgeschichtsforschung, das Klima der Quartärperioden, die Chronologie und Gliederung des Pleistozäns (vor allem der letzten Eiszeit); aber auch Chemie, Röntgenographie, Geophysik, Astrophysik und Atomphysik kamen zu Wort. Diese Vorträge und Diskussionen ließen erkennen, daß in den letzten 17 Jahren überall ganz wesentliche Fortschritte in der Quartärforschung erzielt worden sind, von denen hier nur die allerwichtigsten erwähnt werden können.

Die Datierung der Trans- und Regressionen des Mittelmeeres im späten Tertiär und im Quartär ist mit paläontologischen Methoden unter Berücksichtigung der Tektonik erheblich verbessert worden. Der XVIII. Internat. Geolog. Kongreß in London 1948, der als Kriterium für den Beginn des Pleistozäns das erste Auftreten „kalter“ mariner Faunenelemente festsetzte, erteilte einer Kommission der Italien. Geolog. Gesellsch. den Auftrag, in Italien typische Gebiete zu ermitteln, die die Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän (also zwischen Tertiär und Quartär) einwandfrei erkennen lassen, und empfahl, das (marine) Calabrien, weil es die „kalten“ Arten *Cyprina islandica* und *Corbula gibba* führt, ebenso wie das festländische Villafranchien zum Quartär zu rechnen. Auf dem XIX. Internat. Geolog. Kongreß in Algier 1952 schlug die Italien. Geolog. Gesellsch. 4 Typenzonen vor, u. a. die Zone Monte Mario — Aquatraversa im nordwestlichen Stadtrandgebiet von Rom. Die Stratigraphie der Grenze Pliozän-Pleistozän hat (nach S. VENZO) in Italien folgendes Aussehen:

	Post-Sicilien Tyrrenien I	mit <i>Hippopotamus amphibius</i> u. <i>Elephas antiquus</i> , Beginn starker vulkanischer Tätigkeit	Inter-glazial Mindel-Riß
	Sicilien II	(Regression) mit <i>Elephas trogontherii</i>	Mindel-Eiszeit
	Sicilien I	(Transgression) mit <i>Elephas antiquus</i> , Beginn des Vulkanismus in Italien	Inter-glazial Günz-Mindel
Alt-Pleistozän	kühles Villafranchien (Ende)	(festländisch) mit <i>Elephas meridionalis</i> , <i>Leptobos etruscus</i> , <i>Equus stenonis</i>	Günz-Eiszeit
	Calabrien II	(Regression)	
	Calabrien I	(Transgression) zuerst brackisch, dann marin mit <i>Cyprina islandica</i> und <i>Corbula gibba</i>	Vor-Günz
	kühles Villafranchien (Beginn)	(festländisch) Fauna wie am Ende	
Jung-Tertiär	Pliozän	Astien = warmes Villafranchien Plaisancien = Tropenklima	

G. H. R. VON KOENIGSWALD (Utrecht) verlegt auf Grund paläontologischer Befunde die Grenze Pliozän — Pleistozän auf Java unter den Horizont der Djedis-Fauna, in Indien unter die Pinjor-Zone, in China unter die Nihowan-Zone. Andere Geologen berichteten über die Festlegung dieser Grenze in Tunis, Algier, Japan und Nordamerika.

Der Holländer F. FLORSCHÜTZ (Velp) konnte durch umfassende pollenanalytische Untersuchungen in Holland (Limburg), Frankreich (Le Velay) und Italien (Toscana) eine beträchtliche Veränderung in der Zusammensetzung der Wälder im Prä-Tiglian feststellen, die eine Klimaverschlechterung im Übergang vom Tertiär zum Quartär beweist. Auf Grund der paläobotanischen (überwiegend pollenanalytischen) Untersuchung von ca. 150 m mächtigen lakustrischen Schichten (mit Mikrowarven) mit 3 lignitischen Bänken in den Bergwerken von Leffe (Bergamo) durch F. LONA (Parma) konnte S. VENZO (Mailand) ein recht genaues Bild der Waldgeschichte und der Faunenentwicklung und damit der Klimageschichte von der Donau-Eiszeit bis zur Mindel-Eiszeit entwerfen. Die spät- und postglaziale Wald- und Klimageschichte in Nordost- und Südost-Frankreich ist vom Geologischen Institut der Universität Straßburg unter der Leitung von G. und C. DUBOIS durch pollenanalytische Mooruntersuchungen (G. und C. DUBOIS, Jeanne BECKER, F. FIRTON u. a.) neuerdings erforscht worden, so daß jetzt in ganz Frankreich (außer im Süden) die Waldgeschichte seit dem Spätglazial bekannt ist.

Osteuropa hatte zum Kongreß keine Vertreter entsandt, die Polnische Geologische Gesellschaft hatte aber eine große Anzahl von Exemplaren der sehr wichtigen und neuesten Arbeit von W. SZAFER (Krakau): *Stratigrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej* (Pleistozäne Stratigraphie in Polen vom floristischen Gesichtspunkt aus) aus *Rocznik Polsk. Towarzystwa Geologicznego*, Tom XXII z. 1, 1952, pp. 1—99, im Auftrage des Verfassers zur Verteilung an Interessenten geschickt. Besonders wichtig ist die Angabe, daß die paläobotanische Untersuchung von Bohrproben aus fast 30 m mächtigen Lehmen, Sanden und Kiesen bei Mizerna (nordöstlich der Hohen Tatra unweit der polnischen Südgrenze) die Grenzzone zwischen dem Tertiär und Quartär, also oberes Pliozän sowie Ablagerungen der Günz-Eiszeit, des Günz-Mindel-Interglazials und der Mindel-Eiszeit festgestellt hat.

Bezüglich der Gliederung und Chronologie des Pleistozäns herrschen noch sehr große Meinungsverschiedenheiten. Während die allermeisten Quartärgeologen an der

von PENCK gegebenen Viergliederung festhalten, tritt der Holländer J. M. VAN DER VLERK für eine lokale Gliederung ein, da nach der vorläufigen Untersuchung von Tiefseebohrkernen wahrscheinlich schon die Hälfte des Pleistozäns verflossen war, als die Günz-Eiszeit begann. I. SCHÄFER (München) läßt dem Altdiluvium (mit Donau-, Günz- und Mindel-Eiszeit) ein Ältestdiluvium mit 5—6 geringen Vereisungsspuren vorangehen, das Pleistozän (mit 14 selbständigen Eisvorstößen) mit der Donau-Eiszeit beginnen. R. GERMAN vertritt die Ansicht, daß nach sinngemäßer Anwendung die Strahlungskurve von MILANKOVITCH (der selber in Rom leider nur einen fragmentarischen Bericht über die Ergebnisse seiner Lebensarbeit geben konnte) mit Recht zur zeitlichen Einordnung der pleistozänen Eiszeiten verwendet werden kann. Befunde, die für die noch immer umstrittene Zweiteilung der letzten Eiszeit (Würm) sprechen, teilten mehrere Geologen mit (I. SCHÄFER-München und H. SPREITZER-Wien aus dem Alpenraum, F. GULLENTOPS-Louvain in Belgien, Ch. McBURNEY in Ost-Libyen). H. GAMS (Innsbruck) schlug, wie schon 1935, vor, als ersten Vorstoß der Würmvereisung die kalte Phase anzusehen, die bisher als Unterbrechung des letzten Interglazials gedeutet wurde, aber die Herrschaft der Primigenius-Fauna herbeiführte und daher zur Würm-Eiszeit gehört, und in der darauf folgenden Wärmeschwankung die Aurignac-Schwankung zu sehen, die ein kühleres Interglazial ist als das eigentliche Riß-Würm-Interglazial (vor dem 1. Würmvorstoß) mit den Ablagerungen des warmen Eem-Meeres und der letzten Antiquus-Fauna. In die Aurignac-Schwankung wird die Göttsweiger „Verlehmungszone“ im Lößprofil gestellt, die nach F. WEIDENBACH (Stuttgart) und H. FREISING (Eßlingen) u. a. zweifellos ein warmzeitlicher, nicht ein interstadialer begrabener Boden ist. Die Lösung des Problems der Löß-Stratigraphie für die Pleistozängliederung ist durch die sorgfältigen bodenkundlichen Untersuchungen von J. FINK und F. BRANDTNER (Wien) und die feinstratigraphischen Untersuchungen von E. W. GUENTHER (Kiel) nähergerückt worden.

Nach C. TROLL (Bonn) ist bei der Auswertung der Schneegrenzenverschiebung für die Ermittlung der eiszeitlichen Klimate zu berücksichtigen, daß es regional recht verschiedenartige Klimatypen an der Schneegrenze gibt; für ihre Charakterisierung sind auch die täglichen Klimaschwankungen wichtig, wie die Thermoisoplethen-Kurven zeigen. Die Kryopedologie hat für die Feststellung der Grenzen der periglazialen Zonen der Erde (horizontal und vertikal) die größte Bedeutung; als periglazial wird die im Verlauf der Vereisungen gewaltig ausgedehnte Frostbodenzone (= subnivale Zone) mit Solifluktion definiert. E. BEDERKE (Göttingen) sieht in der Heraushebung und dem Wachstum großer und hoher zirkumpolarer Kontinente im Norden seit dem Paläozoikum die Voraussetzung für die pleistozäne Eiszeit genau so, wie zirkumpolare große Kontinentalmassen in der Antarktis die permokarbonische Eiszeit veranlaßt haben.

J. BÜDEL (Würzburg) fand im tropischen Afrika, daß hier für den Nachweis von Pluvialien paläopedologische und paläomorphologische Methoden viel allgemeinere Ergebnisse liefern als die Untersuchung der Seespiegelschwankungen, daß die letzte Pluvialzeit wahrscheinlich der Würm-Eiszeit entspricht, daß aber die älteren Pluviale noch nicht mit den Eiszeiten der gemäßigten Zone parallelisiert werden können.

R. F. FLINT (Yale-Universität) teilte mit, daß die Altersbestimmung mit Hilfe der Radiokarbon-Methode für sechs Bodenproben der späteiszeitlichen Alleröd-Wärmeschwankungen Europas und für sechs Bodenproben des Two Creeks Forest Bed-Interstadials in Nordamerika sehr gut übereinstimmende Zahlenwerte ergeben hat; daher stellen diese interstadialen Bildungen einen sehr wichtigen zeitlichen Leithorizont für die Parallelisierung der jüngeren Phasen der letzten Eiszeit in Europa und Nordamerika dar. Das Radiokarbon-Laboratorium der Columbia-Universität in New York hat nach Mitteilung von H. L. MOVIE (Harvard-Universität) die Apparatur und Methodik so verbessert, daß es hofft, in Bälde die bisherige Reichweite der C^{14} -Datierung (ca. 20 000 Jahre) auf 100 000 Jahre vor heute ausdehnen zu können.

Ganz neu ist die auch in Chicago ausgearbeitete Methode, durch Ermittlung des von der Wassertemperatur abhängigen Anteils des Sauerstoff-Isotops O^{18} im Kalk der Mollusken- und Foraminiferen-Gehäuse die Wassertemperaturen der geologischen Vergangenheit zu ermitteln, worüber C. EMILIANI (Chicago) berichtete; danach waren z. B. die Temperaturen am Ozeanboden im Präglazial ca. $10^{\circ} C$ höher als heute.

Die letzten Vulkanausbrüche in Mitteleuropa (Eifel) erfolgten nach den pollenanalytischen Mooruntersuchungen in der Eifel von H. STRAKA (Kiel) in der Zeit vom Alleröd (um 9500 v. Chr.) bis zum Beginn des Postglazials (um 8000 v. Chr.). Die Richtigkeit dieser pollenanalytischen Datierung im absoluten Zeitmaß ist an einer anderen Stelle durch die C^{14} -Methode bestätigt worden. Vulkanische Tuffschichten aus der Eifel sind in allerödzeitlicher Gytta in 7 Mooren von Halle a. d. Saale bis zum Süd-

schwarzwald von F. FIRBAS (Göttingen) und seinen Schülern gefunden worden; sie ermöglichten mit neueren Pollendiagrammen die zeitliche Gleichsetzung des Fennoscandian (= jüngere Dryas-Zeit) mit der Schlußvereisung der Alpen.

Zahlreiche Vorträge behandelten Probleme der regionalen Quartärgeologie, speziell der quartären Schwankungen des Meeresspiegels des Mittelmeeres. Besonders interessant ist die Feststellung von M. PFANNENSTIEL (Freiburg i. Br.), daß das Nildelta ab Kairo mit mehr als 86 m mächtigen Sedimenten erst nach der post-tyrrhenischen Regression (Würm I) als Produkt der Flandrischen Transgression entstanden ist.

Ebenso wurde die Urgeschichte ausgiebig berücksichtigt. Nachdem C. ARAMBOURG (Paris) in Schichten des Villafranchien bei Constantine (Algier) und andere Forscher im Saharagebiet (Marokko) eine Pebble-Kultur (mit bearbeiteten Fluß-Geröllsteinen) nachgewiesen hatten, fand P. BIBERSON (Marokko) bei Casablanca ebenfalls eine solche Kultur. Nach J. SKUTIL (Brno) sind in Böhmen paläolithische (seit dem Clactonien) und mesolithische Funde bekannt. S. BRODAR (Lubljana) hat in der Höhle Betal bei Postojna in einer mit der Reiß-Vereisung beginnenden Schichtenfolge (10 m) eine Paläolithkultur entdeckt, die vom Prä-Moustérien bis zum Jungpaläolithikum reicht. S. SOSUKE (Tokyo) gelang der Nachweis einer vorkeramischen Steinzeitkultur vor 5000 v. Chr. in Japan. Nach K. HASEBE ist 1931 in Japan in einer altpleistozänen Schicht ein wahrscheinlich prähominides Beckenfragment gefunden worden. Auf Grund eingehender Untersuchung der Schädelreste von Swanscombe und Fontéchevade, die viele Forscher von der gleichaltrigen *Palaeanthropus*-Gruppe abtrennen und einer selbständigen Entwicklungsreihe zuweisen wollen, hebt S. SERGI (Rom) hervor, daß diese Prophaneranthropi (= Präsapiens-Gruppe) wahrscheinlich mit den *Palaeanthropi* näher verwandt sind als mit den *Phaneranthropi* (= Sapiens-Gruppe).

Außerhalb des Rahmens der offiziellen Kongreß-Verhandlungen fanden sich Gruppen von Fachleuten zur Erörterung der sie besonders interessierenden Probleme in kleinerem Kreise zusammen (Quartärgeologie der Schweiz, Paläontologie der Rüsseltiere, Gliederung und Chronologie des Pleistozäns, besonders der Würm-Eiszeit). Die Veröffentlichung der Verhandlungen des Kongresses wurde beschlossen. Zur Förderung der Quartärforschung wurden Kommissionen eingesetzt 1. für die Schaffung eines Wörterbuches der Quartärforschung, 2. für die Pleistozän-Nomenklatur, 3. für das Studium der quartären Küstenlinien, 4. für das Studium der quartären Tektonik, 5. für eine quartärgeologische Karte von Europa. Es wurde beschlossen, den nächsten INQUA-Kongreß 1957 in Spanien zu veranstalten.

H. Gross (Bamberg).

Exkursionen anlässlich des IV. Kongresses der Internationalen Quartärvereinigung (INQUA) in Rom und Pisa 1953

Von besonderem Wert waren für die Tagungsteilnehmer die zahlreichen, gut vorbereiteten und geführten Exkursionen, die in große Teile Italiens Einblick gewährten. Es fanden statt:

1. Vor der Tagung: Zwei Exkursionen nach Süd-Italien bzw. Sizilien (vom 19. 8. bis 27. 8. bzw. vom 20. 8. bis 27. 8. 1953), sowie eine weitere, die beiden Gruppen vereinigende Studienfahrt in die Umgebung von Neapel (28. 8. — 29. 8. 1953).
2. Während der Tagung: Exkursionen in die Umgebung von Rom und Pisa.
3. Nach der Tagung: Eine Exkursion nach Ligurien und Nizza (vom 11. 9. bis 15. 9. 1953).

Im folgenden wird nur kurz über die Exkursionen während und nach der Tagung berichtet.

Exkursionen in die Umgebung von Rom

Die römische Campagna wird fast ganz von quartären Schichten aufgebaut. Sie bieten viele lehrreiche Aufschlüsse, und ihr Studium ist auch deshalb besonders anziehend, weil sich hier Ablagerungen und Ereignisse verschiedenster Entstehung miteinander verzahnen: fluviatile Schotter des Tibers und seiner Nebenflüsse, marine Überflutungen des Tyrrhenischen Meeres, Dünen, Travertine, wechselvolle vulkanische Bildungen des Albaner Gebirges. Dazu kommen wichtige prähistorische Funde, vor allem die berühmten Neandertaler von Saccopastore (fast im Weichbild der Stadt Rom gelegen) und vom Monte Circeo. Die Exkursionen des IV. Inqua-Kongresses gaben einen guten Gesamtüberblick des römischen Quartärs, wenn auch natürlich angesichts der großen Teilnehmerzahl (6—7 große Autobusse!) ein eingehenderes Studium der Aufschlüsse unmöglich war. Als sehr angenehm erwies sich ein mitfahrender Lautsprecherwagen. Die Exkursionen standen unter der vorzüglichen Leitung von A. C.

BLANC und L. TREVISAN; auch A. M. RADMILLI, A. G. SEGRE und E. TONGIORGI führten an einzelnen Stellen.

Am 1. 9. 53 nachmittags wurden zunächst Aufschlüsse in den nördlichen Stadtteilen und unmittelbar nördlich von Rom (Monte Mario, Via Flamina) besichtigt. Nahe dem Vatikan (an der Piazza Indipendenza) baut eine Ziegelei marine pliozäne Tone (Plaisancien) ab, die zu einer kleinen Antiklinale gehören, leicht geneigt und von kleinen Verwerfungen durchsetzt sind. Diskordant darüber liegt Sicilien (unten fluviatil, oben äolisch). Ähnliche Verhältnisse finden sich an dem Viale delle Medaglie d'oro. Ein umfangreiches Profil im Pliozän und Quartär bietet ein Straßengang im Aquatrasversa-Tal (Via Cortina d'Ampezzo): fossilreiches, sandiges Asti, dann brackisches und marines, sowie äolisches Calabrien und schließlich Sicilien; ganz oben liegen vulkanische Tuffe. Diese Stelle wurde seinerzeit als Richtprofil für die Frage der Abgrenzung Pliozän-Pleistozän benutzt.

Die Beziehungen zum quartären Vulkanismus wurden in der schönen Cava Nera Molinario dargelegt (am Tiber-Ufer, 3 km NNO von der alten Ponte Milvio). Dort folgen von unten nach oben: Kiese des Palaeo-Tibers mit Elephantiden (M/R), massiger Tuff (Peperino grigio; der älteste Tuff der Umgebung Roms), fluviatile Schichten mit Clacton und lakustre Sedimente, Tuffe mit schwarzem Bimsstein. Die Tuffe sind jünger als Sicilien, älter als Tyrhenien.

Ein großer Aufschluß weiter östlich an der Autoumgehungsstraße zeigte Tuffe mit mehreren deutlichen Rothorizonten. Eine genauere Deutung steht noch aus. Der Heimweg führte an der Fundstelle der Neandertalerschädel von Saccopastore vorbei, die heute von Häusern überbaut ist. Die Schädel gehören jedenfalls wohl in das R/W-Interglazial; über ihnen folgten Schichten kälteren Klimas, dann Tuffe.

Die ganztägige Exkursion des 2. 9. 53 galt dem ca. 100 km südöstlich von Rom gelegenen Monte Circeo mit seinen Höhlen. Die Hinfahrt führte durchs Albanergebirge, dessen geologischen Verhältnissen freilich nur eine kurze „vista panoramica“ am Albaner See gewidmet war. Der Monte Circeo, ein steil aus dem Meer aufsteigendes Kalkmassiv von 541 m Höhe, enthält mehrere Höhlen mit wichtigen prähistorischen Funden. Die Schichtenfolge war freigelegt und Knochen und Artefakte *in situ* zu sehen. Die am längsten bekannte Höhle des Gebietes ist die Grotta delle Capre, wichtiger aber ist die nahe gelegene Grotta del Fossellone, wo über tyrrenischen Strandablagerungen Altpaläolithikum und auch einzelne menschliche Knochen und Zahnreste gefunden wurden.

Nach dem lang ausgedehnten heiteren Mittagssmahl in Felice Circeo gab es noch eine Besichtigung der Grotta Guattari, des eindrucksvollen Fundplatzes eines 1939 entdeckten Neandertalerschädels, und schon in der Dämmerung einen kurzen Aufenthalt am Canale Mussolini, einem der Entwässerungsgräben der Pontinischen Sümpfe; er bot seinerzeit instruktive Aufschlüsse im Quartär.

Am Nachmittag des 3. 9. 53 besuchten wir das Quartär westlich von Rom. Die Autofahrt aus Rom brachte südlich von der Peterskirche zunächst noch einmal ein ähnliches Profil wie am Monte Mario, nämlich Sicilien (hier verzahnt mit marinen Einschaltungen) über Plaisancien-Tonen. Den wichtigsten Aufschluß gab es am Monte Piche bei Magliana, in einem Nebental des Tibers. Dort ist das Sicilien mit gelben Schottern, darüber blauen, brackischen Tonen (40 m), gelblichen Sanden, brackischen gelben Tonen und äolischen Sanden entwickelt.

Die Nachmittagsexkursion am 4. 9. 53 machte mit Tivoli bekannt, aber nicht mit den bekannten Travertinbrüchen und den Wasserfällen, sondern mit einer Travertinhöhle unmittelbar am Aniene, die neuerdings prähistorische Funde (Moustier) geliefert hat. Im übrigen galt der Ausflug vorwiegend der Villa d'Este mit ihren berühmten Wasserspielen und ihren kulinarischen Genüssen.

M. SCHWARZBACH (Köln).

Exkursionen in die Umgebung von Pisa

Am 7. 9. 1953 führte eine Exkursion — unter Leitung von E. TONGIORGI und L. TREVISAN — in das Tal des Serchio zu dem pliozänen, tektonisch bedingten See von Barga. Dessen Sedimente sind blaue Tone, oft sandig, reich an Resten fossiler Hölzer von *Glyptostrobus*, *Taxodium* und *Liquidambar*; die Fauna besteht aus *Mastodon arvernensis*, *Tapirus* sp., *Sus arvernensis*, *Rhinoceros etruscus*, *Dama nestii*, *Equus stenorhis* und einigen anderen pliozänen Säugetieren. Die Seeablagerungen sind von fluviatilen quartären Kiesen überdeckt, die bisher jedoch keine Fossilfunde geliefert haben. In das jungpleistozäne Moränengebiet der Apuanischen Alpen konnten — nach gastlichem Mahle in Castelnuovo — nur wenige Teilnehmer mit einem kleinen Autobus gebracht werden. Die Moränen sind teilweise so gut erhalten, daß eine exakte Rekonstruktion der einstigen Vereisung möglich ist und ebenso die Bestimmung der Schneegrenze.

Die Exkursion am 9. 9. 1953 begann mit einer Besichtigung der Bäder von Casciana und der Demonstration eines in der Nähe, im Tal der Cascina, gelegenen, für die Abgrenzung Pliozän — Pleistozän bedeutsamen Aufschlusses. Dieser zeigt fossilreiche calabrische Schichten mit *Cyprina islandica* und als häufigste der mehr als 120 durch E. GIANNINI 1951 festgestellten Mollusken-Arten *Amussium cristatum*. Die mit-tägliche Rast in Volterra gab Gelegenheit, die Bau- und Kunstdenkmäler dieser prächtig gelegenen Stadt kennenzulernen: Empfang im Palazzo dei Priori aus dem 13. Jahrhundert und Besuch des Museo Guarnacci mit Dokumenten aus der etruskischen und römischen Vergangenheit. Ihren Abschluß fand die Exkursion mit der Besichtigung der tyrrhenischen Strandbildungen und fossiler Dünen der Buca dei Corvi bei Castiglione. Hier ermöglicht das Auftreten der tyrrhenischen Terrasse in + 15 m unter den rötlichen Dünen-sanden bzw. -sandsteinen, die Bildung der letzteren in der Zeit der posttyrrhenischen Regression zu legen.

Am Vormittag des 10. 9. 1953 war Gelegenheit geboten, die Küstenebene der Bassa Versilia am Fuße der Apuanischen Alpen kennenzulernen. In ausführlichem Vortrag gab A. C. BLANC am Ufer des Lago di Massaciuccoli einen eindrucksvollen Bericht über seine grundlegenden Forschungen, die bereits auf dem III. Kongreß der Internationalen Quartärvereinigung in Wien 1936 von A. PENCK in ihrer Bedeutung gewürdigt worden sind. Hier, in der Bassa Versilia, sind die Sedimente der versilischen Transgression gegen 90 m mächtig; sie bezeugen zum einen das Ausmaß der post-tyrrhenischen Regression und zum andern mit ihrem Wechsel mariner und terrestrischer Ablagerungen den allmählichen, jedoch nicht kontinuierlichen Wiederanstieg des Meeres bis zum heutigen Niveau. Diese Transgression ist — nach Ausweis des Sedimentwechsels und des Fundinventars — im Gefolge starker klimatischer Schwankungen vor sich gegangen: Zeiten eines gemäßigten, warmen ozeanischen Klimas werden getrennt durch zwei kühlere, ± kontinentale Phasen.

K. D. ADAM (Stuttgart).

Exkursion nach Ligurien und Nizza

Nach dem offiziellen Abschluß des Kongresses in Pisa begann am 11. 9. 1953 die Exkursion nach Ligurien mit einer landschaftlich reizvollen Fahrt entlang der Riviera di Levante nach Genua, wo das Civico Museo di Archeologia Ligure in der Villa Durazzo-Pallavicini in Pegli besichtigt wurde. Längs der Riviera di Ponente wurde die Fahrt fortgesetzt und am 12. 9. 1953 unter Führung von A. G. SEGRE die Basua-Höhle bei Toirano, eine jungpleistozäne Bärenhöhle mit einzigartig überlieferten Fuß- und Handspuren des Paläolithikers, aufgesucht. Ein Aufenthalt in Albenga war dem Besuch des Museo Navale Romano und einem Rundgang durch die Stadt vorbehalten. Mit einem Vortrag von A. C. BLANC über seine Ausgrabungen bei Grimaldi im Museo Bicknell in Bordighera, dem Sitz des Istituto Internazionale di Studi Liguri, fand der Tag sein Ende.

Der 13. 9. 1953 brachte die Teilnehmer zu der klassischen Fundstelle der Balzi Rossi, zu den Höhlen von Grimaldi bei Ventimiglia, unmittelbar an der französischen Grenze. Deren reiches Inventar an Säugetier-Resten, Artefakten und Menschen-Funden, darunter die sog. Negroiden der Grimaldi-Rasse und mehrere Bestattungen von Angehörigen der Crô-Magnon-Rasse, gab Anlaß zu eingehenden Diskussionen. Am Nachmittag folgte nach kurzem Einblick in die reichen Aufsammlungen des Musée d'Anthropologie préhistorique in Monaco ein Gang durch die im dortigen berühmten botanischen Garten gelegene Grotte de l'Observatoire.

Die letzten beiden Tage, der 14. und 15. 9. 1953, vermittelten unter Führung von J. BOURCART interessante Einblicke in die reiche Quartärdokumentation der Umgebung von Nizza mit dem Ziel, die dortigen stratigraphischen und morphologischen Beobachtungen in Vergleich zu setzen mit denen an der italienischen Küste.

K. D. ADAM (Stuttgart).

5. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Stuttgart vom 18. bis 21. September 1953

Im Anschluß an den 4. Kongreß der Internationalen Quartärvereinigung (INQUA) in Rom und Pisa veranstaltete die Deutsche Quartärvereinigung in Stuttgart eine gut besuchte Tagung, an der erfreulicherweise auch eine Anzahl Fachleute aus dem Ausland (Schweiz, Österreich, Holland, England und Schweden) teilnahmen. Der hervorragende Erfolg dieser interessanten Tagung ist der ausgezeichneten Vorbereitung und Leitung durch den Oberlandesgeologen Dr. F. WEIDENBACH-Stuttgart und seine Mitarbeiter Dr. K. D. ADAM, Prof. Dr. H. ALDINGER, Dr. H. FREISING, Prof. Dr. R. WETZEL und Dr. H. WILD zu verdanken. Die den Teilnehmern zur Verfügung gestellten Autorreferate der Vorträge waren für die Diskussion sehr förderlich, die ebenfalls ausgezeichneten,

mit Kartenskizzen und Profilzeichnungen illustrierten Exkursionsführer ebenso wie die von Dr. K. D. ADAM zusammengestellten Listen der Säugetiere aus dem württembergischen Pleistozän für die sehr interessanten Exkursionen. Nach der Begrüßung durch den bisherigen 1. Vorsitzenden, Prof. Dr. C. TROLL, durch Prof. Dr. H. ALDINGER namens des Rektors der T. H., durch den Direktor des Staatl. Museums für Naturkunde in Stuttgart, Prof. Dr. SCHÜZ, und den Leiter des dortigen Geologischen Landesamtes, Dr. F. WEIDENBACH, eröffnete letzterer die Tagung mit einem öffentlichen Vortrag „Quartärforschung, ihr Verhältnis zu den Wissenschaften und ihre Bedeutung für die Praxis“.

Folgende im Laufe der Tagung gehaltenen Vorträge sind in diesem Jahrbuch abgedruckt: F. E. ZEUNER-London: „Riß oder Würm?“, R. WETZEL-Tübingen: „Quartärforschung im Lonetal“, U. LEHMANN-Hamburg: „Jungpleistozäne Faunen des Lonetals“, K. RICHTER-Hannover: „Morphometrische Gliederung der Mittelterrasse an der Leine“, F. BRANDTNER-Wien: „Jungpleistozäne Löß und fossile Böden in Niederösterreich“, K. D. ADAM, Stuttgart: „Die zeitliche Stellung der Urmenschen-Fundschicht von Steinheim a. d. Murr innerhalb des Pleistozäns“, G. LÜTTIG-Hannover: „Pleistozäntektonik südlich Northeim“ und K. BRUNNACKER-München: „Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern“.

Das Problem der Lößstratigraphie spielte wie auf dem 4. INQUA-Kongreß auch in Stuttgart in den Vorträgen und besonders auf den sehr instruktiven Exkursionen eine große Rolle. E. W. GUENTHER-Kiel („Die Lössse des Kaiserstuhls“) gelang eine Untergliederung der Riß-Vereisung und wenigstens eines Teils der Mindel-Vereisung, nicht aber der Würm-Vereisung, obwohl sie 13—18 m mächtige Lößablagerungen hinterlassen hat, durch seine neuen Untersuchungsmethoden (Bestimmung der Farbwerte mit dem Luxmeter, des Kalkgehalts, der Korngröße, der Kornlagerung, der Klebekraft und des Hohlraumgehalts, mit einem Probenabstand von 20—25 cm auf Lackfilm; vgl. den Aufsatz in diesem Bande), deren Ergebnisse in einem Diagramm zusammengestellt wurden (vgl. N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1935, S. 369—385). H. FREISING-Eßlingen („Der Klimablauf im jüngeren Eiszeitalter“) geht von der Feststellung aus, daß in den Kaltzeiten in den unvergletscherten Gebieten zwischen dem alpinen und dem nordischen Inlandeis ein sehr mächtiger Dauerfrostboden ausgebildet war, in dessen Bereich auch auf den mitteleuropäischen Lößböden das Bodenfließen wirksam war, indem es die in den Warmzeiten in einem humiden Klimabereich entstandenen, weltweit verbreiteten Bodenbildungen, bestehend aus einem humosen Oberboden und einem rötlichbraunen Unterboden (Kremser Bodenbildung = vorletzte Warmzeit, Göttweiger Bodenbildung = letzte Warmzeit), mehr oder weniger abtrug und bisweilen auch den Unterboden angriff, dessen Rest, von vielen Geologen „Paudorfer Verlehmungszone“ genannt, als Beweis für eine schwächere Wärmeschwankung nach der Entstehung der Göttweiger Bodenbildung angesehen worden ist. Da die 4 Eiszeiten von A. PENCK nach Ansicht des Vortragenden zur entsprechenden Aufteilung der Lössse nicht ausreichen, will H. FREISING die Viergliederung des Eiszeitalters fallen lassen und gibt folgende Übersicht über das Jung- und Mittel-Pleistozän:

I	Letzte Kaltzeit	Löß III	1 Naßboden	<i>Primigenius-Fauna</i>	Jüngere Altsteinzeit (Magdalen-, Solutré- u. Aurignac-Kultur)
II	Letzte Warmzeit	Göttweiger Bodenbildung	.	.	.
III	Vorletzte Kaltzeit	Löß II	3 Naßböden	<i>Primigenius-Fauna</i>	Mittlere Altsteinzeit (Moustier-Kultur, Micoque-Kultur)
IV	Vorletzte Warmzeit	Kremser Bodenbildung	.	.	.
V	Vorvorletzte (drittletzte) Kaltzeit	Löß I	.	.	.

Eine kaltzeitliche Ablagerungsfolge beginnt stets mit einer Fließerde, auf die beträchtlich später der Löß folgt, zuerst mit der Fließerde vermischt; die den Löß durchziehenden Bänder mit ockergelben Verfärbungen und hellgrauen Bleichflecken sind unter dem Einfluß von Staunässe entstanden und werden als Tundra-Naßböden bezeichnet.

F. FEZER-Heilbronn berichtete auf Grund von Steinbruchaufnahmen über „Ein Verfahren zur Abschätzung der Schuttmächtigkeit“. Mittelwerte für bestimmte Gefälle ergeben eine Kurve, aus der sich in aufschlußarmen Gebieten die Schuttmächtigkeit mit einer Genauigkeit von mindestens $\pm 50\%$ abschätzen läßt. In seinem Vortrag „Über die erstinterglazialen Schotter der Salzke zwischen Bennstedt und Langenbogen westlich von Halle/S.“ berichtete G. VIETE-Freiburg i. Sa. über die Entdeckung zahlreicher Eiskeile, die R. GRAHMANN für Frostspalten hält.

G. LANG-Karlsruhe („Über die späteiszeitliche Vegetationsentwicklung im Schwarzwald“, vgl. Flora 139, 243—294 u. Beitr. z. naturkundl. Forsch. in Südwestdeutschland 11, 89—110, 1952) konnte pollen- und makrofossilanalytisch die späteiszeitliche Vegetationsentwicklung im südlichen Schwarzwald in die Abschnitte 1 a Waldlose Zeit, 1 b Birkenzeit (Ältere Dryaszeit) 2. Ältere Kieferzeit, Bewaldung bis über 900 m (Alleröd-Zeit, ca. 10 000—9000 v. Chr.), 3. Jüngere Kieferzeit, Absenkung der Waldgrenze um etwa 200—300 m (Jüngere Dryaszeit) gliedern. Sehr bemerkenswert ist der Nachweis von Steppenpflanzen (*Artemisia* mit sehr hohen Pollenwerten, *Sanguisorba minor* und *Ephedra cf. distachya*) sowie von Laacher vulkanischem Bimstuff in der Alleröd-Gyttja von 3 Mooren. A. FIETZ-Ispringen („Altdiluviale Pflanzenfunde bei Karlsruhe“, vgl. Mitteilungsbl. d. Bad. Geol. Landesamt. f. 1950, S. 90—93, 1951) ermittelte in einer Fundschicht in Söllingen, die nach L. HIRSCH und H. FREISING mindestens ins Mindel-Riß-Interglazial zu stellen ist, eine Reihe von Pflanzenarten, von denen für dieses Gebiet nur *Picea* bemerkenswert ist.

Daß die stratigraphische und chronologische Auswertung der Höhlensedimentprofile nach der Methode von R. LAIS mit großer Vorsicht ausgeführt werden muß, zeigte der Vortrag von E. SCHMID-Freiburg (Br.) über „Die Sedimente der Salzofen-Höhle im Toten Gebirge, 2008 m ü. d. M.“ mit einer Schicht mit Höhlenbärenknochen, die die Vortragende ins frühe Postglazial gestellt hat, was aber nicht richtig sein kann, da der Höhlenbär spätestens im frühen Magdalénien ausgestorben ist, denn aus jüngeren Kulturschichten sind dem Referenten Höhlenbärenreste nicht bekannt. Auch F. BRANDTNER ist zu einer anderen Datierung wie die Vortragende gelangt. Im Gegensatz zu ihm hält W. LÜDI-Zürich eine pollenanalytische Untersuchung von Höhlensedimenten für sehr fragwürdig; M. WELTEN hat auf diese Weise in der Schweiz den Höhlenbären in einem Fall auch ins Postglazial gestellt.

In seinem Vortrag „Zur Frage der Gruppierung der pleistozänen Hominiden“ erachtete G. HEBERER-Göttingen das bisherige beklagenswerte morphogenetische und nomenklatorische Chaos in der Paläanthropologie als durchaus überwindbar. Die neuere Entwicklung dieser Wissenschaft macht eine Wandlung in der Gruppierung und Bewertung der Funde notwendig und wirft zugleich die Frage nach der Bezeichnungsweise auf, die den phylogenetischen Zusammenhängen gerecht wird. Die südafrikanischen Prähominiden (d. h. die Australopithecinen) sind nach neueren geologischen Angaben nicht pliozän, sondern alt- bis mittelpleistozän; sie sind ein Seitenzweig an der Basis des Hominiden-Stammbaumes. Für alle Hominiden wird der Gattungsname *Homo* vorgeschlagen. Die Hominiden reichen tief in das Tertiär zurück, die *Sapiens*-Menschheit ist viel älter, als bisher angenommen wurde.

In der geschäftlichen Sitzung teilte C. TROLL mit, daß am 4. INQUA-Kongreß in Italien 26 Deutsche und 7 Österreicher teilgenommen haben. Die Mitgliederzahl der Deutschen Quartärvereinigung beträgt 248 (Stand von 1953). Der Schatzmeister K. RICHTER beklagte die sehr säumige Zahlung der Mitgliedsbeiträge. Die Vorstandswahl ergab: 1. WEIDENBACH, 2. SCHWARZBACH, 3. PANZER, 4. GROSCHOFF, 5. K. RICHTER, die Beiratswahl: RUST, WOLDSTEDT, POSER, LOUIS, GUENTHER, TROLL. Die nächste Jahresversammlung wurde für Kiel (oder Segeberg) festgelegt.

Sehr lehrreich und interessant waren die sorgfältig vorbereiteten Exkursionen. Am 19. 9. wurden die berühmten in mehreren Platten von Na-Ca-Chlorid-Sulfat-Hydrogenkarbonat-Säuerling (Gesamtschüttung der Quellen heute ca. 300 l/sec.) abgelagerten pleistozänen Sauerwasserkalke mit Lößdecke zu beiden Seiten des Neckars im Stadtgebiet von Cannstadt (1. Leimengrube am Seelberg, 2. Ganzhornstraßendurchbruch, in Cannstadt-Münster 3. die Travertinbrüche HAAS, LAUSTER und SCHAEUFFELE und 4. die Ziegelei HÖFER) unter Führung von K. D. ADAM und H. ALDINGER besucht. Das infolge tektonischer Bewegungen während der Travertinablagerung örtlich verschieden ausgebildete Profil ist:

- A. Löß bzw. Lößlehm,
 B. Travertin mit Einlagerung von verschwemmtem Lößlehm, Auenmergel und Neckarkiesen,
 C. Neckar-Auenmergel,
 D. Neckar-Kiese, meist zu Nagelfluh verkittet.

W. SOERGEL stellte den nach Fauna und Flora interglazialen Travertin bekanntlich in das Mindel 2 - Riß 1 - Interglazial; da aber der Travertin wahrscheinlich nur von 2 Lössen überlagert wird und ein größerer Hiatus zwischen dem älteren Löß und dem Travertin fehlt, ist nach K. D. ADAM und H. ALDINGER ein wesentlich jüngeres Alter (wohl Taubacher Waldzeit = Riß-Würm-Interglazial) wahrscheinlich.

Am 20. 9. führten K. D. ADAM, H. FREISING und H. WILD, die während der Fahrt einen Überblick über die Erdgeschichte der Landschaft gaben, die Teilnehmer auf einer ganztägigen Autobusexkursion nach Mühlacker—Lauffen a. N.—Böckingen—Heilbronn—Wartberg bei Heilbronn—Frankenbach und Steinheim a. d. Murr. Im Vordergrund des Interesses standen Probleme der Lößstratigraphie, die in mehreren ausgedehnten Ziegeleigruben an vorbereiteten Profilen unter Anleitung von H. FREISING erörtert wurden. Besonders interessant war die große Ziegeleigrube in Mühlacker, wo an einer Stelle auf über 50 m Erstreckung die sonst durch Erdfließen stärker bzw. ganz abgetragene Göttweiger Bodenbildung mit Ausnahme des obersten Teils des humosen Oberbodens erhalten geblieben ist; an einer anderen Stelle ist im Liegenden der Fließerde zum Löß II (mit Mammut u. a.) eine 1 m mächtige Waldtorfschicht der vorletzten Warmzeit festgestellt

Fauna des Sauerwasser-Kalkes nach K. D. ADAM:

Fauna	Fundstellen					
	1 Löß bzw. Lößlehm	Oberster Travertin	Haupt- Travertin	Auenmer- gel und Nagelfluh	3 Traver- tin	4 Löß bzw. Lößlehm
<i>Homo</i> sp. (Spuren seiner Tätigkeit)	+	+
<i>Panthera</i> cf. <i>leo</i>	+
<i>Ursus spelaeus</i>	+	+
<i>Crocuta spelaea</i>	+	+
<i>Equus germanicus</i>	+	+
<i>Equus</i> cf. <i>germanicus</i>	.	+	+	?	.	.
<i>Mammonteuus primigenius</i>	+	+	.	+	.	+
<i>Tichorhinus antiquitatis</i>	+	.	.	+	.	+
<i>Megaceros giganteus</i> German.	+	+
<i>Rangifer</i> sp.	+	+
<i>Cervus elaphus</i>	.	.	+	.	+	+
<i>Bison priscus</i>	+	.
<i>Bison</i> cf. <i>priscus</i>	.	+
<i>Castor fiber</i>	.	.	?	.	.	.
<i>Canis lupus</i>	+	.
<i>Ursus</i> cf. <i>spelaeus</i>	+	.
<i>Ursus arctos</i>	.	.	?	.	.	.
<i>Ursus</i> cf. <i>arctos</i>	+	.
<i>Meles meles</i>	+	.
<i>Panthera</i> cf. <i>spelaea</i>	+	.
<i>Equus</i> cf. <i>taubachensis</i>	+	.
<i>Palaeoloxodon antiquus</i>	.	.	+	.	+	.
<i>Dicerorhinus hemitoechus</i>	.	.	+	.	+	.
<i>Sus scrofa</i>	.	.	?	.	+	.
<i>Bos primigenius</i>	.	.	+	.	+	.
<i>Dama dama</i>	?	.
<i>Megaceros giganteus</i>	.	.	+	.	.	.

worden (vgl. Geolog. Bavar. 19, 346—356, 1953). In Lauffen a. N. zeigte H. FREISING in der Grube des Ziegelwerkes SCHWEIKERT LÖB I, II und III mit seinen Fließerden und auf fast 250 m Erstreckung die mit Ausnahme des obersten Teils des humosen Oberbodens erhaltene Göttweiger Bodenbildung (ca. 1,50 m mächtig); von der Kremser Bodenbildung ist nur der verflössene Unterboden vorhanden. Ebenso zeigt die bis 15,50 m hohe Abbauwand an der W-Seite der Grube der Ziegelwerke Heilbronn-Böckingen A.G. in Böckingen LÖB I—III mit den dazu gehörigen Fließerden und Naßböden in den Lössen II und III; von der Kremser und Göttweiger Bodenbildung haben sich hier nur Reste ihrer Unterböden erhalten. In den Sandgruben INGELFINGER in Großgartach und ORTWEIN in Frankenbach bei Heilbronn waren 20—30 m mächtige Aufschüttungen alt- bis mittelpleistozäner Neckarschotter aufgeschlossen, die während der Entstehungszeit der Heilbronner Mulde abgelagert worden sind. Faunenbeschreibungen der altpleistozänen Frankenbacher Sande und Lauffener Schotter sind zu finden bei O. THIES: „Beitr. z. Kenntnis d. Heppenlochfauna 1926“ und bei W. PFEIFFER & K. HEUBACH: „Geologie von Heilbronn 1930“. Von den berühmten Kiesgruben von Steinheim a. d. Murr ist nur die Grube SAMMET (die 1910 ein Steppenelphanten-Skelett geliefert hat) noch im Betrieb, die Gruben BAUER (Wasserbüffel-Schädel 1927) und SIGRIST (Steinheimer Menschenschädel 1933, den die Tagungsteilnehmer in Stuttgart leider nicht zu sehen bekamen, da er sich seit seiner Entdeckung noch in der Wohnung des Bearbeiters befindet) sind erschöpft bzw. aufgegeben (vgl. den Aufsatz von K. D. ADAM in diesem Jahrbuch). In der Sandgrube SIGRIST konnte H. FREISING LÖB III mit einem ausgeprägten Naßboden, in der Sandgrube SAMMET LÖB II und III mit einem Rest des Unterbodens der Göttweiger Bodenbildung zeigen.

Die ganztägige Autobusexkursion am 21. 9. unter der Leitung von F. WEIDENBACH und R. WETZEL führte die Teilnehmer durch eine herrliche schwäbische Landschaft zunächst nach Aalen und Heidenheim. Bei Aalen sind in 2 Sandgruben Goldshöfer Sande mit altpleistozäner Fauna (vgl. K. D. ADAM: „Die altpleistozänen Säugetierfaunen Südwestdeutschlands“ 1952 und „Die Bedeutung der altpleistozänen Säugetierfaunen Südwestdeutschlands für die Gliederung des Eiszeitalters“ 1953) aufgeschlossen; hier wurde von F. WEIDENBACH die Entwicklung des Brenz-Tales seit dem späten Tertiär geschildert. Auf der Fahrt durch das schöne in der Altsteinzeit bewohnte Lone-Tal mit seinen vielen Höhlen kamen dann die Urgeschichtler auf ihre Rechnung, in Stuttgart durch die paläontologische Einführung durch U. LEHMANN und durch den begeisternden Vortrag von R. WETZEL (beide in diesem Jahrbuch abgedruckt) gut vorbereitet. Gezeigt wurden die Höhlen am Büschelesberg, Bockstein, Hohlestein und Vogelherd. Die Methodik der von 1932—39 ausgeführten und neuerdings wieder anlaufenden urgeschichtlichen Durchforschung des Lone-Tales durch R. WETZEL und seine Mitarbeiter „beruht auf der grundsätzlichen Einstellung, die Folge der Kulturen verschiedener Aufschlüsse sei unter Vermeidung typologischer Zirkelschlüsse nur aus der Folge der sie einschließenden Schichten zu erfahren . . . Die Schlüsselfrage ist hier seit jeher auf die Deutung eines Lehms als interglaziales oder interstadiales Zeugnis zugespitzt.“ Die steinzeitliche Besiedlung reicht bis ins Mittel-Paläolithikum zurück (Jung-Acheuléen, Micoquien, Moustérien, ältere Blattspitzen, Tayacien); besondere Höhepunkte der Stadelgrabung (1935—39) waren die Entdeckung der jungpaläolithischen Rötel-Kopfbestattung (Mann, Frau und Kind) und der neolithischen Knochenrümmerstätte von mindestens 40 erschlagenen meist jugendlichen Menschen („Kindermord von Stadel“). Faunistisch bedeutsam ist nach U. LEHMANN im Vogelherd und in der Bocksteinschmiede ein Beleg für den hierzulande sehr seltenen Moschusochsen. Der älteste Fossilrest ist ein Molar von *Falaeoloxodon antiquus* (Vogelherd). Ohne Parallele in deutschen Höhlen ist die hohe Zahl von Molaren erlegter Mammute ebenfalls im Vogelherd.

Hugo Gross.

Tagung zum Studium schweizerischer Quartärfragen

(13.—14. 3. 1954 in Aarau)

Die sehr gut besuchte Tagung, zu der die Schweizerische Geomorphologische Gesellschaft eingeladen hatte, vermittelte einen vorzüglichen Überblick über den heutigen Stand der schweizerischen Quartärforschung.

Ein kritisches Resumé mit ausführlichen Belegen aus dem Adda- und dem Aaregebiet legte einleitend P. BECK („Über den Stand der heutigen Quartärchronologie“) vor. H. SUTER („Beiträge zur Quartärchronologie, speziell der Ostschweiz“) und H. SCHMASSMANN („Neue Beobachtungen über die Niederterrasse des Hochrheintales“) behandelten besonders jung- und mittelpleistozäne Ablagerungen in Teilgebieten, ebenso A. BÖGLI („Möglichkeiten und Grenzen der Geomorphologie in der schweizerischen Quartärchronologie“) für die Reußgletscherzunge im Seetal, wobei noch eine ganze Reihe wich-

tiger geomorphologischer Probleme zur Sprache kam. Stratigraphisch und geomorphologisch neue Beobachtungen enthielt der anregende Beitrag von A. JAYET („Le problème du fluvioglaciaire“). Als Abschluß der geochronologischen Themen brachte Frl. E. SCHMID („Die Kulturen des Paläolithikums in der Stratigraphie des Jungquartärs“) die am Vorabend durchgeführte und mit Beiträgen von österreichischen und westdeutschen Teilnehmern bereicherte Diskussion zu einer gewissen Abrundung. Als Diskussionsbeitrag war ohne Zweifel auch das eingeschobene Kurzreferat von I. SCHAEFER über die Gliederung der Fluvioglazialablagerungen im nördlichen bayrischen Vorland gedacht.

Ein zweite Reihe von Vorträgen zeigte den Stand der pollenanalytischen Erforschung der schweizerischen Interglazialschichten und die Bedeutung, die sie für die Quartärstratigraphie auch des Alpenvorlandes besitzt. Hier sind zu nennen W. LÜDI: „Pollenanalyse und Quartärforschung“ und P. MÜLLER: „Über einige Diagramme aus dem Moränengebiet des Suhrentales“. Sehr wesentlich war ferner die Zusammenschau von E. KUHN über „Zoologie und Quartär“ und eine höchst interessante Einzelheit, die allerdings als ungelöst zu betrachten ist, der Bericht von Prof. BAY über einen rezent anmutenden Menschenschädel innerhalb der Niederterrassenschotter bei Basel, und zwar in 6 m Tiefe unter dem Hauptaufschüttungsniveau gefunden.

Eine kaum länger als einen vollen Tag währende Tagung konnte garnicht mehr an Ein- und Überblick über die derzeitige Problemstellungen in der Schweizerischen Quartärforschung bringen. Hinzu kam aber noch am Abend des 13. 3. gleichsam als Festvortrag (gemeinsam mit der Aarauer Naturforschenden Gesellschaft) die weitgreifende Überschau „Das Eiszeitklima und die zeitliche und räumliche Gliederung des Eiszeitalters“, die J. BÜDEL mit reichem Bildmaterial bot. Es vermittelte einen Querschnitt der zonalen Gliederung der Erde während einer Kaltzeit und deren Verschiebung gegenüber den heutigen Zonen.

Das Fazit der Aarauer Tagung kann vielleicht in folgende Punkte, die aber keineswegs alle aufgeworfene Probleme umfassen, gerafft werden:

1.) Die letzte Großvereisung (Würm) besaß im Aare- (Spiezer Schwankung nach P. BECK) und im Reußgebiet (Seetal nach A. BÖGLI) eine größere stadiale Schwankung. Sie soll im ersteren Gebiet nach, im letzteren vor dem Maximalstand der letzten Vereisung liegen. Im Addagebiet sind zwar auch zwei Jungendmoränen mit zwei verschiedenen Niederterrassen erhalten, aber es fehlt der Nachweis einer stadialen Schwankung (P. BECK). Die Profile aus der Nordost-Schweiz zeigen keine Gliederung der Niederterrassenschotter (H. SUTER). Hier werden die Ablagerungen im Liegenden der Schieferkohlschichten ins Riß gestellt. Die drumlinoid überformte Endmoräne von Sengen, die eine „starke innere Konsolidierung“ besitzt (A. BÖGLI) und der schon von MÜHLBERG festgestellte Schotter, der die äußeren Jungendmoränen im Liegenden durchlaufen soll, könnte m. E. vielleicht doch in näheren Zusammenhang mit dem Mittelterrassenschotter des Limmat- und Glattgebietes (H. SUTER) gebracht werden. Jedenfalls ist die Schotterterrasse westlich Hunzenschwill, die fast niveaugleich liegt mit der nach S zu jener äußeren Jungendmoräne sich fortsetzenden Niederterrasse ostwärts Hunzenschwil, bestimmt älter als Würm, was ihre wesentlich stärkere Verwitterung, die völlig andere Zusammensetzung ihres Geröllbildes und die Überlagerung mit einer mächtigen periglaziären Wanderlehmedecke beweisen (d. Ref.). Es ist verständlich, obgleich verfrüht, wenn Frl. E. SCHMID die „Spiezer Schwankung“ stratigraphisch ins Hangende der letzten Warmzeit stellen möchte. Diese ist — zu allem Überfluß sei dies hier nochmals erinnert — nach W. SOERGEL, F. E. ZEUNER u. K. das warme Interstadial Würm I/II, nach J. BÜDEL, I. SCHAEFER, dem Ref. u. K. Riß/Würm. H. GAMS möchte diese Schwankung ins Präwürm stellen, was natürlich nicht dasselbe bedeuten soll wie „Riß-Würm-Interglazial“. Er macht damit den deutschen Quartärgeologen die Konzession, „Würm bleibt Würm“, möchte aber ebenso bestimmt an der von R. GRAHMANN wieder mit Nachdruck betonten Auffassung: Riß/Würm-Interglazial = Eem = Kremser Bodenbildung (Fau-nengrenze) festhalten.

Nach P. BECK soll der Aare-Gletscher während der Spiezer Schwankung etwa bis an den Nordrand der Hochalpen zurückgegangen sein (Mächtigkeitabnahme ca. 600 m!). Diese Schwankung müßte sich im Vorland der Ostalpengletscher folgerichtig noch deutlicher bemerkbar machen. Bisher hat aber nur H. SPREITZER im Murgebiet (Geol. Bavaria Bd. 19, 1953) etwas Ähnliches festgestellt.

Im Baseler Rheintal kann jedenfalls keine besondere „Akkumulations“-Terrasse (die jünger als das Obere NT-Niveau wäre) festgestellt werden. Die verschiedenen Aufschüttungssohlen im Baseler Rheintal sind älter als jenes (H. SCHMASSMANN). Es wird wohl auch in der Schweiz ähnlich sein wie in Bayern, daß überfahrene und drumlinoid überformte Endmoränen (A. BÖGLI) nur mit großen Vorbehalten zur Gliederung einer Vereisung herangezogen werden können.

2.) Für die Datierung der Rückzugshalte kann der Satz von P. BECK gelten: „Bühl, Gschnitz und Daun lassen sich im Gelände nicht in der Weise nachweisen, wie PENCK und BRÜCKNER es nach der Depression der Schneegrenze angeben. Sie müssen von Ort zu Ort frisch kartiert werden“. Er hält Gschnitz am ehesten für AMPFERER's Schlußeiszeit. P. MÜLLER bezeichnet jenes als W III.

3.) Bekanntlich enthalten die Ablagerungen der Spiezer Schwankung auch Schieferkohlen. W. LÜDI möchte aber nicht nur die Schieferkohlen von Gondiswil, sondern alle ähnlichen Vorkommnisse ins letzte Interglazial stellen.

4.) Während P. BECK für das Gebiet der Insubrischen Seen keine Untergliederung der Rißmoränen und Schotter feststellen konnte, kam durch H. SUTER für das Limmat-, Glatt- und Rheingletschergebiet die alte MÜHLBERG'sche Auffassung von der Zweigliederung des Mittelpleistozäns (Mittelterrasse = Rinnenschotter = R II = Rißmaximum, Hochterrasse = R I) wieder zur Geltung. Ohne Zweifel sind die Mittelterrassenschotter eine Realität, und ebenso sicher sind sie älter als Würm. Eigenartig ist nur, daß sie innerhalb der Jungmoränen in allen gezeigten Profilen eine tiefere Sohle besitzen als die Würmablagerungen. Ob die Mittelterrassenschotter von H. SUTER nicht auch Verschiedenes enthalten, nämlich Jung- und Mittelriß, aber vielleicht sogar die Ablagerungen der BECK'schen Spiezer Schwankung und deren Liegendes (also H. GAMS' Präwürm)? Nördlich des Bodensees entspricht dem Mittelriß die Maximalausdehnung der Schweizer Vergletscherungen, also auch die des westlichen Rheingletschers. Hier wurde aber zwischen diesem Riß-Maximum und Würm ein weiterer Gletschervorstoß bekannt, den der Ref. aber keineswegs als Würm, höchst ungern als „Präwürm“, sondern am liebsten als noch rißzeitlich (Jungriß) bezeichnen möchte.

5.) Auch die altquartären Ablagerungen wagte P. BECK nicht in zwei selbständige Vereisungen zu gliedern, während H. SUTER die Deckenschotter der Nordost-Schweiz nach der Höhenlage im alten PENCK-BRÜCKNER'schen Sinne in Mindel und Günz aufteilte. P. BECK sieht in der Mächtigkeit der altquartären Schotter einen Hinweis dafür, daß sie das Produkt des ersten großen kalzeitlichen Schuttkehras der Alpenäler seien. Für J. SCHAEFER's schwäbisch-bayrische altquartäre Terrassentreppe von insgesamt acht selbständigen Akkumulationen (Donau, Günz und Mindel) fand P. BECK eine einleuchtende geographische Erklärung: „Das Iller-Lechgebiet verhält sich wie ein überempfindliches Instrument“, denn sein Einzugsgebiet reicht bei weitem nicht so hoch hinauf wie das der Schweizer Gletschergebiete. Er stellte gegenüber:

Der Arealanteil

beträgt im	unter 1 000 m	1 000 — 2 600 m	über 2 600 m
Illergebiet	54	46	0%
Aaregebiet	26	65,8	9,2%

Daher wirkten sich Schwankungen der Schneegrenze im unteren Abschnitt des Illergebietes (natürlich auch im Lechgebiet) aus, während sie in der Schweiz fehlen. Das Iller-Lechvorland eigne sich daher nicht als Ausgangsgebiet für Verallgemeinerungen in der Quartärstratigraphie. Freilich wäre eine Parallisierung zwischen den Beobachtungen P. BECK's im Bereich der Insubrischen Seen und den reichgegliederten Profilen von S. VENZO aus dem Valgandino (Lefte) dringend nötig.

6.) Sowohl die Wannen der Insubrischen Alpenrandseen als auch die des Thuner Sees sind nach P. BECK oberhalb der mächtigen altquartären Fluvioglazialschotter in Zungenbecken entstanden.

7.) Geomorphologische Gesichtspunkte legte vor allem A. BÖGLI vor. Es sollten mehrzyklische Karrenerscheinungen auf Rundhöckern, mehrzyklische Bergschuttbreccien in Tälern und das Schwellenphänomen, das die glazialgeformten Täler gleichsam in mehrere Flachwannen aufgliedert, zur Stratigraphie herangezogen werden. Die fluviale Eintiefung könnte dagegen nicht chronologisch ausgenutzt werden. Die Wichtigkeit der Deltaschotter wurde auch von P. BECK des öfteren betont.

8.) Im paläontologischen Vortrag (E. KUHN) wurden folgende Punkte herausgestellt: „Nicht das Aussterben bestimmter Typen, sondern das Auftreten neuer ist charakteristisch“ für das Villafranchian und damit für die Grenze Pliozän-Pleistozän. Die Mollusken haben sich in Mitteleuropa seither weniger verändert, die Säuger versagen als Leitfossil. Das Häufigkeitsverhältnis der einzelnen Arten, aber auch Unterarten und Rassen sei wichtig für die Charakteristik des Klimas. Im allgemeinen treten bei interglazialen Faunen 89,5% für Wald, bei glazialen aber 83% für offene Landschaften charakteristische Formen auf. Auf paläontologischer Grundlage ist nur eine Groß-, aber keine Vollgliederung des Pleistozäns möglich; und vor allem ist zu warnen vor Analogieschlüssen aus den Erkenntnissen über das Geschehen in der letzten Eiszeit für frühere Eiszeiten.

Hans Graul.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau (14a) Öhringen

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. — Diese Neuerscheinung 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 Allgäus 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 Phtos 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 62. Jahrgang und kostet vierteljährlich nur **DM 3.—**

Aus der Heimat ist die Zeitschrift des ernststen Naturfreundes

Probehefte auf Wunsch!

Sonderheft: Der Karst, von Prof. Dr. G. Wagner, **DM 2.—**
(9/10/1954) als Musterbeispiel der Verkarstung, mit 16 Tafeln.